



HAL
open science

Le Crétacé Supérieur - Paléogène du Bassin Compressif Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique.

Olivier Serrano

► **To cite this version:**

Olivier Serrano. Le Crétacé Supérieur - Paléogène du Bassin Compressif Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique.. Stratigraphie. Université Rennes 1, 2001. Français. NNT: . tel-00675829

HAL Id: tel-00675829

<https://theses.hal.science/tel-00675829>

Submitted on 2 Mar 2012

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

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

Olivier SERRANO

MÉMOIRES GÉOSCIENCES RENNES

**Le Crétacé supérieur -
Paléogène du bassin compressif
Nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour)
Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique**



Thèse de l'Université de Rennes 1

n° 101

2001

MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 101

OLIVIER SERRANO

**Le Crétacé Supérieur – Paléogène du Bassin Compressif
Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour)**

Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I

soutenue le 6 Avril 2001

**Géosciences – Rennes
UMR-CNRS 6118
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)**

2001



ISSN 1240-1498

ISBN : 2-914375-06-9

2001

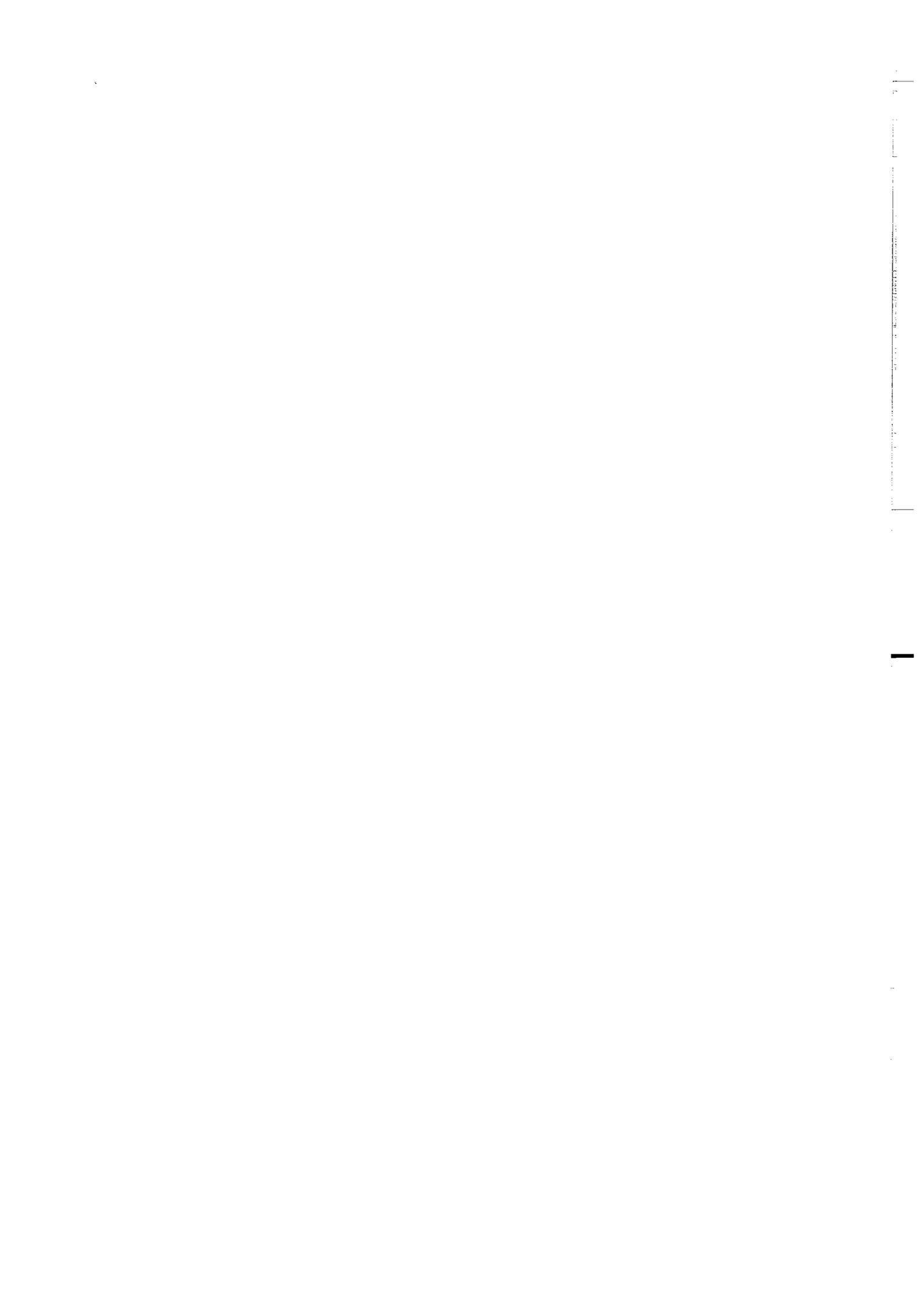
**GEOSCIENCES-RENNES
UMR-CNRS 6118
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex (France)**

Olivier SERRANO

**Le Crétacé Supérieur – Paléogène du Bassin Compressif
Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour).**

Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique.

Mémoire de Géosciences Rennes, n° 101 p. 173



« Après la découverte de la nature nummulitique de la quasi-totalité de l'île de Porto Santo, des bâtiments des pressoirs à vin, du sol, etc., le nom de *Eozoon portasantum* sembla parfaitement convenir à ces fossiles. Lorsque les roches ignées de Madère se révélèrent pareillement nummulitiques, *Eozoon atlanticum* sembla une dénomination plus appropriée. [...] En une matinée, j'ai annexé pour l'*Eozoon* les roches volcaniques de l'Arctique et, dans l'après-midi du même jour, celles de l'océan Indien, du Pacifique et de l'Atlantique. La désignation d'*Eozoon orbis-terrarum* s'imposait d'elle-même. [...] Si l'*Eozoon*, après s'être emparé du monde, avait regretté de ne plus avoir d'autres mondes à conquérir, sa bonne fortune aurait surpassé celle d'Alexandre, car ses désirs auraient été exaucés. Lorsqu'on découvrit que l'empire des nummulites s'étendait à l'espace, une modification finale du nom *Eozoon universum* devint apparemment nécessaire. »

« La nature originelle organique de ces roches m'apparaît manifeste, car je peux voir en elles la structure de foraminifère, et souvent d'une façon très claire. »

« Les roches sont parfois classées en roches fossilifères et non fossilifères, mais toutes sont fossilifères. [...] En réalité, il y a, généralement parlant, une seule roche. [...] La lithosphère est véritablement une nummulosphère silicatée. »

Randolph Kirkpatrick, 1913

A Sylvie
A ma famille
A Jean-Marie

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

REMERCIEMENTS

Euh ... j'avais pas prévu Je ferai donc très court !

Voilà déjà cinq ans que Sylvie et moi-même avons quitté la Ville rose pour débarquer en Bretagne ! C'est avec un pincement au cœur que cette escapade va prendre fin, car cinq ans c'est long et court à la fois, mais ce sont surtout des moments inoubliables, même si nos premiers pas en territoire armoricain n'ont pas été forcément faciles ! Si un jour, on m'avait dit que je viendrais en Bretagne pour travailler sur l'Aquitaine je n'y aurais pas cru.

A mon arrivée au « troisième », j'étais le petit jeunot et j'ai été accueilli par la bande des thésards cartographes armoricains. A présent, c'est un peu moi le papet de la bande qui s'est quelque peu renouvelée ! C'est donc avec ce sentiment d'appartenir à une famille (et quand on est loin de chez soi, ça compte) que s'est concrétisé ce travail.

C'est tout d'abord au chef de famille, François GUILLOCHEAU, que vont mes premiers remerciements. Merci Fanch de m'avoir fait confiance, de m'avoir initié à la sédimentologie de faciès et à la stratigraphie séquentielle (la vraie !!!), de m'avoir trimbalé un peu partout, mais également pour tout un tas d'autres choses qu'il serait trop long de citer ici. Je tiens également à associer à ces remerciements Jean VAN DEN DRIESSCHE et Jean Pierre BRUN avec qui j'ai eu des discussions toujours riches et passionnées, et parce que LA TECTO C'EST UN MÉTIER !!!.

La famille est nombreuse et il serait long de remercier tout le monde. Un grand merci à tous les chercheurs pour leur aide et leur soutien, en particulier Thierry NALPAS qui m'a accordé pas mal de temps pour m'initier au pointé sismique et Delphine ROUBY (Miss Silicon Graphics) pour l'apprentissage de Gocad. Merci également à Marie-Paule pour tous les petits trucs qui vous facilitent la vie, Annick et ses blagues, Arlette toujours parfaite, Monique pour la cartouche d'imprimante de la dernière minute qui m'a sauvé la vie, sans oublier bien sûr Yves Quété, le magicien de C++ et de Mapinfo (qu'est ce qu'on ferait sans lui ! !).

Enfin, une famille ne serait pas complète sans les gamins qui hurlent dans les couloirs, alors dans le désordre, merci pour tout au duo de cartographes, le Jimmy Outin et le Rico Thomas (et bien sûr Nathalie, Silène et Mégane), qui sont devenus des amis pour la vie, le gars Steph' Bonnet (si t'as froid aux pieds, mets ton Bonnet), Renaud dit Tyren qu'il me tarde de revoir outre-atlantique, le Quemener et sa Quemenerite haute densité, la Xav (Monsieur gravitaire) et ses pâtés de sable, Nico dit Gnouff et ses délires (demandez lui de faire la poule, ça vaut le détour), Seb (l'autre gars du Sud, bien qu'il soit quand même au Nord de l'Adour !) dit Castor qui m'a fait retrouver rapidement mon accent, Manu (Monsieur Mapinfo bis), Dom (rendez-vous aux Marquises), Juju, Stéphane Pochat (Hummffffff) et tous les autres étudiants de Géosciences.

Une mention particulière va à Laurie Barrier, à Olivier Broucke et au Rico, sans qui je serais encore greffé à mon clavier !! Merci pour tout ce que vous avez fait et désolé pour le manque de sommeil.

Je tiens également à remercier le Service Géologie Géophysique de la Direction de la Recherche de Gaz de France et en particulier François VERDIER qui est, avec Fanch, à l'origine de ce travail, Hélène GIOUSE, Eric LEROY, Sandra MORO, Nicolas LABAT, Gilbert LECLERC et Karoly SZTRAKOS. Mais ce n'est pas dans les bureaux chauffés de la Plaine St Denis que j'ai passé le plus de temps mais à la Carothèque, glaciale en hiver, de Mareuil-sur-Ourcq ! Merci Hubert pour toute votre aide lors de mes séjours et pour votre gentillesse. Merci également à Anne et ses repas et gros bisous à Amandine, charlotte et Robin.

Enfin, qu'aurais-je fait sans le soutien et l'aide de ma Sylvie qui à passé quelques soirées bien seules et sans ma famille, parents, grand parents, brother et sister qui ont été toujours là pour me soutenir. **Je vous aime.**

Adichat, vive le Cauhapé et le Petit Manseng !!



TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I

LE BASSIN D'AQUITAINE AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR / PALÉOGÈNE : ÉTAT DES CONNAISSANCES

I) LA CHAÎNE DES PYRÉNÉES : LES PRINCIPAUX MODÈLES	1
1) LA STRUCTURE GÉNÉRALE ACTUELLE DE LA CHAÎNE DES PYRÉNÉES	4
2) L'ÂGE DE LA COMPRESSION ET DE LA NAISSANCE DU BASSIN NORD-PYRÉNÉEN.....	8
II) EVOLUTION GÉNÉRALE DU BASSIN D'AQUITAINE	10
1) L'HÉRITAGE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE	10
2) LE MÉSOZOÏQUE.....	14
2-1 : <i>Le Trias : "rifting"</i>	14
2-2 : <i>Le Jurassique : bassins intracratoniques</i>	14
2-3 : <i>Le Crétacé inférieur : stade transtensif</i>	15
2-4 : <i>Le Crétacé supérieur : stade transpressif</i>	16
3) LE CÉNOZOÏQUE : LA COMPRESSION PYRÉNÉENNE	19
3-1 : <i>Le Paléocène</i>	19
3-2 : <i>L'Eocène et l'Oligocène</i>	19
3-3 : <i>Le Miocène à l'actuel</i>	22
4) ÉVOLUTION DE LA SUBSIDENCE	22
III) CONTEXTE STRUCTURAL DU BASSIN NORD-PYRÉNÉEN OCCIDENTAL.....	24
1) LE SYSTÈME DE CHEVAUCHEMENT NORD-PYRÉNÉEN LE LONG DU PROFIL ARZACQ	24
2) SCHÉMA STRUCTURAL DU BASSIN DE L'ADOUR / IMPORTANCE DE L'HALOCINÈSE	24
IV) STRATIGRAPHIE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR - PALÉOGÈNE DU BASSIN DE L'ADOUR.....	29
1) LITHOSTRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	29
2) LITHOSTRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE DU PALÉOGÈNE.....	31
2-1 : <i>Le Paléocène</i>	31
2-1-1 : Formation de Lasseube.....	31
2-1-2 : Formation de Pont-Labau.....	31
2-1-3 : Formation d'Arcet.....	31
2-1-4 : Formation de Meilhan	32
2-2 : <i>L'Eocène</i>	32
2-2-1 : Formation des Marnes du Louts	32
2-2-2 : Formation des Calcaires d'Horbazou.....	32
2-2-3 : Formation de Pont-Labau.....	33
2-2-4 : Formation des Grès de Coudures.....	33
2-2-5 : Formation des Calcaires de Lapêche	33
2-2-6 : Formation des Marnes de Gan	33
2-2-7 : Formation des Sables de Baliros.....	33
2-2-8 : Formation des Marnes de Donzacq	34
2-2-9 : Formation des Grès de Grenade.....	34
2-2-10 : Formation des Marnes de Miretrain	34
2-2-11 : Formation des Calcaires de Nousse.....	34

2-2-12 : Formation de la Fontaine de la Médaille.....	35
2-2-13 : Formation des Calcaires de Brassempouy.....	35
2-2-14 : Formation des Calcaires de Siest.....	35
2-2-15 : Formation des Marnes de la Côte des Basques.....	35
2-2-16 : Formation des Sables de Lussagnet.....	35
2-2-17 : Formation de Calavante (Groupe des Molasses d'Aquitaine).....	36
2-2-17 : Formation de Tartas (Groupe des Molasses d'Aquitaine).....	36
2-2-18 : Formation de Campagne (Groupe des Molasses d'Aquitaine).....	36
2-3 : <i>Les discontinuités majeures</i>	36

CHAPITRE II

METHODOLOGIE

I) DONNÉES DISPONIBLES	39
II) MÉTHODE DE CORRÉLATION : LE "STACKING PATTERN"	40
1) HISTORIQUE DES CONCEPTS (LAFONT, 1994; HOMEWOOD ET AL., 1999).....	40
2) NATURE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE.....	43
3) LES PRINCIPAUX MODÈLES D'UNITÉS ÉLÉMENTAIRES.....	44
3-1 : <i>Les modèles d'unités simples de progradation : modèles aléatoires</i>	44
3-2 : <i>Les modèles de séquences élémentaires de dépôt : modèles déterministes</i>	45
3-2-1 : Le modèle de Plint (Plint, 1988).....	45
3-2-2 : Le modèle d'unité génétique.....	46
4) CONCLUSION	48
5) ÉVOLUTION DES MÉTHODES DE CORRÉLATIONS.....	49
6) DÉVELOPPEMENT DE LA MÉTHODOLOGIE.....	50
6-1 : <i>Construction d'un modèle de faciès - notion d'incertitude en sédimentologie</i>	51
6-1-1 : Observation des faciès sédimentaires	52
6-1-2 : Dédution des processus de dépôt	52
6-1-3 : Identification des associations de faciès et détermination du milieu de dépôt	52
6-1-4 : Construction du modèle de faciès - notion d'incertitude en sédimentologie.....	52
6-2 : <i>Mise en évidence des unités génétiques et des groupements d'unités génétiques</i>	53
6-3 : <i>Calage des carottes sur diagraphies : signature des unités génétiques</i>	54
6-4 : <i>Corrélations de coupes verticales - reconstitution de la géométrie des cycles stratigraphiques et des corps sédimentaires</i>	54
III) MÉTHODE DE POINTÉ SISMIQUE : LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE	55

CHAPITRE III

SEDIMENTOLOGIE DE FACIES - RECONSTITUTION DES PROFILS DE DÉPÔT

I) SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS	57
1) DONNÉES UTILISÉES	57
2) FACIÈS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR.....	58
2-1 : <i>Cénomaniens-Turonien</i>	58
2-2 : <i>Sénonien</i>	60
3) FACIÈS DU PALÉOGÈNE	64
3-1 : <i>Paléocène</i>	64
3-1-1 : Membre de Buane.....	64
3-1-2 : Calcaires de Meilhan inférieurs	66
3-1-3 : Sables de Louer.....	67
3-1-4 : Calcaires de Meilhan supérieurs	67
3-2 : <i>Eocène</i>	68
3-2-1 : Calcaires de Lapêche.....	68
3-2-2 : Marnes de Donzacq	68
3-2-3 : Calcaires de Nousse.....	70
3-2-4 : Calcaires de la Fontaine de la Médaille.....	71
3-2-5 : Calcaires de Brassempouy inférieurs.....	73
3-2-6 : Calcaires de Brassempouy supérieurs	74
3-2-6 : Marnes de Campagne	75
II) RECONSTITUTION DES PROFILS DE DÉPÔT	77
1) : LES PROFILS DE DÉPÔT DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	77
2) : LES PROFILS DE DÉPÔT DU PALÉOGÈNE.....	77

CHAPITRE IV

LE BASSIN DE L'ADOUR AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR / PALÉOGÈNE : STACKING PATTERN / ACCES AUX GEOMETRIES

I) LES GRANDS CYCLES T/R DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET DU PALÉOGÈNE	79
1) LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR.....	79
2) LE PALÉOGÈNE	84
II) GÉOMÉTRIES 2D ET 3D.....	89
1) COUPES 2D DANS LE BASSIN DE L'ADOUR.....	89
1-1 : <i>Le Crétacé supérieur</i>	89
1-1-1 : Le Cénomaniens - Santonien (Formations de Pilo et de Jouansalles)	89
1-1-2 : Le Campanien - Maastrichtien (Formations de Pré-Marie et de Dumes)	90
1-2 : <i>Le Paléogène</i>	91
1-2-1 : Le Paléocène	91
1-2-2 : L'Eocène.....	91
2) CARTOGRAPHIE DES SÉQUENCES DE DÉPÔT : ISOPAQUES ET FACIÈS	97
2-1 : <i>Le Crétacé supérieur (fig. IV-12)</i>	97
2-1-1 : Le Cycle T/R majeur Cénomaniens - Turonien (Formations de Pilo et de Jouansalles inférieure)	97
2-1-2 : Le Cycle T/R majeur Coniacien - Santonien (Formation de Jouansalles)	98
2-1-2 : Le Cycle T/R majeur Campanien - Maastrichtien (Formation de Pré-Marie et de Dumes)	98
2-2 : <i>Le Paléogène (figs. IV-13 et IV-15)</i>	101
2-2-1 : Le Cycle T/R mineur du Membre de Buane	101
2-2-2 : Le Cycle T/R mineur du Membre de Houns	101
2-2-3 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Meilhan inférieurs.....	102
2-2-4 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Meilhan supérieurs.....	102
2-2-5 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires d'Horbazou	102
2-2-6 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Lapêche	104
2-2-7 : Le Cycle T/R mineur des Marnes de Gan	104
2-2-8 : Le Cycle T/R mineur des Marnes de Donzacq.....	106
2-2-9 : Le Cycle T/R mineur Calcaires de Nousse.....	106
2-2-10 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de la Fontaine de la Médaille	107
2-2-11 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Brassempouy inférieurs	107
2-2-12 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Brassempouy supérieurs.....	107
2-2-13 : Le Cycle T/R mineur des Marnes de Campagne.....	109
3) LIGNES SISMIQUES 2D DANS LE BASSIN DE L'ADOUR	110
3-1 : <i>Ligne EW Gourbéra - Lussagnet</i>	110
3-2 : <i>Ligne NE/SW Audignon - Lacquy</i>	110
3-3 : <i>Lignes NE/SW annexes</i>	112
III) CONCLUSIONS	117
1) LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR.....	117
2) LE PALÉOGÈNE	117

ANNEXE DU CHAPITRE IV : cartes de faciès et d'isopaques

CHAPITRE V

LE BASSIN DE L'ADOUR : HISTOIRE TECTONO-SEDIMENTAIRE, INTEGRATION REGIONALE

I) HISTOIRE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE L'ADOUR DU CRETACE SUPERIEUR AU PRIABONIEN.....	119
1) LE STADE DE STRUCTURATION EN ANTICLINAUX (CÉNOMANIEN - MAASTRICHTIEN).....	119
2) LE STADE DE FLEXURATION D'AXE EST-OUEST (PALÉOCÈNE - PRIABONIEN).....	120
2-1 : <i>Initiation du bassin compressif paléogène (Paléocène-Yprésien inférieur : zones NP1 à NP10)</i>	<i>120</i>
2-2 : <i>Comblement du bassin compressif paléogène (Yprésien moyen-Priabonien: zones NP11 à NP20)....</i>	<i>120</i>
3) LA STRUCTURATION PYRÉNÉENNE S.S.	122
II) LE BASSIN DE L'ADOUR : SOUS-BASSIN DU BASSIN D'AQUITAINE	122
1) LA FLEXURE PALÉOGÈNE : UN FLAMBAGE LITHOSPHERIQUE ?	122
2) INTÉGRATION RÉGIONALE.....	122
2-1 : <i>Structuration : tectonique de socle et diapirisme.....</i>	<i>122</i>
2-1-1 : Ligne sismique Est-Ouest.....	122
2-1-2 : Coupe géologique Nord-Sud.....	130
2-2 : <i>Dynamique du remplissage : cartes d'isopaques et de faciès régionales</i>	<i>135</i>
2-2-1 : Crétacé supérieur	135
2-2-2 : Tertiaire.....	137
3) HISTOIRE TECTONO-SÉDIMENTAIRE.....	153
III) LE BASSIN DE L'ADOUR : COMPARAISON AVEC LES BASSINS SUD-PYRÉNEENS.....	156
1) EXPOSÉ SUCCINCT DE L'HISTOIRE TECTONO SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE JACA	156
1-1 : <i>Géométrie actuelle.....</i>	<i>156</i>
1-2 : <i>Evolution sédimentaire.....</i>	<i>156</i>
2) COMPARAISON DU BASSIN DE L'ADOUR ET DE JACA	159

ANNEXE DU CHAPITRE V : ligne sismique régionale

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

ANNEXES

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les bassins sédimentaires sont l'expression de déformations lithosphériques. Plus la durée de vie d'un bassin est longue, plus sa probabilité de changer de nature géodynamique est forte. Beaucoup de bassins enregistrent le passage d'un régime extensif à un régime compressif. Cette évolution peut se traduire par un arrêt définitif de son fonctionnement, ou à l'inverse, par une réorganisation majeure de la subsidence et des faciès. Cette évolution est de type marge passive / marge active ou bassin intracratonique / bassin d'avant-pays, voire rift oblique / bassin d'avant-pays. Si le premier type d'évolution a fait l'objet de nombreuses modélisations, ce n'est pas le cas du dernier.

Le propos de ce travail est d'étudier les modalités de passage d'un rift oblique à un bassin d'avant-pays et ses conséquences sur l'enregistrement sédimentaire à partir de l'analyse 3D des géométries sédimentaires (Serrano *et al.*, 2001). Le domaine étudié est le bassin d'Aquitaine (fig. 1) du Crétacé supérieur au Paléogène, durant la convergence Ibérie-Eurasie et sa conséquence : la formation de la chaîne des Pyrénées.

En effet, si l'histoire du Crétacé inférieur à l'Eocène supérieur est relativement bien connue, avec (1) un rift oblique au Crétacé inférieur et (2) la "phase" dite pyrénéenne à l'Eocène moyen-supérieur, les modalités d'évolution de l'un à l'autre demeurent sujettes à de nombreuses discussions.

Nous nous proposons donc, d'apporter de nouveaux éléments pour contraindre cette étape cruciale de l'histoire du bassin d'Aquitaine que constitue le passage d'un régime extensif à un régime compressif. Cette démarche repose sur une analyse 3D des géométries sédimentaires, sur puits et sismique, selon les principes de la stratigraphie séquentielle.

Ce travail a été financé et réalisé à partir des données de la société Gaz-de-France, afin de replacer un site souterrain potentiel de stockage de gaz (Landes-de-Siougos) dans le cadre du sous-bassin de l'Adour-Mirande et plus globalement dans le cadre du bassin d'Aquitaine.

Il s'agissait également de reconstruire, de quantifier et de prédire l'extension de la géométrie des corps réservoirs carbonatés (rapport ARTEP : quantification de la géométrie des corps réservoirs carbonatés), thème qui n'est que partiellement développé dans ce travail.

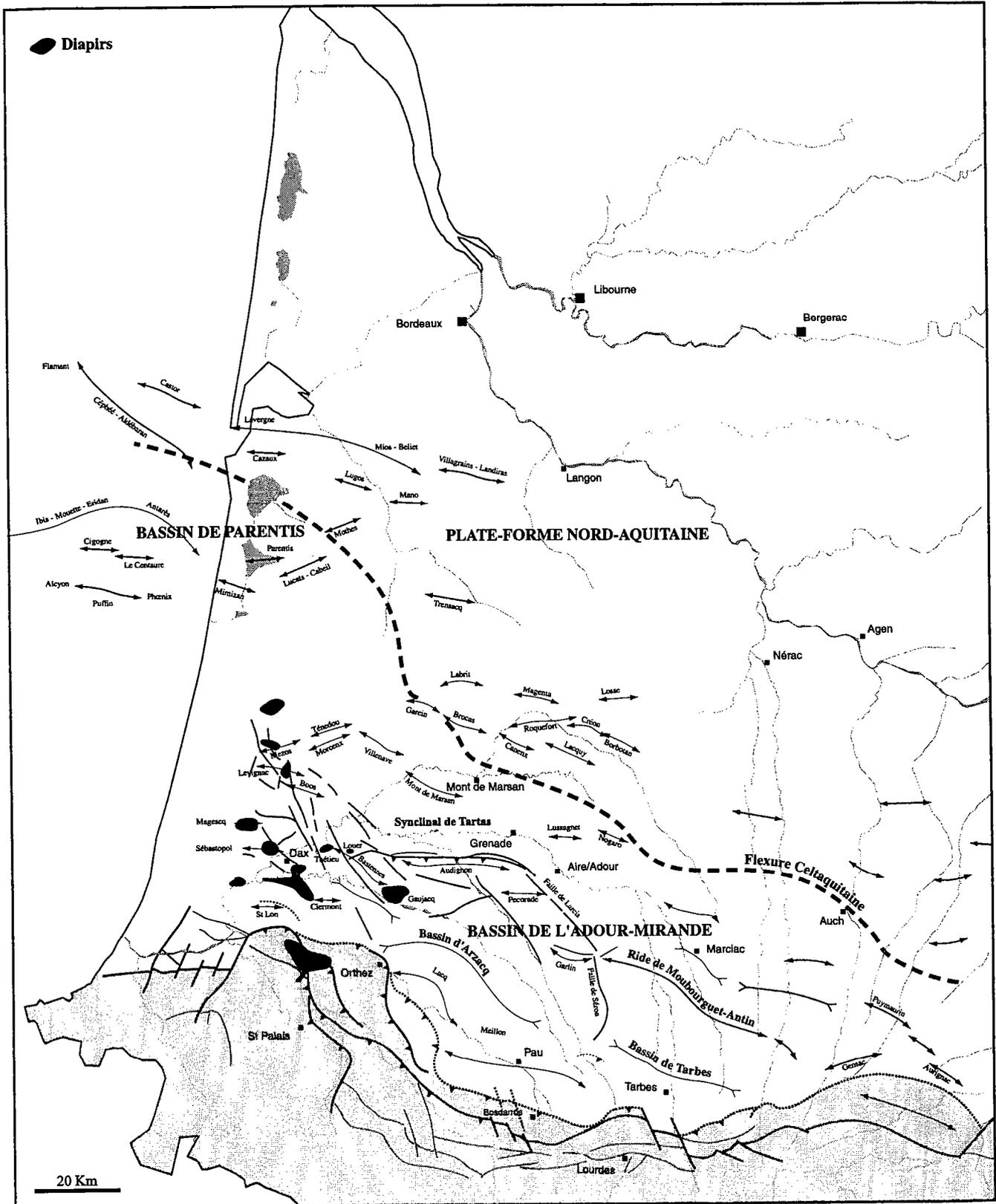
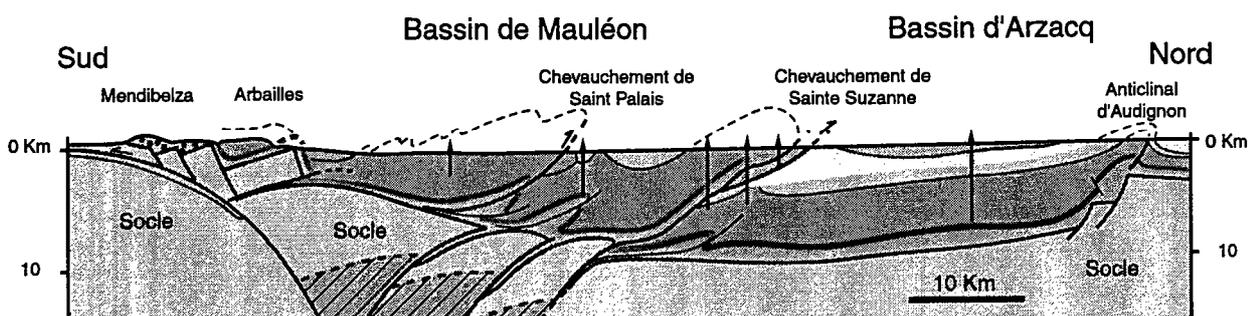


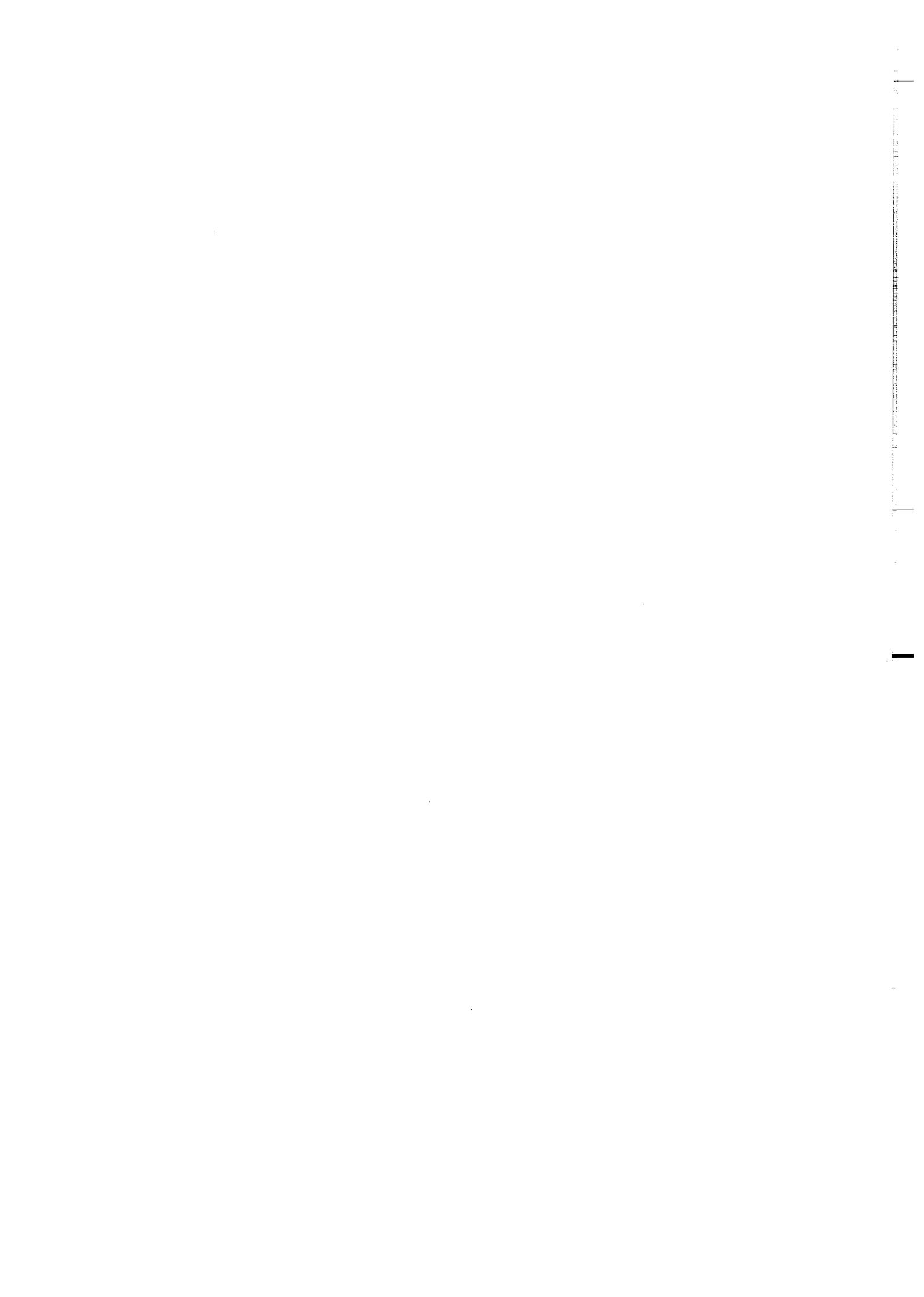
Figure 1 : Carte structurale du bassin d'Aquitaine. Principales dénominations utilisées dans ce travail

Le Crétacé supérieur / Paléogène du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) Sédimentologie - Stratigraphie - Géodynamique

Chapitre 1

LE BASSIN D'AQUITAINE AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR / PALÉOGENE : ÉTAT DES CONNAISSANCES





LE BASSIN D'AQUITAINE AU CRETACE SUPERIEUR / PALEOGENE : ETAT DES CONNAISSANCES

Le bassin d'Aquitaine est un bassin sur croûte continentale qui fonctionne du Trias à nos jours. Les limites actuelles ne traduisent pas ses limites au cours des temps géologiques : la limite NE est une limite d'érosion, ses limites Sud et Ouest sont néoformées (Crétacé inférieur pour le Golfe de Gascogne, Tertiaire pour la chaîne des Pyrénées).

C'est un bassin qui a enregistré l'évolution de deux domaines océaniques, la Téthys et l'Océan Atlantique : il évolue globalement d'un stade extensif (Trias au Crétacé inférieur) à compressif (Crétacé supérieur au Tertiaire).

Ce bassin, intensément étudié par les compagnies pétrolières depuis la découverte du champ de gaz de St-Marcet en 1939, a fait l'objet d'une remarquable synthèse en 1974 (Géologie du bassin d'Aquitaine, Bureau de recherches géologiques et minières, Société Elf recherche, Société Esso de recherche et d'exploitation du pétrole et Société nationale des pétroles d'Aquitaine). Depuis, seules de rares études lui ont été consacrées (Bourrouilh *et al.*, 1995; Le Vot *et al.*, 1996). Le désintérêt du bassin était compensé par de nombreuses études sur la chaîne des Pyrénées, parmi lesquelles les thèses de Séguret (1972) et de Choukroune (1976) et la valorisation des profils ECORS Pyrénées et Arzacq (ECORS-Pyrenees-Team, 1988; Grandjean, 1994).

I) LA CHAÎNE DES PYRENEES : LES PRINCIPAUX MODELES

Le bassin d'Aquitaine constitue l'avant-pays Nord de la chaîne des Pyrénées (fig. I-1). L'étude structurale de la formation de la chaîne a fait l'objet de nombreuses études (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976; Boillot et Capdevila, 1977; Choukroune et Mattauer, 1978; Williams et Fisher, 1984; Déramond *et al.*, 1985; Mattauer, 1985; Seguret et Daignières, 1986), mais l'acquisition des profils ECORS Pyrénées (1985-86) et Arzacq (1989) a permis de lever certaines incertitudes sur sa structuration et son évolution. Avant la réalisation de ces prospections de sismiques profondes, les principales connaissances, basées sur des données de surface et de subsurface, concernaient la disposition en éventail (fig. I-2) de la zone axiale et la relative linéarité des grands domaines structuraux (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976; Choukroune et Mattauer, 1978). Les objectifs principaux de la campagne ECORS étaient de reconnaître le prolongement des structures observées en surface, de tenter de reconstituer la formation de la chaîne afin de trancher entre les principaux modèles proposés (ECORS-Pyrenees-Team, 1988) : (1) chevauchements superficiels enracinés dans une zone de déformation ductile sous la chaîne (fig. I-3A), l'épaississement crustal de la zone axiale s'expliquait par des mouvements le long de la faille transformante nord pyrénéenne avant la compression (Mattauer, 1968; Choukroune, 1976); (2) subduction de la lithosphère européenne (fig. I-3B) vers le Sud (Boillot et Capdevila, 1977); (3) charriage de la lithosphère

européenne le long d'un méga plan de chevauchement (fig I-3C) à faible pendage Nord (Williams et Fisher, 1984); (4) chevauchements intra-crustaux à fort pendage (fig. I-3D), branchés sur un plan de décollement profond au niveau du Moho (Dérmond *et al.*, 1985).

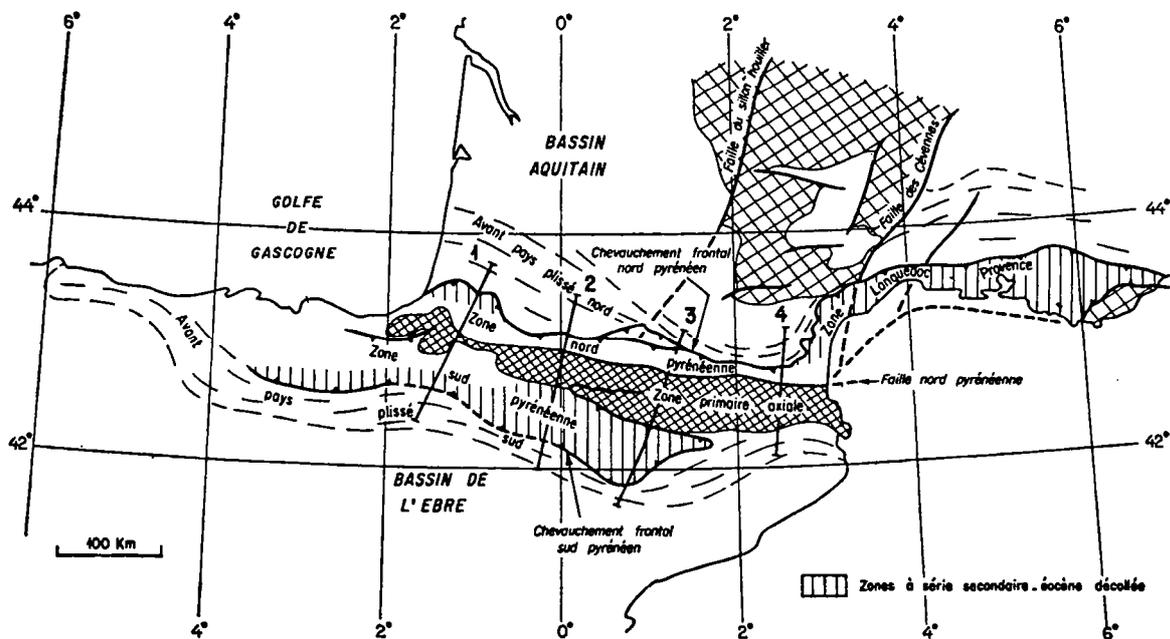


Figure I-1 : Les grandes zones structurales de la chaîne des Pyrénées (Choukroune, 1976). Localisation des coupes de la figure suivante.

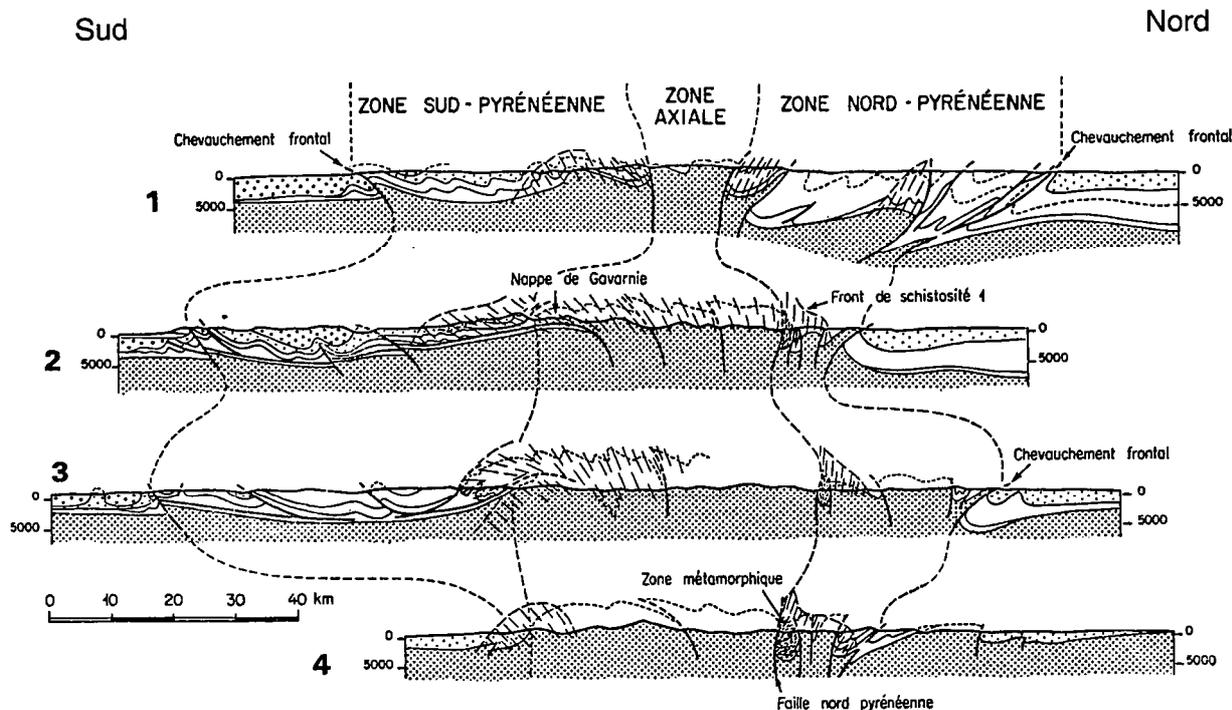


Figure I-2 : Coupes générales montrant l'allure d'ensemble du domaine plissé (Choukroune, 1976).

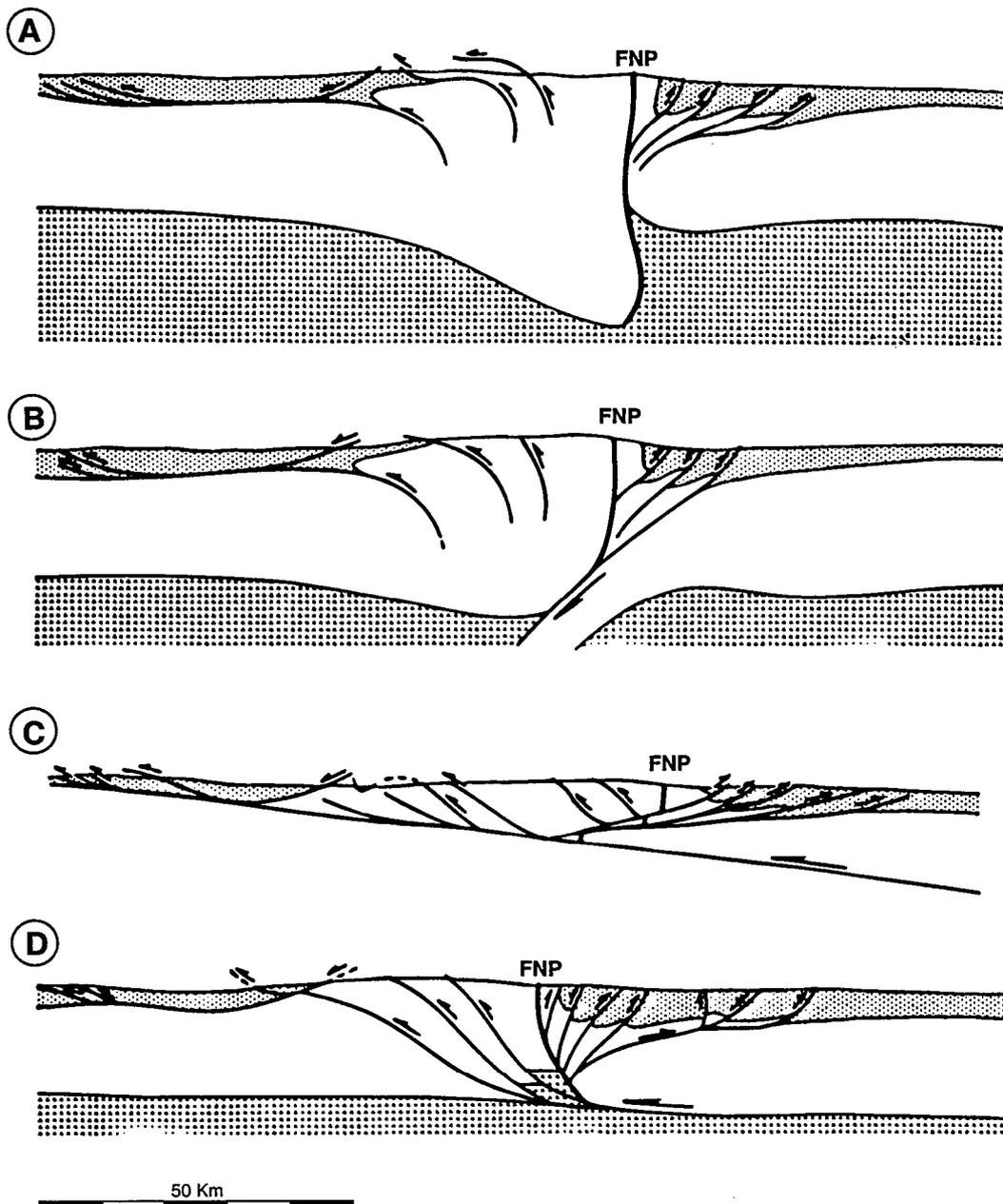


Figure I-3 : Les principaux modèles de la géométrie de l'orogène pyrénéen avant les campagnes ECORS. (A) d'après Mattauer (1968) et Choukroune (1976). (B) d'après Boillot et Capdevilla (1977). (C) d'après Williams et Fisher (1984). (D) d'après Déramond *et al.* (1986).

Les résultats de l'interprétation des différentes hypothèses de coupes équilibrées réalisées à partir du profil ECORS-Pyrénées conduisent à proposer un modèle d'évolution en accord avec les données sismiques, mais également avec les données sur les caractéristiques

pré-orogéniques (exhumation des roches crustales et mantelliques, la circulation des fluides et le métamorphisme associé et la forme des bassins albiens). Ainsi, faut-il considérer la faille Nord-pyrénéenne comme une zone de failles transformante, verticale qui séparait la plaque ibérique, d'épaisseur normale, et la plaque eurasiatique amincie (fig. I-4A). Elle a été ensuite déformée lors de la collision (raccourcissement de l'ordre de 100 km) et de la "subduction" de l'Ibérie sous l'Eurasie (Roure *et al.*, 1989).

Pour la partie Ouest de la chaîne, le dispositif est légèrement différent, et le raccourcissement estimé est de 75 à 80 Km (Teixell, 1998). Les données du profil ECORS-Arzacq (Daignières *et al.*, 1994) aident à l'interprétation des structures en profondeur. Ainsi, la croûte amincie de la plaque Eurasie s'indente dans la croûte de la plaque Ibérie (fig. I-4B) dont la croûte inférieure est sous-charriée et plonge sur une longueur d'au moins 60 km sous la plaque Eurasie (Teixell, 1998).

Dans ce même secteur, Bourrouilh *et al.* (1995) estiment un raccourcissement de seulement 30 km.

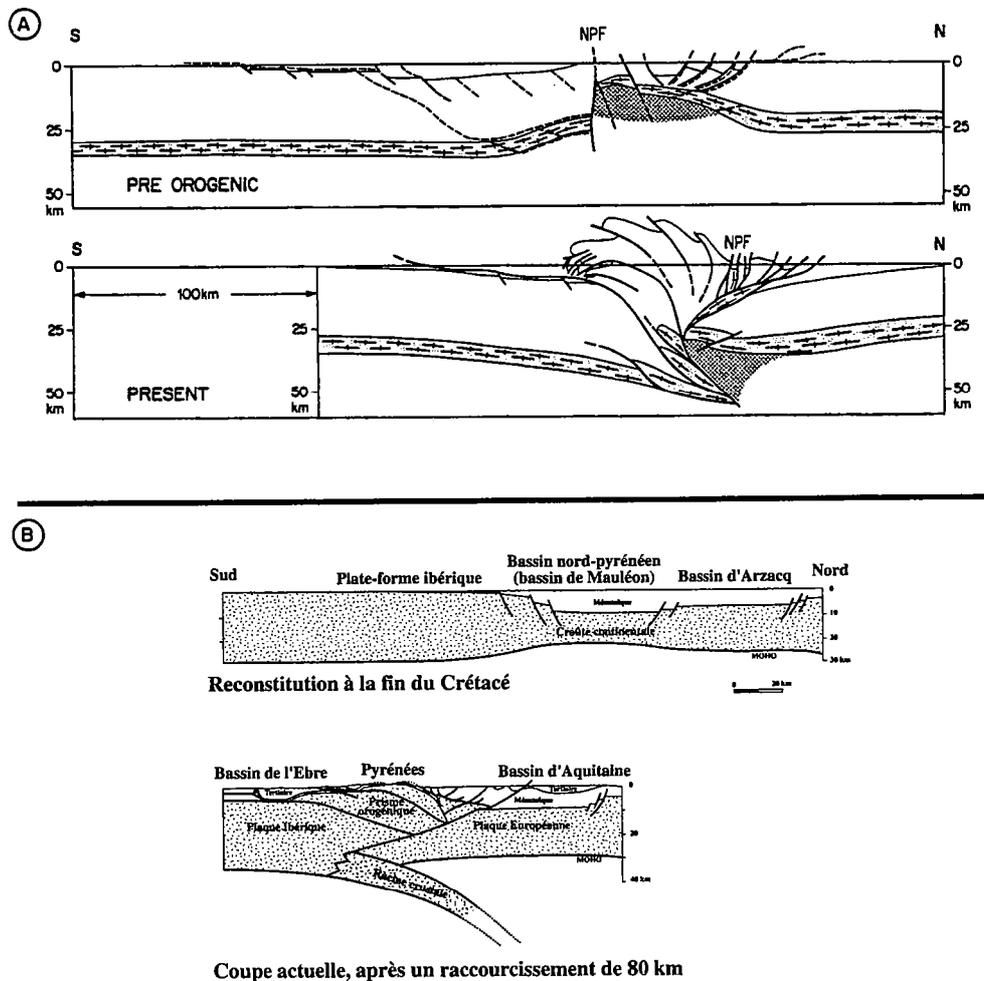


Figure I-4 : Coupes équilibrées à travers les Pyrénées : (A) Coupe ECORS Pyrénées (Roure *et al.*, 1989); (B) Coupe ECORS Arzacq (Teixell, 1998).

1) La structure générale actuelle de la chaîne des Pyrénées

La chaîne des Pyrénées ne représente qu'un segment de la frontière entre les plaques Ibérie et Eurasie (fig. I-5). Cette frontière mesurait plus de 2000 Km à la fin de l'Oligocène, lorsqu'elle a cessé d'être active. C'est une frontière composite qui a vu se succéder dans l'espace et dans le temps des mouvements distensifs, décrochants et compressifs (Olivet *et al.*, 1996-b). Son évolution, et celle de ses bassins adjacents, est intimement liée aux mouvements relatifs successifs de la plaque Ibérie (fig. I-6), par rapport à la plaque Eurasie, depuis le Trias. De nombreux modèles sont proposés dans la littérature (Olivet *et al.*, 1984; Savostin *et al.*, 1986; Malod et Mauffret, 1990; Srivastava *et al.*, 1990; Brunet, 1991; Roest et Srivastava, 1991; Sibuet et Collette, 1991). La synthèse de ces modèles ne sera pas discutée ici (voir Olivet, 1996-a; Olivet *et al.*, 1996-b pour les développements). Quoi qu'il en soit, et indépendamment des paramètres ayant contrôlé la rotation de l'Ibérie, le résultat de ces mouvements est l'édification d'une chaîne de montagne à la frontière entre deux plaques. Même s'il subsiste des divergences, tout le monde s'accorde sur un schéma de base avec (1) ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur et migration de l'Espagne vers l'Est, (2) mouvements transtensifs puis transpressifs au niveau de la future chaîne pyrénéenne et (3) diachronisme de la "collision" et de la déformation d'Est en Ouest.

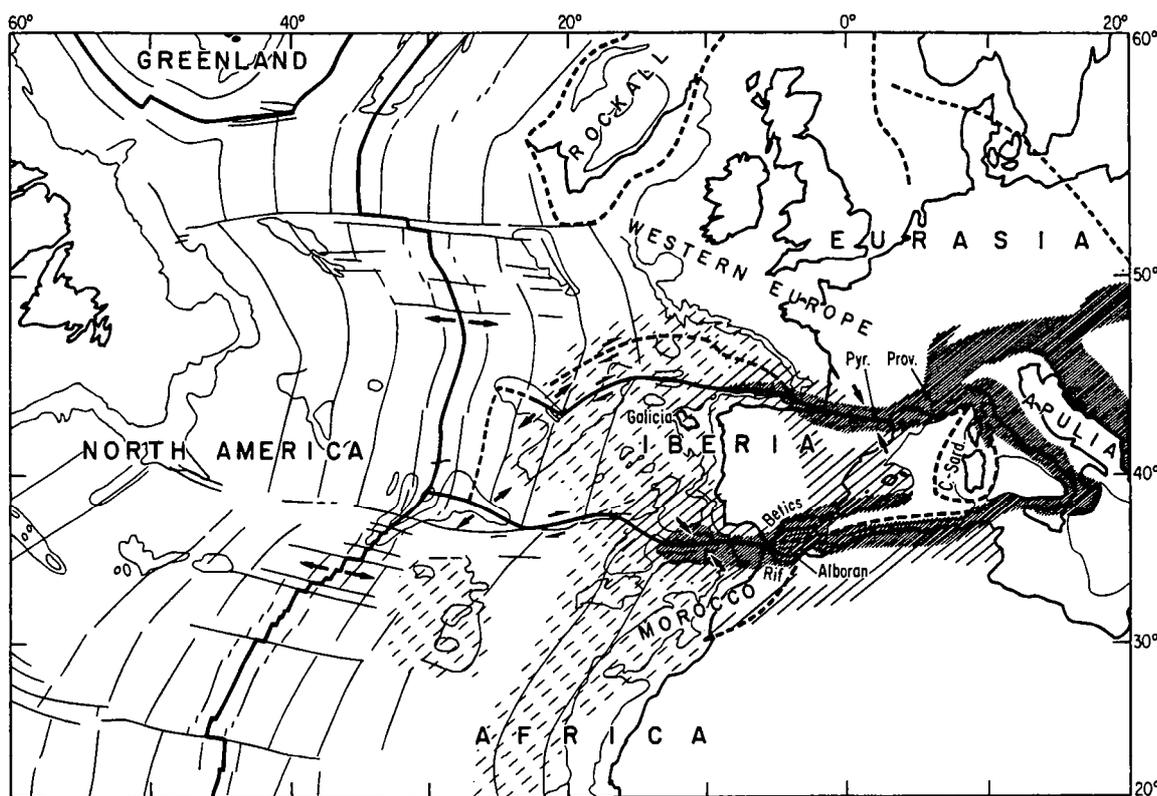


Figure I-5 : Les frontières de la plaque Ibérie. Situation actuelle (Olivet, 1996b). La chaîne des Pyrénées représente un segment de la frontière entre l'Ibérie et l'Eurasie (la zone grisée indique les compressions de l'ordre d'une centaine de kilomètres, les hachurés indiquent des zones de raccourcissement de l'ordre de la dizaine de kilomètres et les tiretés indiquent les zones de déformations intra-océaniques).

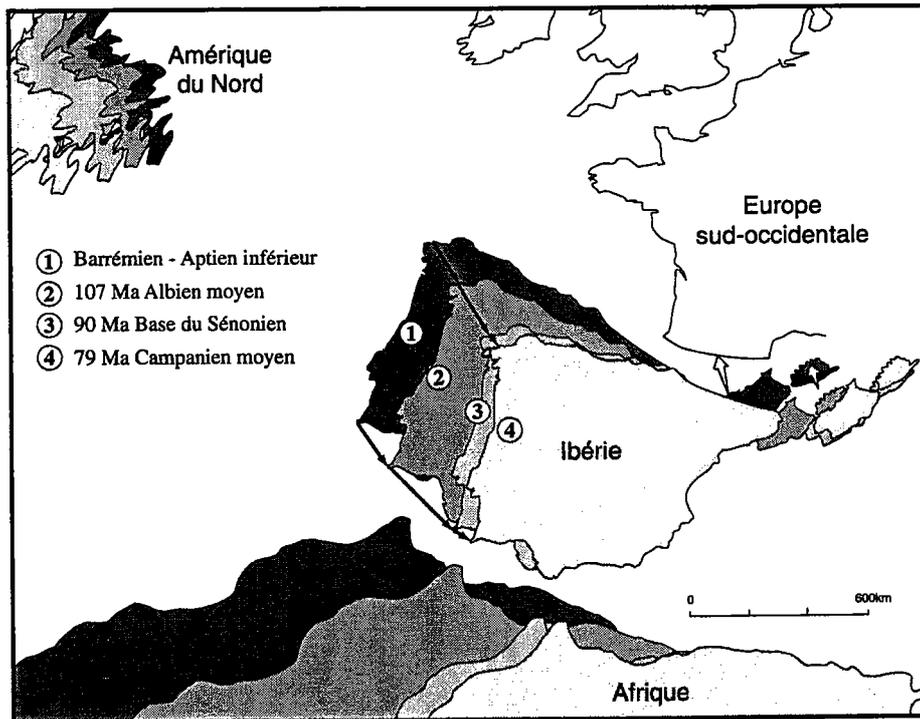


Figure I-6 : Reconstitution des mouvements de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie du Barrémien au Campanien moyen (compilé d'après Olivet et al., 1996b).

Les interprétations du profil ECORS (Choukroune et Team, 1989) montrent que la croûte de la plaque Ibérie est plus épaisse que celle de la plaque Eurasie (fig. I-4) et qu'elle a tendance à subduire sous cette dernière. Le résultat de cette "transpression-compression" est la création d'un orogène à double vergence. Le déplacement senestre de l'Ibérie a engendré la création de bassins extensifs en deux phases : (1) extension au Trias et (2) transtension au Crétacé inférieur. L'initiation de la convergence N-S au Crétacé supérieur a provoqué l'inversion des structures Est-Ouest au cours du sous-charriage de l'Ibérie sous la plaque européenne (Munoz, 1992). De l'Eocène au début de l'Oligocène, la compression a induit l'émergence d'une zone axiale interne jalonnée par deux ceintures de chevauchements et de plis associés à vergence opposée (Puigdefabregas et Souquet, 1986).

L'orogène pyrénéen peut être divisé en cinq zones principales (fig. I-7) qui sont, du Nord au Sud : (1) le rétro-bassin d'avant-pays aquitain, (2) le système de chevauchement Nord-pyrénéen, (3) la zone axiale, (4) le système de chevauchement Sud-pyrénéen et (5) le pro-bassin d'avant-pays de l'Ebre (Munoz, 1992; Vergés *et al.*, 1995).

La zone axiale des Pyrénées centrales et orientales est constituée d'un empilement antiformal (Munoz, 1992) de séries hercyniennes (Noguères, Orri et Rialp). Une série de blocs crustaux et de plutons granitiques hercyniens sont impliqués dans cette zone complexe. La limite entre la zone axiale et le système de chevauchement Nord-pyrénéen est matérialisée par la Faille Nord Pyrénéenne qui constitue la suture entre les plaques en jeu (Choukroune, 1976; Choukroune et Mattauer, 1978; Mattauer, 1985).

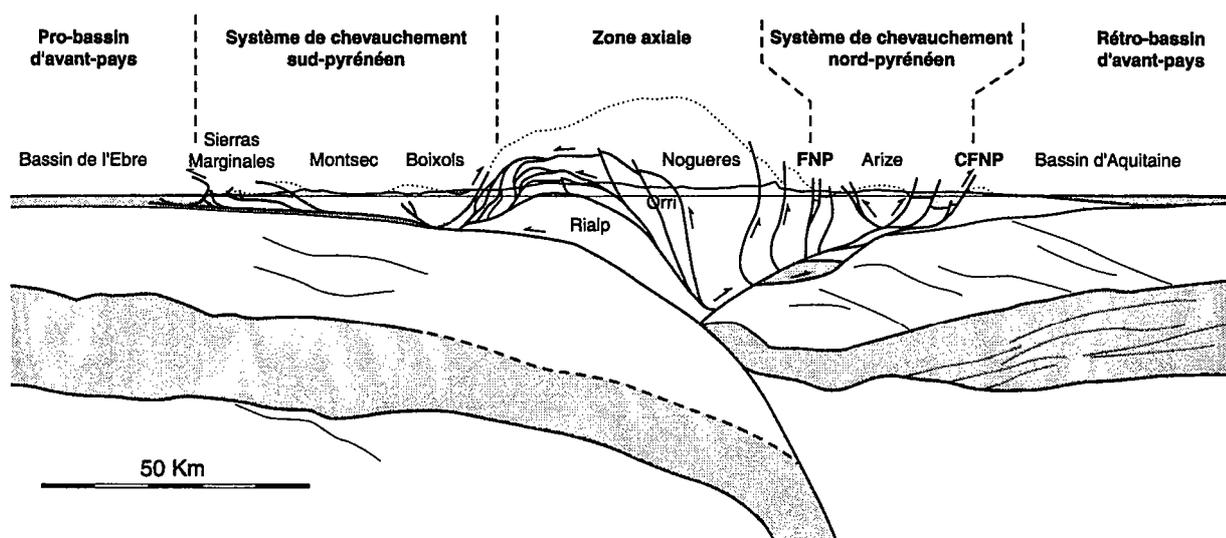


Figure I-7 : Coupe schématique de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS Pyrénées (modifié d'après Roure et al., 1989; in Beaumont, 2000).

Les systèmes de chevauchements Nord et Sud-pyrénéens comprennent des séries mésozoïques et/ou de socle provenant des plaques Ibérie et Eurasie.

Le bassin d'avant-pays Nord-pyrénéen (Bassin d'Aquitaine) est constitué d'une épaisse succession (>5 Km) de turbidites du Crétacé supérieur (Déramond *et al.*, 1993) surmontée par plus de 5 Km de séries paléogènes, sous forme de flyschs évoluant vers des faciès continentaux et de cônes alluviaux (Bourrouilh *et al.*, 1995). Le bassin d'avant-pays aquitain s'est développé principalement au pied du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) et n'a pas été profondément impliqué dans le système de chevauchement Nord-pyrénéen. Il a été simplement déformé au cours du Paléogène par un système de chevauchement mineur et ses plis associés. Cette déformation s'est localisée à l'avant du chevauchement frontal majeur (Baby *et al.*, 1988; Déramond *et al.*, 1993).

Le bassin d'avant-pays Sud-pyrénéen (Bassin de l'Ebre) présente une succession plus complexe. Les premiers sédiments synorogéniques sont des turbidites du Crétacé supérieur, similaires à celles du Bassin d'Aquitaine. La sédimentation évolue ensuite vers des sédiments littoraux et continentaux au Crétacé terminal-Paléocène. Les sédiments éocènes sont caractérisés par des successions marines. De fortes variations latérales d'épaisseur et de faciès sont enregistrées, en réponse au partitionnement du bassin du à la mise en place de bassins "piggyback" (Puigdefabregas et Souquet, 1986; Puigdefabregas *et al.*, 1992). L'Eocène a été incorporé dans le système de chevauchement Sud-pyrénéen et transporté vers le Sud. Le dernier stade d'évolution du bassin est représenté par le dépôt d'une épaisse série continentale (plus de 4 Km d'épaisseur) au-dessus des séries évaporitiques du Priabonien basal (Burbank *et al.*, 1992; Teixell, 1996). Ce stade constitue la fermeture du bassin de l'Ebre dont le remplissage oligo-miocène scelle le chevauchement Sud-pyrénéen.

La différence fondamentale entre ces deux systèmes réside dans le fait que les chevauchements de la zone Nord-pyrénéenne impliquent des écailles du socle hercynien surmonté par les flyschs du Crétacé supérieur (Baby *et al.*, 1988; Déramond *et al.*, 1993). Les chevauchements sont alors très redressés. Le système de chevauchement Sud-pyrénéen correspond, sans entrer dans les détails, à une imbrication d'écailles composées principalement de séries de plates-formes carbonatées mésozoïques et de sédiments majoritairement siliciclastiques paléogènes. Elles sont transportées vers le Sud sur le niveau de décollement majeur que constitue le Trias salifère, par l'intermédiaire de chevauchements à faible pendage. De plus, d'Est en Ouest, plusieurs bassins "piggyback" se mettent en place dans ce système (Bassin de Graus-Tremp, d'Ainsa et de Jaca).

2) L'âge de la compression et de la naissance du bassin Nord-pyrénéen

L'âge du début de la compression en Aquitaine est controversé.

Choukroune (1976) a démontré qu'au Crétacé supérieur, l'ensemble du domaine Nord-pyrénéen était en distension, à des degrés différents d'Est en Ouest (fig. I-14). Dans les Pyrénées occidentales, il n'y a pas d'évidence de plissement à la fin du Crétacé et "la totalité des déformations en compression et le métamorphisme sont d'âge plus récent que le Lutétien" (Choukroune, 1976). Plus précisément, dans la région d'Orthez, les données de subsurface confirment la non-existence d'événements compressifs à la limite Crétacé-Tertiaire et un début de plissement daté du Lutétien inférieur (Zolnai, 1971). Toutefois, les accidents triasiques rencontrés dans les séries sédimentaires du bassin d'Aquitaine (Lasseube et Ossun par exemple) attestent d'un fonctionnement précoce du chevauchement frontal Nord-pyrénéen. Ces olistolithes, mis en place à la base de l'Yprésien à Lasseube et sous l'Yprésien à Ossun, seraient liés à un jeu inverse du chevauchement frontal à cette époque (Henry et Zolnai, 1971). Ces interprétations sont confortées par le dépôt au même moment des premiers conglomérats qui sont classiquement utilisés pour identifier les phases d'activité tectonique en Aquitaine : (1) la phase Palassou I se marque par une forte érosion à la base de l'Yprésien et par le dépôt de conglomérats à l'Est de Lannemezan, (2) la phase Palassou II est datée de l'Yprésien/Bartonien et se marque par la mise en place des Poudingues de Montségur, par la remontée de matériel salifère triasique au niveau de Bastennes, par le dépôt des conglomérats d'Urcuit et des brèches de Cahurt au Lutétien au Pays-Basque (Sztràkos *et al.*, 1998), et au Lutétien/Bartonien par la mise en place des Molasses de Calavanté et du diapir de Tercis-les-Bains au Bartonien moyen (Mancion, 1985), (3) enfin la phase Palassou III est datée du Bartonien terminal et se traduit par de nombreuses discordances, l'arrivée des Poudingues de Jurançon et une tectonique synsédimentaire à Biarritz (Mathelin et Sztràkos, 1993).

Pour Bourrouilh *et al.* (1995), le Crétacé correspond à une période de "rifting" (décrochement senestre Est-Ouest) qui se termine au Sénonien moyen par une océanisation partielle dans le Golfe de Gascogne. Les événements compressifs du Sénonien à l'Eocène ont seulement affecté la zone Nord-pyrénéenne (fig. I-8). Le bassin d'Aquitaine est resté non déformé durant cette période, exception faite de quelques réajustements mineurs qui ont

provoqué une importante activité halocinétique mais sans évidence de compression régionale majeure impliquant des chevauchements et des raccourcissements crustaux.

Pour Rocher (1999), la compression pyrénéenne NNE a débuté au Crétacé terminal et a perduré jusqu'à l'Oligocène inférieur, avec des pics d'intensité au cours du temps. La compression serait responsable de la propagation, sur un décollement triasique, de chevauchements vers le Nord avec formation d'une série d'anticlinaux.

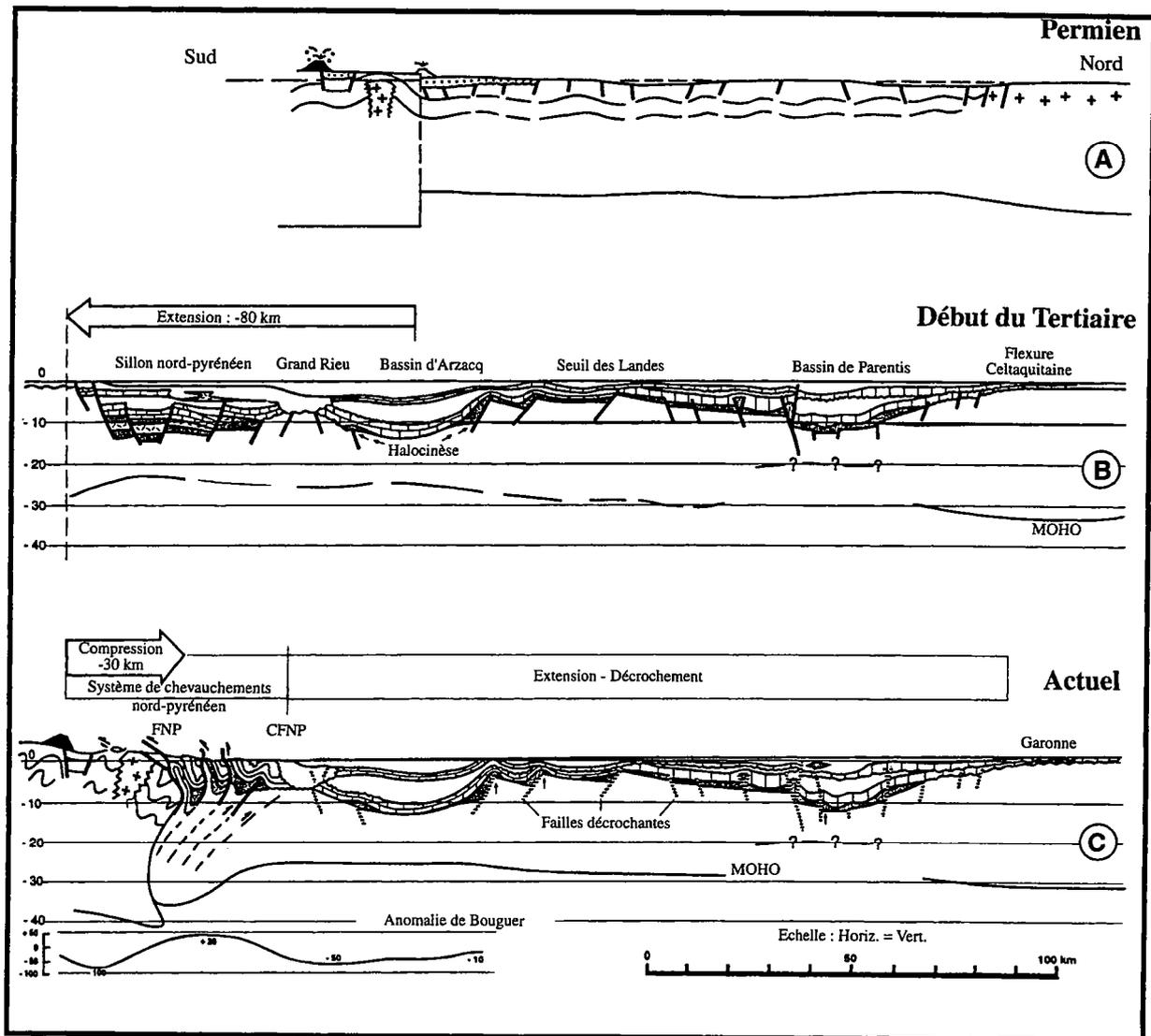


Figure I-8 : Coupes Nord-Sud de l'évolution méso-cénozoïque du domaine nord-pyrénéen (Bourrouilh et al., 1995). (A) Héritage anté -mésozoïque; (2) Extension au Mésozoïque et au début du Tertiaire . Diapirisme; (C) Compression du Tertiaire moyen et supérieur : compression localisée au sud du bassin, les autres zones montrant seulement de l'extension ou de la transpression. Nouvelle phase de diapirisme.

II) EVOLUTION GENERALE DU BASSIN D'AQUITAINE

Le Bassin d'Aquitaine enregistre depuis le Trias les mouvements relatifs des plaques Ibérie et Eurasie (Choukroune, 1976; Choukroune et Mattauer, 1978; Curnelle *et al.*, 1980; Brunet, 1983; Curnelle, 1983; Brunet, 1991; Olivet *et al.*, 1996-b) et son évolution est fortement contrôlée par les structures héritées de l'histoire hercynienne des Pyrénées. Paradoxalement, c'est l'histoire récente, cénozoïque, contemporaine de la formation des Pyrénées qui est la plus mal connue (Desegaulx et Brunet, 1990)

L'évolution géodynamique du bassin comporte au moins cinq stades majeurs dont certaines limites doivent encore être précisées :

- *stade de "rifting" intracontinental (Trias à Hettangien),*
- *stade bassin intracratonique (Lias moyen au Tithonien),*
- *stade transtensif (Néocomien à Aptien terminal/Intra Albien ?),*
- *stade transpressif (Cénomaniens au Maastrichtien ?),*
- *stade compressif (Paléocène ? à actuel).*

L'histoire du bassin a donc été une suite de tentatives de "riftings", dans le contexte de l'ouverture progressive du Golfe de Gascogne. Ces phases de riftings n'ont jamais abouti à l'océanisation en Aquitaine. Les mouvements relatifs des plaques ont néanmoins conduit à la formation du Bassin d'Aquitaine puis à l'émergence de la chaîne des Pyrénées. Il faut cependant garder à l'esprit que la chaîne des Pyrénées et le bassin d'Aquitaine sont les héritiers de la chaîne varisque, et que de nombreuses structures mésozoïques et cénozoïques, et en particulier la faille nord-pyrénéenne sont issues de structures hercyniennes ou tardi-hercyniennes.

1) L'héritage anté-mésozoïque

L'évolution anté-mésozoïque du bassin est relativement mal connue. L'étude de ces séries est fortement compliquée par l'évolution "alpine", surimposée aux effets de l'orogénèse varisque. La phrase, tirée de la synthèse des Pyrénées, est symptomatique de la difficulté de la reconstitution des structures hercyniennes : "une impression de confusion à la lecture des faits exposés par différentes équipes, parfois sur les mêmes secteurs, peut décourager le lecteur". Nous nous intéresserons ici plus particulièrement à l'évolution tardive de la chaîne hercynienne afin de poser le canevas structural qui sera repris durant l'évolution méso-cénozoïque (fig. I-11).

Très schématiquement, la chaîne varisque résulte du rapprochement et de la collision de deux grandes masses continentales : (1) le bloc de la Laurentia au Nord et (2) le bloc du Gondwana, au Sud. Les stades précoces de l'orogénèse (Silurien-Dévonien) entraînent la fermeture du domaine océanique qui existait entre ces deux blocs. La subduction des zones océaniques évolue ensuite en collision au Dévonien et au Carbonifère. L'évolution orogénique se termine avec l'apparition de bassins d'avant-pays où se déposent flyschs et molasses. Une

dernière période de compression se traduit par la fracturation importante de l'édifice que constitue l'ensemble des décrochements tardi-hercyniens (Arthaud et Matte, 1975). Ce stade tardif de l'évolution de la chaîne hercynienne est particulièrement important dans l'évolution post-hercynienne du bassin d'Aquitaine car cette phase correspond à l'initiation du bassin d'Aquitaine et l'individualisation des bassins permien (Lodève, Brive, bassins permien d'Aquitaine...). Les bassins permien aquitains vont contrôler l'évolution des bassins triasiques qui vont se calquer sur eux. Ils correspondraient à des demi-grabens séparés par des failles N40° à N50° (Curnelle, 1983).

Deux modèles principaux tentent d'expliquer cette évolution tardi-hercynienne.

Pour Arthaud et Matte (1975), la période tardi-hercynienne correspond à un épisode de fracturation anté-triasique (fig. I-9). Cet épisode serait indépendant de la tectogenèse varisque et induirait la formation de décrochements recoupant les structures antérieures. Cette période, comprise entre la fin du plissement et du métamorphisme hercyniens et la distension permienne correspondrait à une phase de compression. Pour ces auteurs, ces décrochements auront un rôle fondamental dans l'évolution post-hercynienne de l'Europe occidentale, puisque dès le Permien, certains de ces accidents seront réutilisés en failles normales limitant des bassins subsidents ou des axes volcaniques. Durant le méso-cénozoïque, ils contrôleront les bassins et les zones de haut-fond.

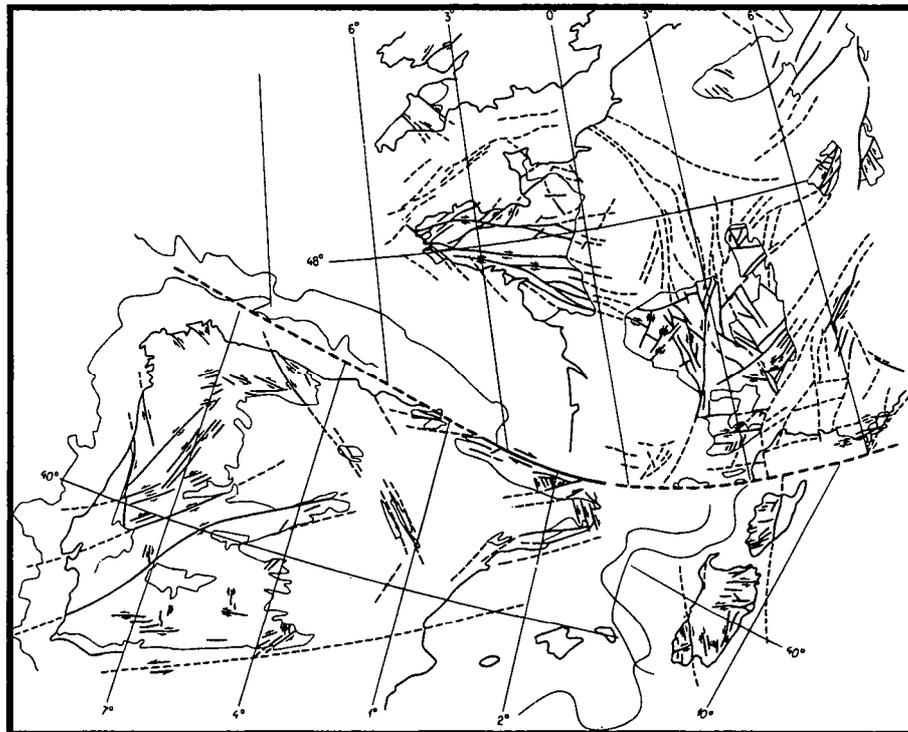


Figure I-9 : Carte des principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus ou supposés en Europe SW (d'après Arthaud et Matte, 1975).

Une alternative à ce modèle invoque, pour la période Viséen-Permien, une extension syn- à post-épaississement, en relation avec l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne (Burg *et al.*, 1994a; Burg *et al.*, 1994b). Cette phase d'extension se ferait en deux étapes, dans le contexte du mouvement relatif dextre reconnu entre le Gondwana et la Laurentia. Du Viséen au Westphalien une première phase accompagne la fin de la convergence continentale, encore active, par le réajustement décrochant de failles héritées. Ces zones décrochantes traduiraient l'échappement latéral de blocs continentaux au front de l'orogène. Cette période se traduit dans l'enregistrement sédimentaire par la forte érosion des reliefs et la mise en place de grands systèmes fluvio-deltaïques. Elle s'accompagne d'un volcanisme acide explosif. La deuxième phase extensive a lieu du Stéphanien supérieur au Permien inférieur. L'extension est surtout transverse à la chaîne et traduit un effondrement radial. L'enregistrement sédimentaire ne permet plus de distinguer les zones montagneuses et les bassins d'avant-pays. La forte activité extensive est marquée par la mise en place de coulées volcaniques et de caldeiras. Elle se traduit également dans les bassins par l'arrivée de sédiments provenant de l'érosion des reliefs de leurs failles bordières.

Pour ces auteurs, ce dernier épisode serait fondamental dans l'évolution ultérieure du domaine ouest-européen. Dans l'hypothèse d'une extension syn- à post-épaississement, la phase stéphano-autunienne serait accommodée par des failles de transfert d'échelle crustale. La lithosphère européenne aurait donc hérité de cet événement extensif les grandes failles qui seront encore actives pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque. La faille nord-pyrénéenne et le sillon houiller en sont les exemples principaux (fig. I-10).

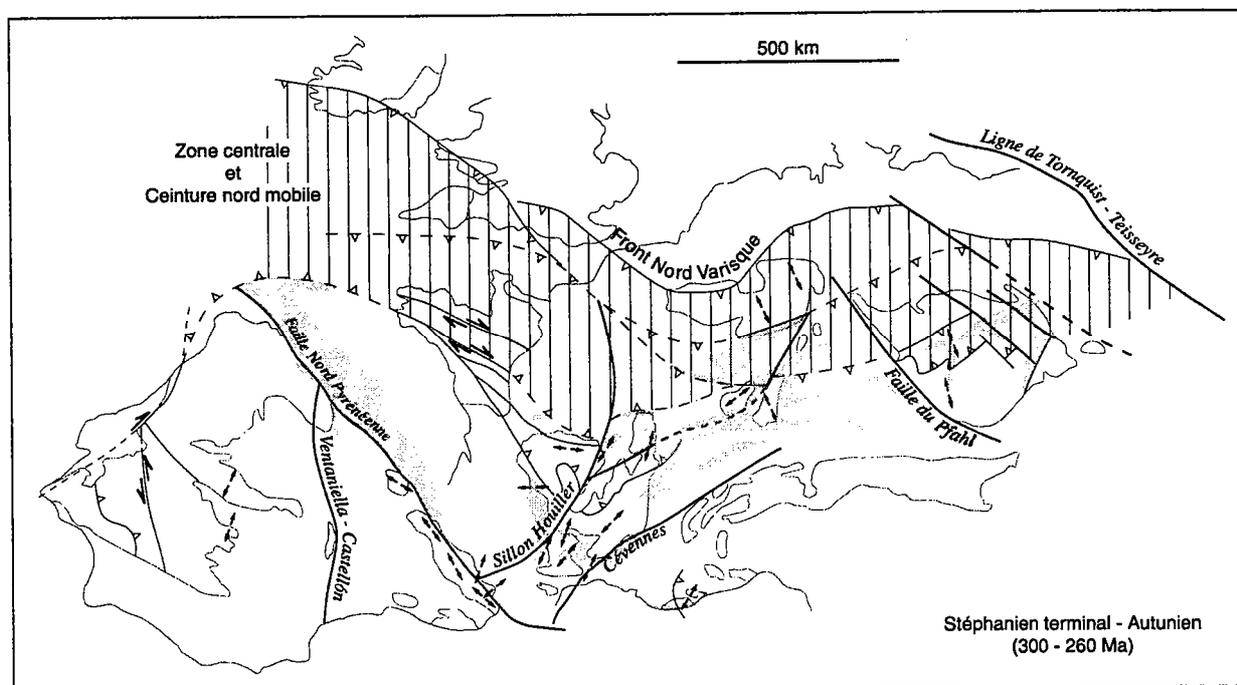


Figure I-10 : Directions d'extension du Stéphanien supérieur au Permien inférieur dans la chaîne varisque d'Europe occidentale. Les principaux bassins sont en grisé (d'après Burg *et al.*, 1994b).

Ces deux exemples montrent que ce sont principalement les phénomènes tardi-hercyniens qui ont fortement marqués de leur empreinte la lithosphère européenne. Quels que soient les modèles d'évolution, on aboutit à un schéma structural général du domaine aquitain dans lequel la faille nord-pyrénéenne (décrochement dextre), le sillon houiller (décrochement senestre) et la "suture de collision nord-aquitaine" tiennent une place fondamentale. Il faut y adjoindre l'autre trait structural que constitue la flexure Celtaquitaine. Cette flexure aura, nous le verrons, un rôle majeur dans la répartition des évaporites triasiques du bassin d'aquitaine

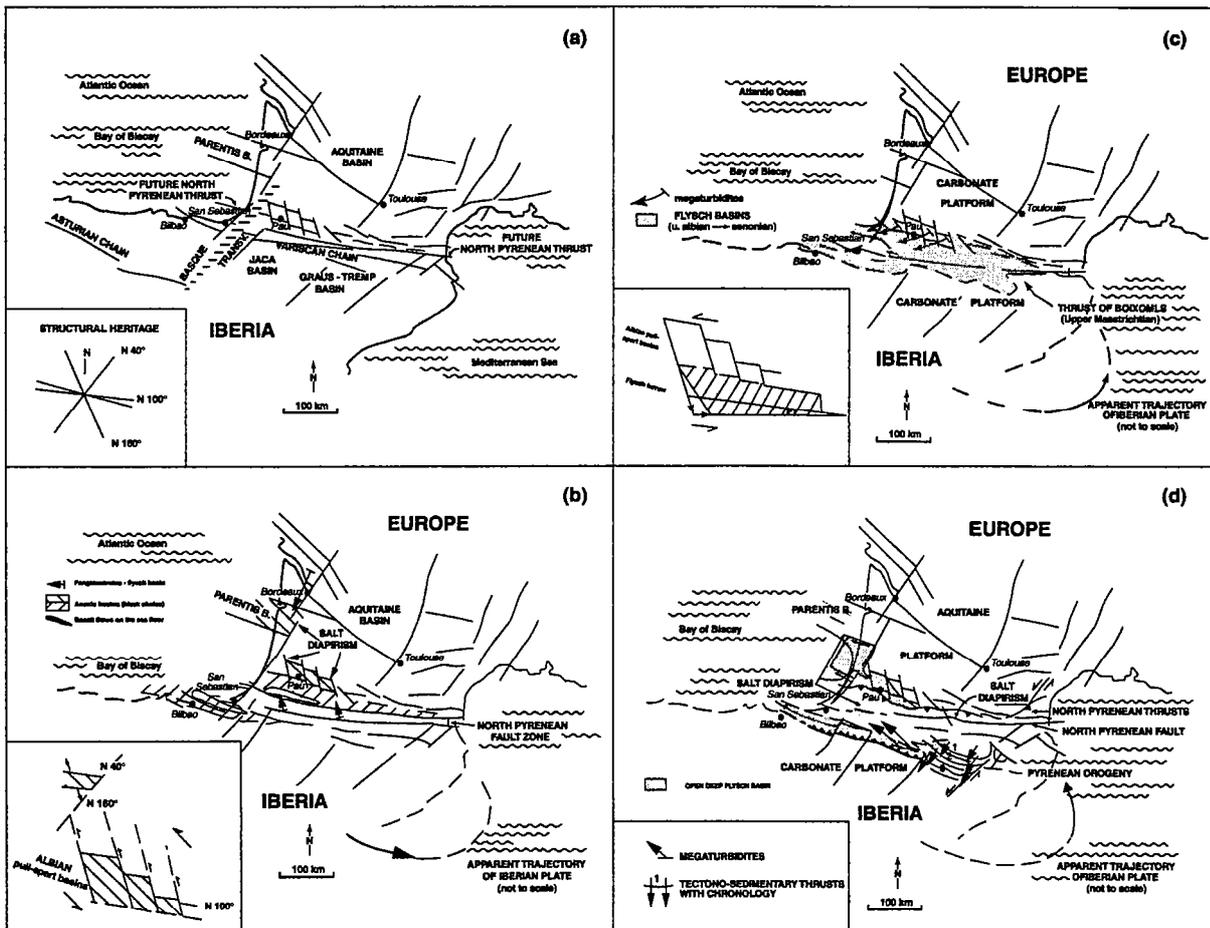


Figure I-11 : Cartes paléogéodynamiques (Bourrouilh et al., 1995) - (a) Héritage structural anté-mésozoïque, (b) Bassins albo-aptiens, (c) Bassins flychs de l'Albien au Santonien, (d) Compression éocène.

2) Le Mésozoïque

L'histoire mésozoïque enregistre les effets successifs de l'expansion océanique en Téthys Ligure, dans l'Atlantique Nord et dans le Golfe de Gascogne, ainsi que la rotation anti-horaire de la plaque Ibérie.

2-1 : Le Trias : "rifting"

L'extension, initiée au début du Permien, s'accroît au Trias. Pour Curnelle et Dubois (Curnelle, 1983; Curnelle et Dubois, 1986) le Trias correspond à une deuxième tentative de "rifting" qui conduit à l'élargissement de l'aire de sédimentation. Le Trias montre la succession caractéristique d'un rift intracontinental avec des sédiments siliciclastiques, des carbonates et des évaporites (fig. I-12), mais également par la mise en place de nombreux massifs ophitiques. Ces éléments convergent vers l'hypothèse d'un important étirement crustal entraînant un rifting continental. Cette extension a provoqué une subsidence importante en Aquitaine méridionale et dans le domaine pyrénéen. Elle correspond à la phase de "rifting" qui a précédé l'ouverture de l'Atlantique centrale.

Dès cette période, l'Aquitaine est séparée en deux domaines par un accident ancien : la Flexure Celtaquitaine (BRGM *et al.*, 1974). Au Nord, se développe une plate-forme stable, peu épaisse, à sédimentation détritique, alors qu'au sud, un bassin subsident reçoit une épaisse couche évaporitique. Cette répartition des séries évaporitiques jouera un rôle majeur sur les déformations ultérieures. Le bassin triassique aquitain s'allonge suivant une direction WNW-ESE entre la faille nord-pyrénéenne et la flexure Celtaquitaine. Pour Curnelle (1983), cette flexure ne constitue pas un trait structural majeur de cette période.

2-2 : Le Jurassique : bassins intracratoniques

Au cours du Jurassique, une vaste plate-forme recouvre l'ensemble du domaine aquitain. Au Lias, les dépôts sont principalement évaporitiques (anhydrites) puis dolomitiques. Ils évoluent au Dogger et au Malm vers des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde (fig. I-12). Puigdefabregas et Souquet (1986) différencient trois stades d'évolution majeurs : (1) le Lias correspond au développement d'une plate-forme carbonatée. (2) Au Dogger, le haut-fond occitan sépare un domaine languedocien à affinité téthysienne, d'un domaine Ouest-pyrénéen à affinité atlantique. Dans ces deux domaines vont se déposer des carbonates héli-pélagiques alors que le haut-fond occitan est le siège d'une sédimentation de plate-forme peu profonde. (3) Enfin, au Malm, le bassin est réorganisé en deux domaines distincts. La partie centrale et l'Est correspondent à des plates-formes carbonatées peu profondes (brèches, calcaires et dolomies de lagon) alors que la partie Ouest se caractérise par le dépôt de marnes héli-pélagiques.

A la fin du Jurassique, le bassin est partiellement émergé comme en témoignent la présence de dépôts d'anhydrite, de charbons, de séries rouges, de sédiments siliciclastiques et la mise en place de brèches. Cette période correspond à la phase néocimmérienne associée à

une régression généralisée (Winnock, 1974). C'est également au Portlandien que les premiers mouvements halocinétiques par remontée de sel le long d'accidents de socle se produisent (BRGM *et al.*, 1974; Stevaux et Zolnai, 1975; Montagné, 1986; Mauriaud, 1987).

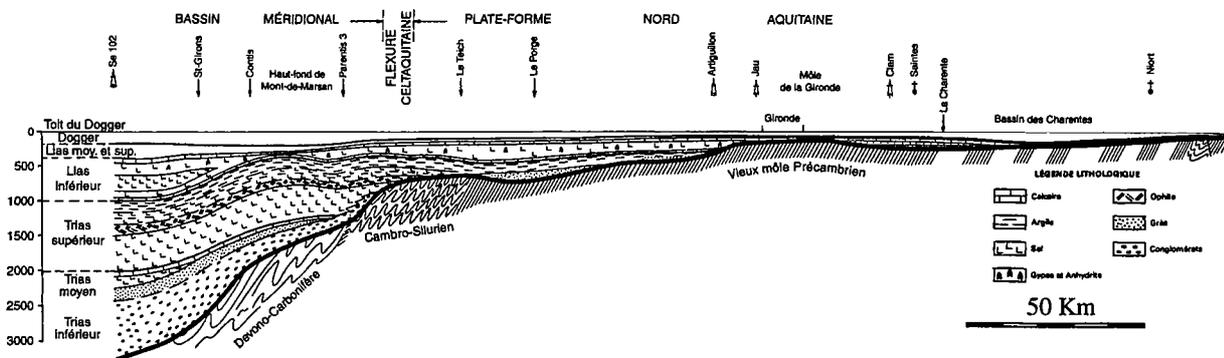


Figure I-12 : Coupe schématique du Trias et du Jurassique sur la façade Atlantique (BRGM *et al.*, 1974).

2-3 : Le Crétacé inférieur : stade transtensif

Le Crétacé inférieur contraste fortement avec la période précédente, avec passage d'une plate-forme unique à un système de bassins différenciés. Il correspond à la création des marges ibériques et européennes entre la Téthys à l'Est et le Golfe de Gascogne à l'Ouest (Peybernès, 1982). Il est caractérisé par une sédimentation discontinue et des érosions locales. Ces discontinuités sont corrélées à une chute du niveau relatif de la mer au début du Crétacé mais également au changement de régime tectonique qui d'extensif devient progressivement transtensif. L'activité tectonique apparaît dans les bassins NW-SE, dans les chaînes cantabriques et ibériques, à la faveur de l'amorce du rifting du Golfe de Gascogne, et engendre la création des sous-bassins de Parentis, d'Arzacq et Mirande. Ce sont des bassins de type "pull-apart" mis en place dans un contexte de décrochement senestre regional NW-SE.

Au Néocomien et Aptien basal, la sédimentation est contrôlée par des failles normales NW-SE. Des sédiments continentaux se déposent au niveau des Pyrénées Occidentales (faciès Wealdien). Au niveau des Pyrénées Centrales se dépose une brèche carbonatée polygénique résultant de la fracturation et de l'érosion de la plate-forme jurassique sous-jacente. Il se développe également une plate-forme urgonienne carbonatée ouverte sur la Téthys. Des mouvements halocinétiques se produisent localement à cette époque (Ride de Meillon, bordure de la Ride de Grand Rieu) et ont pour origine la mobilisation et la migration des évaporites triasiques et liasiques du cœur des bassins vers les bordures.

A l'Aptien et à l'Albien, l'ouverture N-S du Golfe de Gascogne, combinée au déplacement vers l'Est de la plaque Ibérie, entraîne un régime transtensif NNW-SSE (troisième épisode de rifting majeur). Ce régime transtensif va profondément remodeler le schéma paléogéographique et provoquer la création d'un rift oblique décrochant et accélérer l'individualisation des trois bassins losangiques (Parentis, Arzacq et Mirande). Ces trois

bassins sont séparés par le seuil des Landes entre Parentis et Arzacq et par le seuil de Tarbes entre Arzacq et Mirande (Peybernès et Souquet, 1984; Puigdefabregas et Souquet, 1986). Ces zones hautes ou émergées sont soumises à des phénomènes de bauxitisation. Les bassins sont caractérisés par un taux de sédimentation élevé et un taux de subsidence très élevé (jusqu'à 130 m/Ma à l'Albien), (Desegaulx et Brunet, 1990). Ces bassins allongés suivant une direction N110° à N140° (rôle prépondérant des fractures de direction pyrénéenne (Choukroune, 1976) avec des bassins, en Aquitaine méridionale, parallèles à la faille Nord-pyrénéenne) sont décalés par des failles de transfert N50° à N80° (fig. I-13A) (Souquet et Mediavilla, 1976; Peybernès et Souquet, 1984) ou N30° (Boillot et Capdevila, 1977; Boillot, 1986). Dans ce cas, l'extension est NE-SW. D'autres auteurs proposent une autre interprétation avec une extension NW-SE (Curnelle *et al.*, 1980; Pons, 1984). Ces deux hypothèses opposées ne seront pas discutées ici.

2-4 : Le Crétacé supérieur : stade transpressif

Cette période correspond à la transition entre le régime extensif du Crétacé inférieur et le régime compressif qui va, au Tertiaire, contrôler l'évolution du domaine aquitain en relation avec le déplacement de l'Ibérie vers le Sud-Est puis vers le Nord-Ouest.

À la fin du Crétacé inférieur et au début du Crétacé supérieur, les mouvements se font sur des décrochements senestres N110° à N120° en relation avec l'ouverture océanique du Golfe de Gascogne. Cette ouverture océanique a pour effet de modifier profondément le dispositif structural précédent : en transpression, il y a disparition partielle des extrémités Sud des bassins losangiques, dont il ne reste plus désormais que les portions Nord de forme triangulaire (fig. I-13B), où se dépose le "Flysch Noir" albo-cénomaniens (Peybernès et Souquet, 1984). La formation de ce nouveau type de bassin indique un événement important dans les Pyrénées : l'activité de la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) à la limite entre la plaque ibérique et la plaque européenne (décrochement senestre). L'activité de la FNP est associée à du magmatisme alcalin, du métamorphisme (Ravier, 1959; Choukroune, 1976; Goldberg, 1987) et du diapirisme des évaporites triasiques (Henry et Zolnai, 1971).

Les zones les plus profondes sont remplies par les premiers flyschs pyrénéens ("Flysch Noir") caractérisés par des faciès de pente et des turbidites dans une tendance à la rétrogradation, en réponse à l'extension progressive du bassin. Sur les marges, d'étroites plates-formes carbonatées s'expriment localement. Le substratum est parfois émergé et érodé et alimente des formations terrigènes alluviales ou littorales.

Du Cénomaniens au Santonien, les bordures stables sont occupées par des plates-formes carbonatées (0 à 400m) qui enregistrent une transgression au Cénomaniens (calcaires à *præalvéolines*), un approfondissement au Cénomaniens supérieur-Turonien (calcaires pélagiques à *pithonelles*) puis une régression au Sénonien inférieur (Calcaires à *vidalines* et *hippurites*).

L'ensemble de l'Aquitaine est constitué d'une large plate-forme aux dépôts peu épais et de deux zones plus profondes, au Sud les bassins turbiditiques, et à l'Ouest le bassin de Parentis.

Les taux de subsidence sont variables et s'échelonnent de 1 à 35 m/Ma (Desegaulx et Brunet, 1990).

Au Campanien-Maastrichtien, la répartition reste très semblable. Toutefois, on note une accélération de la sédimentation aussi bien sur la plate-forme que dans les bassins. À Parentis, l'épaisseur des dépôts reste faible, sauf sur la marge septentrionale. Dans le bassin pyrénéen, au contraire, la sédimentation est très active à la fois dans la partie orientale que les formations comblent par progradation et dans le Béarn où les turbidites gréseuses s'accumulent sur la plaine abyssale. Le domaine est marqué par des taux de subsidence relativement élevés (5 à 61 m/ma) alors que le domaine Ouest présente une subsidence plus faible (1 à 8 m/ma; Desegaulx et Brunet, 1990).

Ainsi, le Crétacé supérieur correspond à une période charnière entre une dynamique extensive et une dynamique compressive même si des évidences de compressions sont enregistrées dès le Turonien dans les Pyrénées orientales (Henry et Mattauer, 1972; Souquet *et al.*, 1977; Souquet et Déramond, 1989). Pour Choukroune (1976), les faits structuraux majeurs du Crétacé supérieur (bassins subsidés, failles synsédimentaires, diapirisme, volcanisme) indiquent que le domaine Nord-pyrénéen était en extension et que ce domaine constituait une zone à croûte amincie. L'enregistrement de déformations compressives à cette époque dans les Pyrénées orientales n'est nullement en contradiction avec les déformations extensives en Aquitaine au même moment (fig. I-14), en raison du diachronisme de la déformation d'Est en Ouest (distension croissante d'est en Ouest, marquée par une activité volcanique de plus en plus intense dans cette direction (Choukroune, 1976).

En résumé, la paléogéographie qui résulte de ce changement géodynamique permet d'identifier trois domaines du Sud vers le Nord :

- une plate-forme carbonatée qui repose sur le Paléozoïque au niveau de la haute chaîne actuelle;
- le bassin flexural Nord-pyrénéen dont le remplissage de flysch peut atteindre 5000 m.
- au Nord, la sédimentation syntectonique de l'avant pays fait place à des dépôts de plate-forme carbonatée d'âge Cénomaniens à Maastrichtien.

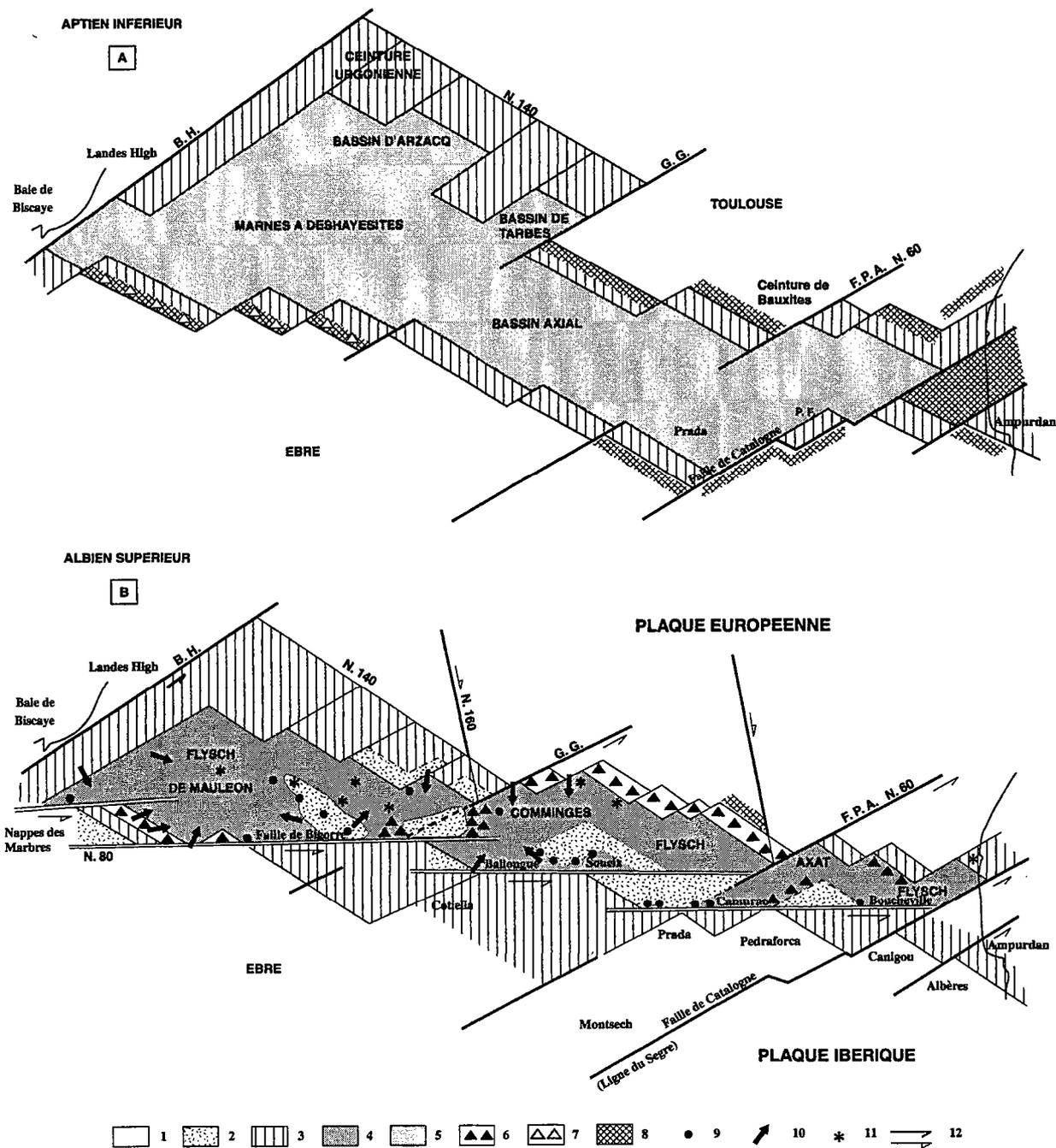


Figure I-13 : Hypothèses de reconstitutions palinspastiques du domaine pyrénéen (Peybernès et Souquet, 1984). (A) Bassins rhomboédriques à l'Aptien inférieur et (B) bassins triangulaires à l'Albien supérieur.

Légende : (1) aires continentales; (2) zones érodées ou blocs chevauchants; (3) plate-forme; (4) flyschs albiens; (5) Marnes Noires de l'Aptien; (6) brèches de talus; (7) brèches de plate-forme; (8) bauxites; (9) Lherzolites; (10) cônes sous-marins et directions générales des paléocourants; (11) magmatisme du Crétacé moyen; (12) mouvements décrochants

3) Le Cénozoïque : la compression pyrénéenne

La transition entre le Mésozoïque et le Cénozoïque dans les Pyrénées est le reflet de l'établissement de conditions de convergence des plaques Europe et Ibérie. On passe ainsi des bassins profonds et de leurs marges ibériques et aquitaines au Mésozoïque, au développement E-W diachrone des bassins d'avant-pays tertiaires.

Après une période relativement calme à la transition Crétacé/Paléocène, la compression initiée au Turonien se poursuit et se concentre près de la Faille Nord-Pyrénéenne. Elle se caractérise par des plissements et des chevauchements impliquant le socle et/ou le Paléozoïque. Dans l'avant-pays, cette phase est marquée par des plis et des chevauchements E-W (au droit des rides de Meillon et de Grand Rieu) ou bien NW-SE (bordure de Lacq, faille de Lagor et de Sainte Suzanne). Le schéma de type bassin flexural est reproduit avec une migration vers le Nord par rapport au Crétacé. L'héritage semble encore très important avec rejeu décrochant des accidents N20°, N50°-70° et N160°.

3-1 : Le Paléocène

Au Paléocène, sur le plateau Nord aquitain, la sédimentation essentiellement continentale est faible et s'enregistre sous la forme d'argiles et marnes d'altération (Dubreuilh, 1989). Au Sud, les dépôts s'épaississent en direction du bassin flexural Nord-pyrénéen. Des plates-formes carbonatées à affinité récifale se développent. Elles passent latéralement en direction du Sud à des flyschs qui se déposent d'Est en Ouest dans le bassin flexural Nord-pyrénéen.

3-2 : L'Eocène et l'Oligocène

Les données compilées par Choukroune (1976) concernant l'âge de la déformation, le long de la chaîne, mettent en évidence le diachronisme d'Est en Ouest de cette déformation (fig. I-14). A l'échelle de la chaîne, il existe une shistosité majeure d'âge Crétacé terminal à l'extrémité orientale et post-lutétienne à l'extrémité occidentale. Entre ces deux domaines, une tectogénèse d'âge Eocène moyen permet d'envisager la propagation de la déformation d'Est en Ouest, avant que l'ensemble du domaine pyrénéen ne soit soumis au serrage général, équivalent le long de la chaîne, à l'Eocène supérieur (Mattauer, 1968).

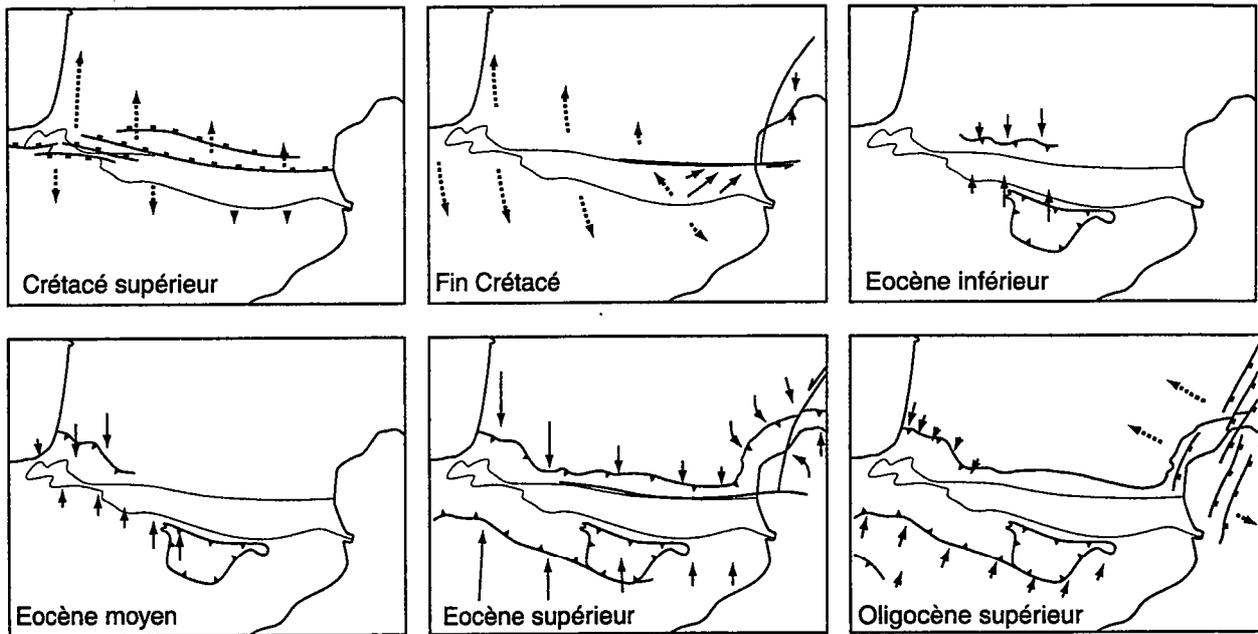


Figure I-14 : Essai de reconstitution des contraintes tectoniques dans les Pyrénées du Crétacé à l'Oligocène (Choukroune, 1976).

Cette phase paroxysmale (Viallard, 1985; Villien, 1988; Rocher, 1999) provoque l'émersion de l'ensemble de la chaîne. Les apports détritiques provenant de ces reliefs sont si importants que l'évolution de la partie orientale du Golfe aquitain se fait entièrement en milieu continental avec une subsidence énorme (plus de 2500 m de molasse dans le bassin de Pamiers).

La partie résiduelle du bassin Nord-pyrénéen (entre Pau et Biarritz) est comblée, à l'Eocène moyen et supérieur par des marnes bleues pélagiques, puis à l'Oligocène par des formations néritiques.

Au cours de l'Oligocène inférieur, la mer regagne une grande partie du territoire qu'elle avait abandonné durant l'Eocène supérieur (fig. I-15). L'avancée extrême de la mer se situe à 30 km à l'Est de Mont-de-Marsan.

Avec le remplissage du bassin nord-pyrénéen, la sédimentation terrigène atteint le bassin de Parentis, qui se comble rapidement, surtout à partir de l'Oligocène.

De l'Eocène à l'Oligocène, la subsidence augmente à nouveau après le calme relatif du Paléocène. Cette phase de subsidence majeure est diachrone d'Est en Ouest. Elle est datée de l'Eocène basal au niveau de Tarbes, Eocène à Eocène terminal au niveau du Bassin d'Arzacq et Eocène à Oligocène au niveau des Landes (Desegaulx et Brunet, 1990).

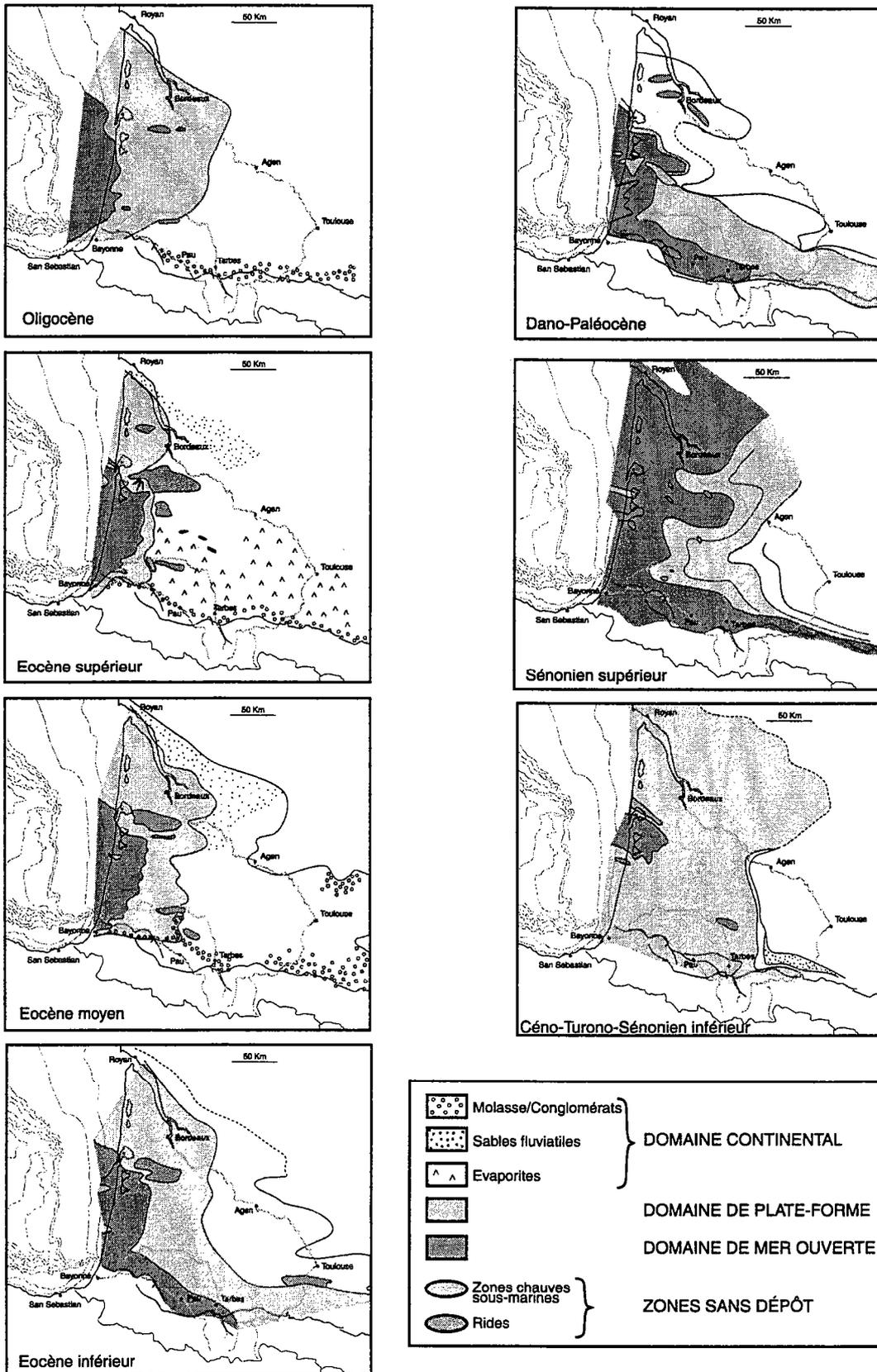


Figure I-15 : Cartes simplifiées du Crétacé supérieur à l'Oligocène du Bassin d'Aquitaine (modifié d'après BRGM et al., 1974).

3-3 : Le Miocène à l'actuel

Au Miocène, le domaine sédimentaire ne s'étend plus qu'au Sud de la Garonne : continental à l'Est, marin à l'Ouest. Le talus continental se situe à proximité du rivage actuel des Landes. Au cours du Miocène supérieur et du Pliocène il progresse vers l'Ouest et se place à 50-60 Km de la côte landaise actuelle. La partie interne du golfe, rapidement comblée par des sables fluviatiles et éoliens, se trouve ainsi annexée au territoire aquitain.

Après la phase de subsidence de l'Eocène, le taux de subsidence du bassin décroît, mais reste toujours positif dans la partie Nord. A l'opposée, au Sud, on enregistre un soulèvement généralisé (Desegaulx et Brunet, 1990).

Au Pliocène, deux marges exondées situées au Nord et au Sud du domaine landais se distinguent de la plaine deltaïque où les sédiments s'organisent en séquences progradantes. C'est à cette période que se met en place le complexe de Lannemezan dans le piémont pyrénéen. Au cours du Pliocène supérieur et du Pleistocène, la sédimentation détritique constitue un vaste éventail couvrant le sud des Landes jusqu'au Médoc. Cette évolution constitue une période de comblement majeure (Dubreuilh *et al.*, 1995).

4) Évolution de la subsidence

D'après Brunet (1991), c'est au Jurassique supérieur que les sous-bassins d'Aquitaine (dont le Bassin de l'Adour) s'individualisent. Ils sont contrôlés par des accidents N100-110. Au cours de l'évolution du Bassin de l'Adour, les secteurs les plus subsidents vont migrer du Nord au Sud, mais également d'Est en Ouest. Au Crétacé inférieur, les mouvements décro-extensifs, engendrés par la rotation et le mouvement senestre de l'Ibérie, vont entraîner une augmentation importante de la subsidence dans le Bassin de l'Adour. Le Cénonamien et le Turonien sont caractérisés par des taux de subsidence faibles. Avec le début de la compression pyrénéenne au Sénonien, s'amorce une nouvelle période de subsidence (bassin flexural) importante surtout localisée dans les parties méridionales du bassin (fig. I-16).

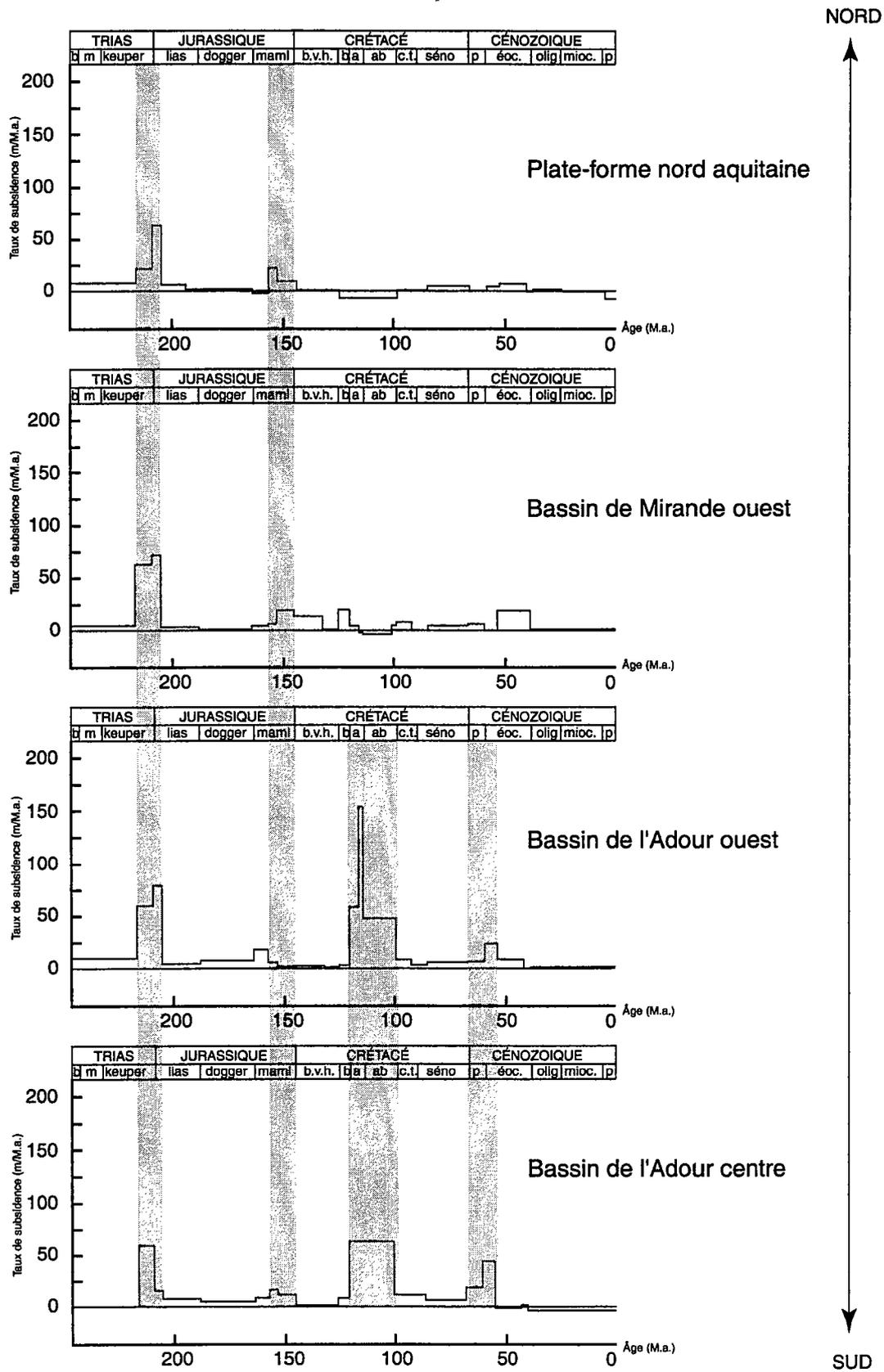


Figure I-16 : Evolution de la subsidence du Trias au Pliocène en Aquitaine (modifié d'après Brunet, 1991). Les zones en grisé indiquent les taux de subsidence maximums.

III) CONTEXTE STRUCTURAL DU BASSIN NORD-PYRENEEN OCCIDENTAL

1) Le système de chevauchement Nord-pyrénéen le long du profil ARZACQ

Le profil ARZACQ, acquis en 1989, avait pour but d'imager la zone impliquée dans le système de chevauchement Nord-pyrénéen, au Sud du bassin de l'Adour. Il a été réalisé entre la frontière franco-espagnole et l'Aquitaine et recoupe les unités septentrionales de la partie Ouest de la chaîne (fig. I-17). Ces unités sont du Sud au Nord :

(1) Les blocs des Arbailles et de Mendibelza, qui chevauchent en direction du Sud la couverture méso-cénozoïque de la zone axiale.

(2) Le bassin de Mauléon, constitué de sédiments de plate-forme carbonatée du Jurassique et du Crétacé inférieur, puis de flyschs du Crétacé supérieur, est divisé en deux par le chevauchement de Saint-Palais et limité au Nord par le chevauchement de Sainte-Suzanne (chevauchements à vergence Nord).

(3) Le bassin d'Arzacq constitué d'une épaisse série post-paléozoïque (5000 à 10000 m du Nord au Sud). Des structures halocinétiques sont reconnues au Nord du Bassin d'Arzacq (Audignon par exemple).

Les résultats de ce profil montrent que la structuration principale correspond à une tectonique de blocs, au niveau de la croûte européenne (blocs basculés au Crétacé inférieur), qui chevauchent la croûte ibérique. Au-dessus des blocs de socle, la tectonique pyrénéenne est marquée par une fracturation de la couverture mésozoïque et la mise en place de chevauchements sur le niveau de décollement majeur triasique (chevauchement de Saint-Palais et chevauchement de Sainte-Suzanne). Ces chevauchements ont une vergence nord, opposée à celle du chevauchement majeur de Mendibelza, à vergence Sud (Daignières *et al.*, 1994; Grandjean, 1994).

2) Schéma structural du bassin de l'Adour / Importance de l'halocinèse

Dans le Bassin de l'Adour (qui regroupe les sous-bassins d'Arzacq, de Tarbes et de Mirande-Ouest), au Nord du CFNP (Chevauchement de Sainte-Suzanne), les structures actuelles sont des plis de courte longueur d'onde ("rides" anticlinales d'axe N 100°-110° (fig.) découpés par des réseaux de failles décrochantes N150°-N160° (réseau de Thétieu et de Séron-Larcis par exemple). La plupart des structures sont scellées par la couverture récente, et leur reconnaissance passe donc par l'étude de lignes sismiques. Un certain nombre de structures anticlinales d'axe N110°-N120° (fig. I-18) correspondent à l'expression de structures en fleurs positives (en régime décro-compressif) alors que certains auteurs (Rocher, 1999) interprètent ces structures comme des anticlinaux de rampe.

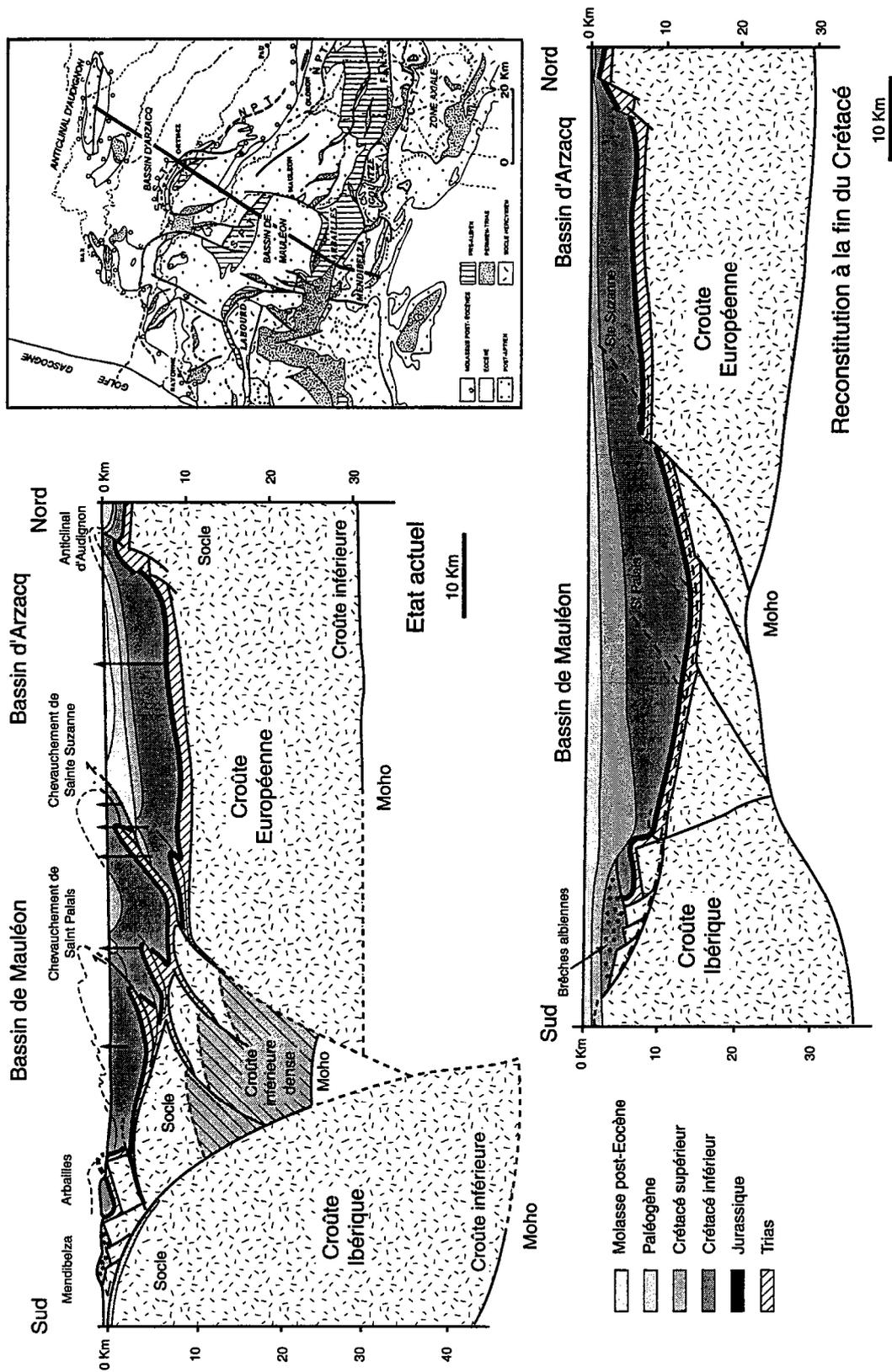
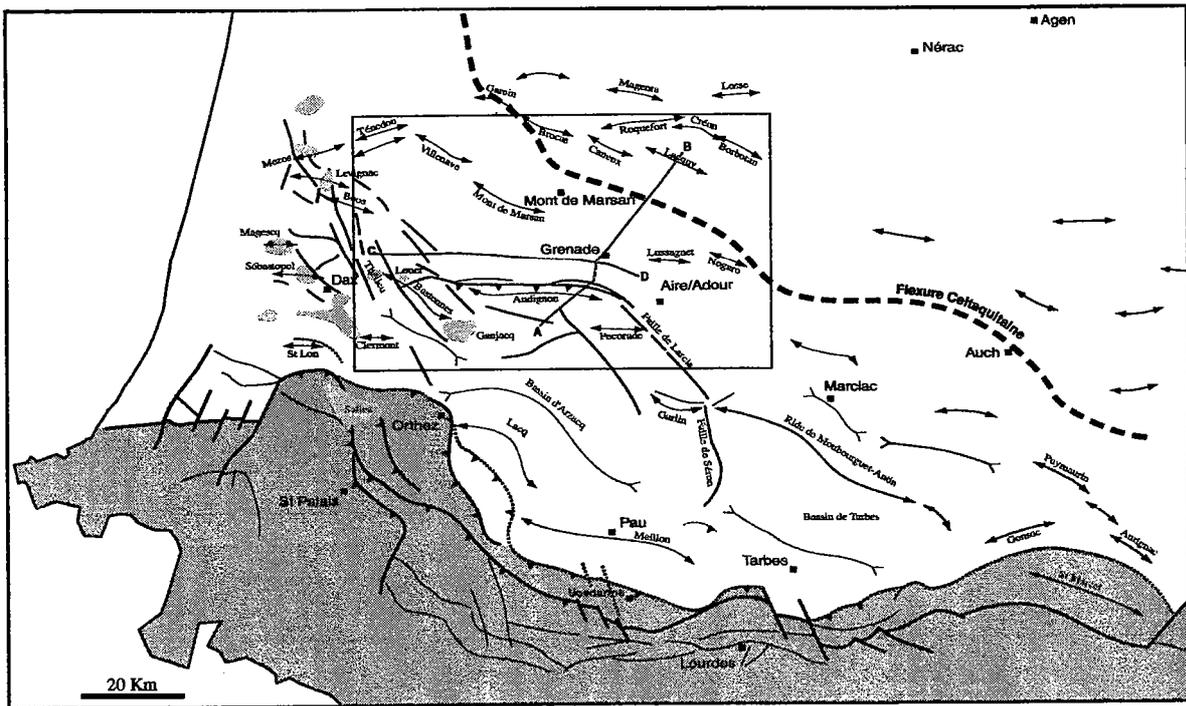


Figure I-17 : Coupe géologique d'échelle crustale et reconstitution palinspastique d'après le profil ECORS Arzacq (Grandjean, 1994).

(A)



(B)

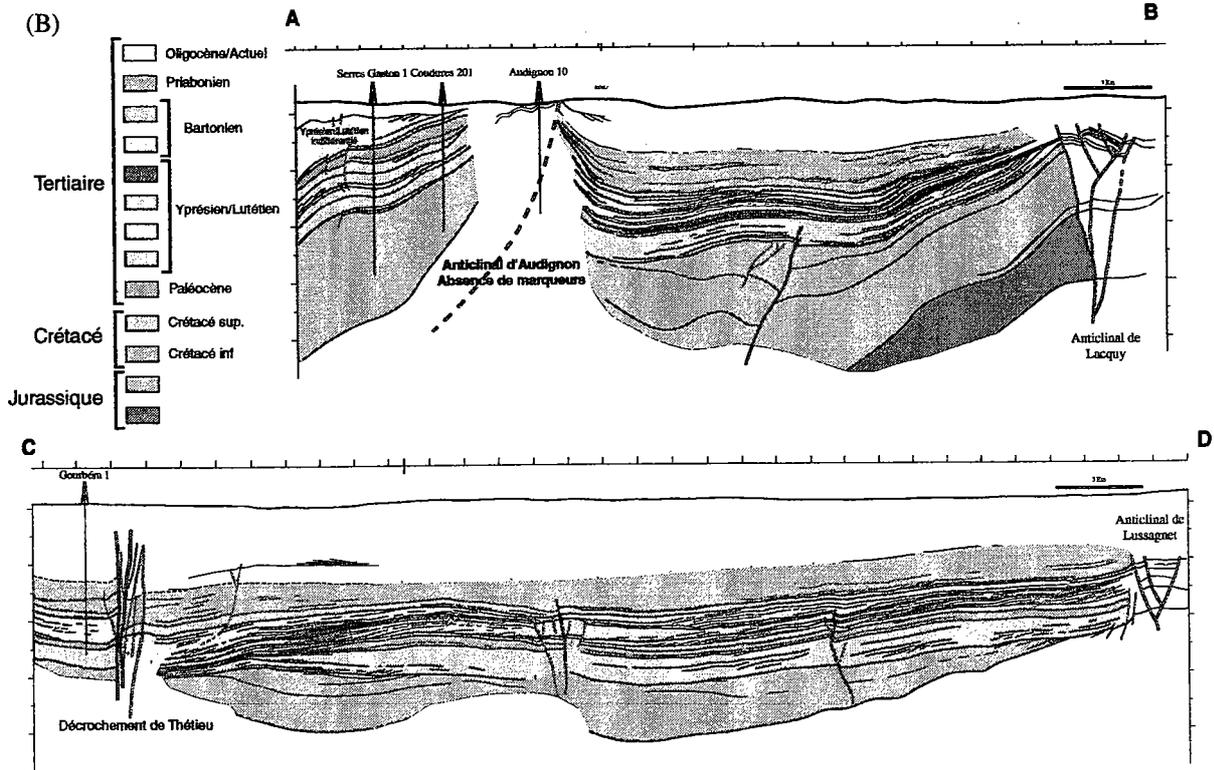


Figure I-18 : (A) Carte schématique des traits structuraux majeurs du bassin de l'Adour (compilation des cartes de Platel (1990) et Elf e.p., (1995); (B) "Line drawing" d'une ligne sismique NS et EW (Serrano, 1999 rapport d'avancement) montrant les structures actuelles (anticlinal d'Audignon, anticalinal de Lacquy, anticalinal de Lussagnet, réseau décrochant de Thétieu) et les géométries du remplissage du bassin de l'Adour.

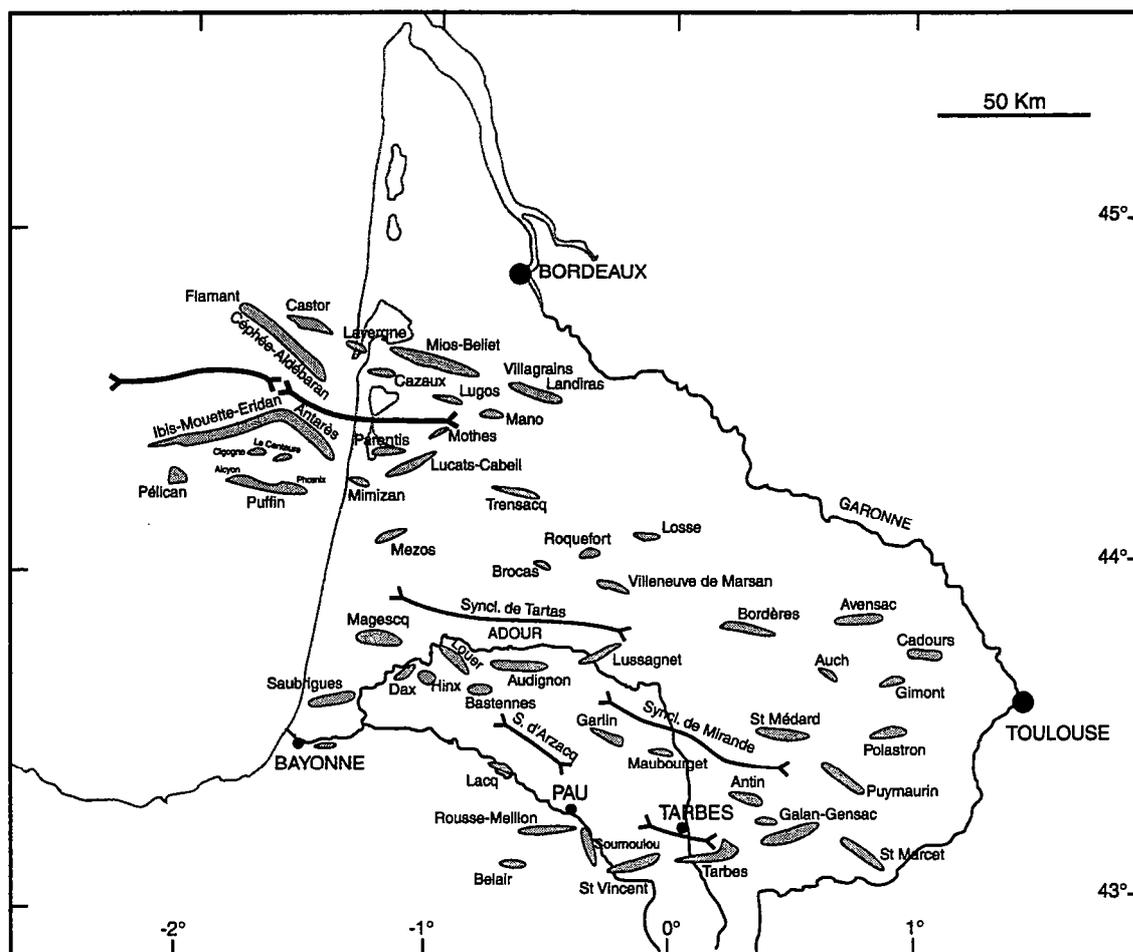


Figure I-19 : Principales rides et synclinaux en Aquitaine (Brunet, 1991). Les zones grisées correspondent aux anticlinaux.

Cette région est également le siège d'une activité diapirique importante et qui apparaît être en relation avec ces accidents (la majorité des diapirs perçants sont localisés le long du réseau de failles de Thétieu). En général, la majorité des "rides" d'Aquitaine ont une origine halocinétique (évacuaires du Trias). Les structures dues à la tectonique salifère sont nombreuses (fig. I-19) : diapirs, rides anticlinales, olistostromes triasiques resédimentés. Ces structures ont des expressions variées, allant d'un simple bombement à un percement complet des séries sus-jacentes. L'activité halocinétique aura de fortes répercussions sur l'enregistrement sédimentaire (érosions, non-dépôt ...).

La mise en place de ces structures est polyphasée. Quatre grandes périodes d'activité halocinétique, en relation avec des événements tectoniques, peuvent être mises en évidence : (1) à la fin du Jurassique (BRGM *et al.*, 1974; Stevaux et Zolnai, 1975), le sel migre dans des rides WNW-ESE, notamment la ride Antin-Maubourguet-Audignon. (2) Au Crétacé inférieur, la tectonique salifère affecte la zone Nord-pyrénéenne des Chaînes béarnaises (Canérot, 1988; Canérot et Lenoble, 1993) et la ride Antin-Maubourguet-Audignon du Barrémien à l'Albien (Winnock, 1971; BRGM *et al.*, 1974). (3) Au Cénomaniens, l'épaisseur considérable des dépôts de flyschs au Sud du bassin accentue la montée de diapirs sur son bord Nord

(Bouroullec et Deloffre, 1972; Stevaux et Zolnai, 1975; Bouroullec et Deloffre, 1976). (4) À l'Eocène, la compression pyrénéenne provoque la structuration (BRGM *et al.*, 1974) des principales rides (Lacq, Saubrigues, Garlin, Louer, Magescq...) et des principaux diapirs (Dax, Bastennes, Tercis).

La majeure partie de ces failles sont des failles normales albiennes, héritées des différentes phases de structurations du bassin, reprises en régime transpressif (inversions) au Tertiaire. L'héritage structural albien (Bourrouilh et al, 1995) semble ainsi avoir une importance fondamentale dans l'évolution postérieure du bassin. À l'Albien, l'ouverture de bassins losangiques (bassins "pull-apart") résulte d'un décrochement régional senestre, orienté NW-SE, faisant rejouer des failles héritées. Elle s'accompagne d'un diapirisme important le long de ces failles.

IV) STRATIGRAPHIE DU CRETACE SUPERIEUR - PALEOGENE DU BASSIN DE L'ADOUR

Le Crétacé supérieur est très mal documenté dans le bassin de l'Adour, la majeure partie des études ayant été réalisées préférentiellement sur les affleurements du Nord du Bassin d'Aquitaine. Dans le Bassin de l'Adour, seuls quelques affleurements apparaissent au niveau des anticlinaux d'Audignon (Feinberg, 1964), de Roquefort (Blanc, 1973) et dans la région de Tercis. Ils se présentent sous la forme de calcaires de plate-forme. Plus au Sud, en Béarn, le Crétacé supérieur est caractérisé par des dépôts turbiditiques. Peu de carottes sont disponibles dans le Bassin de l'Adour et la biostratigraphie récente est en cours de publication. Il y a donc un très fort contraste des connaissances biostratigraphiques et sédimentologiques du Crétacé supérieur entre le Nord et le Sud du Bassin d'Aquitaine. Cette différence rend délicates les comparaisons entre ces deux domaines, le Nord de l'Aquitaine présentant des affinités du Massif Armoricaïn et du Massif Central (alimentations en sédiments terrigènes en provenance de ces deux domaines) alors que le Sud est plus particulièrement lié au domaine pyrénéen. En ce qui concerne le Paléogène, une révision biostratigraphique réalisée entre le plateau de Lannemezan et l'Océan Atlantique (Tambareau, 1995; Sztràkos *et al.*, 1997; Sztràkos *et al.*, 1998), permet de disposer d'un cadre biostratigraphique beaucoup plus précis que pour le Crétacé supérieur. Ces travaux sont basés sur un réexamen lithologique des affleurements disponibles et des forages pétroliers ou de Gaz-de-France.

1) Lithostratigraphie et biostratigraphie du Crétacé supérieur

Dans le Nord de l'Aquitaine, le Crétacé supérieur affleure de façon continue sur 250 km de longueur sur 50 km de largeur et de façon discontinue, sur 80 km vers le Sud-Ouest, sous la couverture tertiaire. Il faut noter que les stratotypes du Coniacien, du Santonien et du Campanien ont été définis dans les Charentes.

L'étude synthétique de ces affleurements (Platel, 1996) montre l'évolution d'une plate-forme crétacée aux environnements contrastés, depuis ses bordures littorales situées au Nord des Charentes et à l'Est du Périgord Noir, jusqu'au talus continental qui la séparait du domaine bassinale, au Sud-Ouest, dans le secteur d'Arcachon-Parentis.

L'auteur apporte ainsi des précisions dans trois domaines : (1) biostratigraphique, en individualisant les principales associations d'organismes et en dégagant leur intérêt chronostratigraphique (céphalopodes, rudistes, foraminifères benthiques et pélagiques). (2) sédimentologique, en présentant l'organisation séquentielle et la répartition des environnements ayant contrôlé la sédimentation sur cette plate-forme carbonatée relativement stable et régulièrement soumise à des apports terrigènes. (3) géodynamique, par la connaissance plus précise de l'évolution crétacée de cette marge passive du Bassin d'Aquitaine, en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne puis avec l'orogénèse pyrénéenne.

L'évolution verticale des dépôts s'organise en deux séquences de dépôts ou cycles transgressif/régressif majeurs séparés par une discontinuité régionale (émersion au Turonien terminal). Ces deux cycles sont subdivisés en quinze séquences de troisième ordre (au sens de Vail et *al.*, 1991) qui témoignent de l'évolution du bassin. L'auteur propose une série de cartes paléogéographiques de ces séquences qui permettent de comprendre l'évolution géodynamique de la plate-forme. Ainsi, durant cette période dominée par un contexte extensif, cette plate-forme aurait été structurée en six épisodes. Ces épisodes correspondraient aux effets de mouvements verticaux localisés lors de basculement de grands blocs au sein de la plate-forme ou à des soulèvements plus ou moins généralisés. :

- (1) fin du Cénomaniens moyen : soulèvement généralisé du Nord de la plate-forme qui, combiné à une chute du niveau relatif de la mer, provoque une décharge détritique en provenance des massifs du Nontronnais (Sables à Pycnodontes) ;

- (2) Turonien moyen : premières structurations au niveau des futurs anticlinaux et évolution régressive provoquent l'apparition de faciès très grossiers ;

- (3) fin du Turonien supérieur : événement tectonique majeur qui coïncide avec la limite entre les deux grands cycles T/R. Il se produit un soulèvement généralisé de l'ensemble de la plate-forme et du socle bordier du Massif Central. Ajoutée à une chute importante du niveau relatif de la mer, cette phase provoque la sédimentation de vastes épandages détritiques. Les structures anticlinales ébauchées au cours de la phase précédente sont également affectées par cette phase et sont le siège d'une sédimentation détritique importante. À la fin du Turonien, le soulèvement complet entraîne l'émersion d'au moins tout le Nord-Est de la plate-forme avec creusement de vallées incisées en Charentes. Cette période voit également la migration vers le Nord de la zone de talus d'Arcachon à Bordeaux, en relation avec la création de la faille de Bordeaux et l'effondrement progressif du bloc Nord-arcachonnais ;

- (4) fin du Santonien inférieur : léger soulèvement de l'Est de la plate-forme et érosion de la partie Ouest du Massif Central ;

- (5) Santonien supérieur : nouveau basculement de la plate-forme vers le Sud-Ouest avec soulèvement de la partie Nord-Est. Il se produit une érosion et une nouvelle décharge de sédiments détritiques vers l'Ouest ;

- (6) Campanien supérieur - Maastrichtien : les effets d'un soulèvement généralisé du Nord et de l'Est de la plate-forme, s'ajoutant à la chute globale du niveau de la mer, font émerger la Plate-Forme Nord-Aquitaine de façon précoce dans le Nord et l'Est (au Campanien terminal - Maastrichtien basal) et plus tardivement dans la région de Bordeaux (au Maastrichtien supérieur - Paléocène basal). Ce soulèvement apporte une dernière décharge détritique sur le Périgord Noir.

Ainsi, dans le Nord de l'Aquitaine, le Crétacé supérieur montre une compétition constante entre une plate-forme carbonatée parfois récifale (rudistes) et des épandages siliciclastiques.

Quatre périodes de développement des plates-formes à rudistes sont mises en évidence au Cénomaniens inférieur et moyen, au Turonien moyen et supérieur, au Santonien supérieur

et au Campanien terminal/Maastrichtien. Elles correspondent à l'extension des prismes de haut niveau lors des phases régressives.

Sept grands épisodes détritiques recouvrent le Nord ou l'Est de la plate-forme. Ces matériaux provenaient du Massif Central (Nontronnais, Rouergue, Ségala). Cependant, deux épisodes sableux provenant du Nord-Ouest sont identifiés au Cénomaniens inférieur et au Coniacien inférieur. L'auteur invoque, pour ceux du Coniacien inférieur, une érosion des massifs cristallins de Vendée et de Bretagne (surélevés à cette période), alors que toutes les autres phases tectoniques ont entraîné l'érosion du Massif Central uniquement.

Dans le Sud du Bassin de l'Adour, les dépôts du Cénomaniens au Santonien correspondent à une sédimentation de plate-forme interne (Deloffre, 1988). Des calcaires à pithonelles de plate-forme externe leur succèdent au Campanien-Maastrichtien.

Le puits LS1 de la structure des Landes de Siougos (fig. IV-1) a fait l'objet d'une étude biostratigraphique (Delmas *et al.*, 1983). L'ensemble des étages du Crétacé supérieur sont reconnus.

2) Lithostratigraphie et biostratigraphie du Paléogène

La révision biostratigraphique des affleurements et des sondages dans le Paléogène du Bassin de l'Adour a été réalisée par Sztràkos *et al.* en 1997 et 1998. Ce paragraphe s'inspire très largement de ces auteurs. En parallèle, une réévaluation lithostratigraphique a été réalisée (voir Sztràkos *et al.*, 1997-98 pour les auteurs de ces formations, les références bibliographiques et les correspondances synonymiques des termes lithostratigraphiques). Les séries paléocènes et éocènes sont subdivisées en formations et membres : quatre formations pour le Paléocène et dix-huit pour l'Eocène (fig. I-20).

Ce paragraphe présente l'inventaire des formations du Paléogène et leurs attributions stratigraphiques en fonction des zones de foraminifères planctoniques, benthiques et de nanofossiles calcaires. Elles ont été recalées sur la nouvelle charte chronostratigraphique (Hardenbol *et al.*, 1998). La terminologie utilisée ci-après sera employée dans la suite de notre travail et les calages biostratigraphiques sont à la base de tous nos travaux de corrélations. Les âges absolus sont approximatifs, les limites des formations passant souvent au milieu des biozones.

2-1 :Le Paléocène

2-1-1 : Formation de Lasseube

Cette formation correspond à l'ensemble des calcaires pélagiques entre le toit du Crétacé et les formations argilo-gréseuses du Thanétien (Formation de Pont-Labau), au Sud du bassin. Plus au Nord, la formation est surmontée par les calcaires de plate-forme de la Formation d'Arcet, après une lacune plus ou moins importante.

La Formation de Lasseube est plus complète dans la partie méridionale du Bassin de l'Adour. Elle couvre la durée des zones à *Parvularugoglobigerina eugubina* - *Planorotalites pseudomenardii* et des zones NP1 à NP7 du Danien-Thanétiens moyen (65 à 57 M.a.) à l'Ouest et des zones NP1 à NP4-P3 plus à l'Est dans la région de Pau.

2-1-2 : Formation de Pont-Labau

La Formation de Pont-Labau regroupe un ensemble argilo-détritique à intercalations calcaires. Une surface d'érosion la sépare de la Formation de Lasseube. La lithologie change progressivement du Sud au Nord. Les sables grossiers et les conglomérats sont limités aux affleurements du Béarn. Les alternances de marnes silteuses et de calcaires prennent le relais au Nord et passent rapidement aux carbonates de la Formation d'Arcet (Membre de Buane). La Formation de Pont-Labau a été divisée en sept membres (Sables de Guillempau, Marnes de Latapy, Membre de Nééz, Membre de Libaros, Marnes de Cassoua, Membre du Pillardou et Marnes d'Artigueloutan) qui ne seront pas décrits ici.

La compilation des données biostratigraphiques (Sztrákos et al., 1997) montre que la Formation de Pont-Labau débute dans la zone NP4 et se termine dans la zone NP10, couvrant ainsi l'intervalle Danien moyen-Yprésien inférieur (62 à 54 M.a.).

2-1-3 : Formation d'Arcet

C'est une formation carbonatée, composée de dolomies, de calcaires dolomitiques, de calcaires sub-récifaux et graveleux, caractéristiques d'une plate-forme carbonatée. La formation d'Arcet est divisée en deux membres (Membre de Buane et Membre de Houns).

Le Membre de Buane est un ensemble calcaréo-dolomitique dont le sommet est fortement karstifié et colonisé par des *Microcodium*s.

Compte tenu de l'importance de la dolomitisation, peu d'éléments faunistiques permettent la datation du Membre de Buane. Près de l'Anticlinal d'Audignon, la partie médiane du membre a livré *Morozovella angulata*, *Morozovella pseudobulloides* et *Planorotalites compressus*. La partie supérieure a livré *Morozovella angulata* et *Morozovella pseudobulloides* (Besème, 1962). Ces associations indiqueraient que l'on se situe dans la zone à *Morozovella angulata*. Dans les environs de Tercis, les premiers dépôts du Membre de Buane correspondent à la zone à *Planorotalites pseudomenardii* (Cuvillier, 1943). Dans les sondages de l'Adour, les zones à *Morozovella pseudobulloides* et à *Morozovella uncinata* ont été identifiées. Ainsi, le Membre de Buane couvre les zones à *Morozovella pseudobulloides* et à *Planorotalites pseudomenardii*, correspondant à l'intervalle NP2 à NP8 ? du Danien-Thanétiens moyen (64 à 56? M.a.).

Les affleurements du Membre de Houns de l'anticlinal d'Audignon ont livré *Orbitoclypeus seunesi* et *Operculina heberti* à la base et *Glomalveolina primaeva* dans sa partie supérieure. Le Sondage de Gayat 1 a livré *Glomalveolina primaeva* dans la partie inférieure du Membre de Houns. Les calcaires sommitaux sont azoïques, mais les corrélations suggèrent leur appartenance à la zone à *Glomalveolina levis*. Ainsi le Membre de Houns couvre les zones à *Glomalveolina primaeva* à *Glomalveolina levis*, soit les zones NP6 à NP8 du Thanétiens (58 à 56 M.a.).

2-1-4 : Formation de Meilhan

La formation, formée de calcaires à alvéolines et à nummulites, est séparée de la Formation d'Arcet par une lacune d'érosion reconnue dans tout le bassin. Dans le secteur de Mont-de-Marsan, un intervalle sableux (Sables de Louer) divise la formation en deux.

La Formation de Meilhan est datée de la zone à *Alveolina cucumiformis*, *Nummulites fraasi* de la zone NP9. La présence des zones à *Alveolina ellipsoidalis* et à *Nummulites robustiformis* est probable au sommet de la formation, mais ces biozonations n'ont pu être identifiées de façon formelle. La Formation de Meilhan débute dans la zone NP9 et se terminerait dans la zone NP10 du Thanétien supérieur (56 à 54 M.a.).

2-2 : L'Eocène

2-2-1 : Formation des Marnes du Louts

Marnes crayeuses et calcaires argileux à discocyclines qui se développent progressivement à partir des Calcaires de Meilhan. La formation se termine par une lacune d'érosion. Elle caractérise un milieu d'offshore et passe latéralement à la partie supérieure de la Formation de Pont-Labau, à la partie sommitale des Calcaires de Meilhan et aux Calcaires d'Horbaziou.

La Formation des Marnes du Louts appartient aux Zones à *Nummulites fraasi* de la Zone NP9 et à *Nummulites exilis* et à *Morozovella subbotinae* de la Zone NP10 du Thanétien terminal-Yprésien basal (56 à 54 M.a.).

2-2-2 : Formation des Calcaires d'Horbaziou

Cette formation est composée de calcaires bioclastiques à rares alvéolines à la base, évoluant en un calcaire à nummulites au sommet. Au niveau des affleurements de l'anticlinal d'Audignon, les Calcaires d'Horbaziou reposent sur la surface érodée du Membre de Houns. Au niveau du stratotype (Métairie Horbaziou à Buane), la formation débute par un niveau sableux puis évolue vers des calcaires glauconieux à alvéolines, puis à nummulites et discocyclines au sommet. Vers l'Ouest, elle passe latéralement aux Marnes du Louts et aux Marnes d'Artigueloutan de la Formation de Pont-Labau en direction du sillon Nord-pyrénéen.

La Formation des Calcaires d'Horbaziou représente les zones à *Nummulites exilis*, *Nummulites involutus* (?) et *Morozovella subbotinae*; la zone NP10 et la base de NP11, de l'Yprésien inférieur (54 à 53 M.a.).

2-2-3 : Formation de Pont-Labau

Cette formation, à cheval sur le Paléocène et l'Eocène, est décrite dans le paragraphe sur le Paléocène.

2-2-4 : Formation des Grès de Coudures

Ce sont des sables fluviatiles à littoraux, plus ou moins grossiers. Ils constituent le remplissage de paléovallées affectant les Calcaires d'Horbaziou sur l'anticlinal d'Audignon.

Dans les Grès de Coudures, les fossiles sont souvent très silicifiés et indéterminables. Leur position stratigraphique rend possible leur appartenance à la zone à *Nummulites planulatus* ou au mieux, au sommet de la zone à *Nummulites involutus*.

2-2-5 : Formation des Calcaires de Lapêche

Calcaire bioclastique à alvéolines puis à nummulites et discocyclines, représentant des dépôts de plate-forme carbonatée. Au niveau de Mont-de-Marsan, les Calcaires de Lapêche reposent sur les Calcaires de Meilhan érodés et karstifiés après une lacune représentant l'Yprésien inférieur.

Les associations faunistiques définissent la zone à *Alveolina oblonga*. Au niveau du stratotype (carrière de Lapêche), les calcaires à alvéolines passent progressivement aux calcaires à nummulites, datés de la zone à *Nummulites planulatus* et NP12 (Schaub, 1981) de l'Yprésien moyen (52,5 à 52 M.a.).

2-2-6 : Formation des Marnes de Gan

C'est une formation marneuse qui admet quelques niveaux carbonatés ou sableux. Dans le sillon Nord-pyrénéen, elle repose sur les Marnes d'Artigueloutan érodées. Elles passent latéralement et verticalement à la Formation des Sables de Baliros. Plus au Nord, les Marnes de Gan surmontent les Calcaires de Lapêche et se biseautent vers l'Ouest. Les marnes de Gan caractérisent des environnements d'offshore.

La sédimentation des Marnes de Gan débute dans la zone à *Morozovella subbotinae* et plus précisément dans la zone à *Nummulites planulatus* (sommet de NP11). A Louer, leur dépôt commence dans les zones à *Morozovella formosa formosa* et NP12 à Gan. Les zones à *Morozovella aragonensis* et NP13 sont représentées dans la partie supérieure de la formation. Les Marnes de Gan sont datées de l'Yprésien moyen-supérieur (52,5 à 50,5 M.a.).

2-2-7 : Formation des Sables de Baliros

Formation sableuse à intercalations d'argiles et de calcaires à grands foraminifères. Les sables de Baliros constituent l'équivalent proximal (littoral) des Marnes de Gan. Les coupes des sondages montrent une évolution progressive des environnements de dépôt : les marnes bathyales de la base passent à des marnes, des grès et des sables littoraux à grands foraminifères, puis à des sables grossiers azoïques.

Les Sables de Baliros se développent dans les zones à *Nummulites planulatus* et NP12, et plus précisément dans la zone à *Morozovella formosa formosa*. Le sommet de la formation correspondrait à la limite des zones à *Nummulites planulatus* et *Nummulites praelaevigatus*. La formation est ainsi datée de l'Yprésien moyen-supérieur (52,5 à 50,5 M.a.).

2-2-8 : Formation des Marnes de Donzacq

Cette formation est composée d'argiles gris foncé à bleuté. Des bancs de calcaires biodétritiques et de silts sont présents. Elle repose sur les Marnes de Gan à Audignon et sur les Calcaires de Lapêche dans le secteur de Mont-de-Marsan. Dans ce secteur, leur partie sommitale est absente (érosion-non dépôt). Comme pour les Marnes de Gan, les Marnes de Donzacq représentent des environnements profonds, d'offshore inférieur. Vers l'Ouest, la

sédimentation se poursuit au Lutétien basal. Les équivalents turbiditiques des Marnes de Donzacq lutétiennes sont représentés par les conglomérats et brèches de Cahurt et d'Urcuit.

Le début de la sédimentation des Marnes de Donzacq est daté par les zones à *Acarinina pentacamerata*, à *Nummulites praelaevigatus* et *Nummulites manfredi* des zones NP13 et NP14a. Les derniers niveaux ont livré *Chiasmolithus gigas*, indicateur de la zone NP15b, correspondant à la partie supérieure de la zone à *Nummulites laevigatus*. Ces données permettent d'attribuer aux Marnes de Donzacq un âge Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (50,5 à 46 M.a.).

2-2-9 : Formation des Grès de Grenade

Les Grès de Grenade sont composés d'une alternance de grès à ciment calcaire, de calcaires, de sables et de silts plus ou moins glauconieux et d'argiles gris foncé. Ils constituent les équivalents proximaux littoraux des Marnes de Donzacq.

Les datations attribuent la base de cette formation aux zones à *Nummulites praelaevigatus* et *Nummulites manfredi*. La partie sommitale a livré *Nummulites cf. gallensis* qui est signalée depuis le sommet de la zone à *Nummulites manfredi* jusqu'à la partie médiane de la zone à *Nummulites laevigatus* (Schaub, 1981). La formation est donc datée de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur comme les Marnes de Donzacq.

2-2-10 : Formation des Marnes de Miretrain

Ce sont des marnes gris clair, homogènes, admettant quelques intercalations carbonatées à la base et au sommet. Elles reposent sur les Marnes de Donzacq et sont surmontées par les calcaires lutétiens ou bartoniens. Cette formation caractérise des environnements bathyaux à la base, puis circalittoraux. Dans la partie occidentale du bassin, les Marnes de Miretrain se confondent avec les Marnes de Donzacq. Vers l'Est, elles passent latéralement aux formations des Calcaires de Nousse, à la Formation de la Fontaine de la Médaille et aux Calcaires de Brassempouy.

Au niveau de la localité type (Marnière de Miretrain à Angoumé), les zones à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, à *Truncorotaloides rohri* et les zones NP15 à NP17 ont été identifiées (Mancion, 1985), permettant de dater la formation du Lutétien supérieur-Bartorien (46 à \approx 37 M.a.).

2-2-11 : Formation des Calcaires de Nousse

Cette formation est composée de calcaires et de marnes à grands foraminifères (nummulites, assilines, discocyclines) et se développe entre les Marnes de Donzacq et la Formation de la Fontaine de la Médaille. Elle passe latéralement à la partie inférieure des Marnes de Miretrain. Au niveau de Mont-de-Marsan, les Calcaires de Nousse débutent par un calcaire argileux et gréseux à nummulites et polypiers remaniés, puis évoluent vers un faciès bioconstruit à polypiers lamellaires et se terminent par un calcaire gréseux à alvéolines.

Les données biostratigraphiques permettent de situer la base des Calcaires de Nousse à la base de la zone à *Nummulites laevigatus* (la présence de *Nummulites gallensis*, de *Nummulites cf. uranensis* et d'*Assilina cf. tenuimarginata* à la base de la formation dans le

secteur de Mont-de-Marsan laisse supposer qu'elle est équivalente de la partie lutétienne des Marnes de Donzacq, absentes dans ce secteur). Les niveaux les plus élevés appartiennent à la zone à *Nummulites sordensis*. Les foraminifères planctoniques indiquent les zones à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* et à *Morozovella lehneri*. La formation est datée du Lutétien (49 ?/46 à 42 M.a.).

2-2-12 : Formation de la Fontaine de la Médaille

Ce sont des alternances de calcaires bioclastiques gréseux, de grès et de marnes plus ou moins sableuses. La formation se développe entre les Calcaires de Nousse et les Calcaires de Brassempouy. Elle passe latéralement à la partie médiane des Marnes de Miretrain, vers l'Ouest.

Nummulites aturicus est la seule nummulite présente à la base de la formation dans les forages des Landes de Siougos. L'apparition de *Nummulites cf. biarritzensis*, de *Nummulites bullatus* et de *Nummulites millecaput* indique la partie supérieure de la zone à *Nummulites aturicus*, datant ainsi la formation du Lutétien terminal (42 à 41 M.a.).

2-2-13 : Formation des Calcaires de Brassempouy

La formation est constituée de deux membres (Calcaires de Brassempouy inférieurs et supérieurs). Au niveau de la localité type (grotte du Pape à Brassempouy), la formation est composée de calcaires packstone massifs, peu gréseux, bioclastiques (grands foraminifères, miliolidés, échinidés, polypiers et algues mélobésiées).

Dans le secteur de Mont-de-Marsan, les Calcaires de Brassempouy inférieurs sont argileux avec des intercalations carbonatées et gréseuses. Ils passent latéralement, vers l'Est, aux Marnes de Tartas continentales et, vers l'Ouest, à la partie supérieure des Marnes de Miretrain. Les Calcaires de Brassempouy supérieurs sont formés de calcaires bioclastiques à intercalations gréseuses et argileuses et se terminent par des calcaires à charophytes et gastéropodes lacustres.

La Formation des Calcaires de Brassempouy appartient en totalité à la zone à *Nummulites perforatus*. Sa partie supérieure a livré *Nummulites striatus* et *N. boulangeri*. Ces données permettent de dater la formation du Bartonien (41 à 37 M.a.).

2-2-14 : Formation des Calcaires de Siest

C'est un calcaire plus ou moins sableux, biodétritique (lithothamniées, serpules, bryozoaires, grands foraminifères), avec des intercalations de marnes sableuses, limité aux environs de Dax.

Les microfaunes décrites montrent la présence de plusieurs biozones : *Nummulites aturicus*, *Nummulites striatus*, zones NP17 et NP19/20. La révision de la faune des différents affleurements montre que les Calcaires de Siest regroupent plusieurs unités carbonatées du Lutétien au Priabonien (42 à 34M.a.).

2-2-15 : Formation des Marnes de la Côte des Basques

La formation des Marnes de la Côte des Basques est découpée en plusieurs membres (Mathelin et Sztràkos, 1993) : Marnes de la Villa Marbella, Marnes de Péirera, Marnes des

Bains, Calcaires de Cachaou et Marnes de Brihande. Ces dernières sont des équivalents latéraux des Marnes de Péirera, des Marnes de Bains et des Calcaires de Siest.

La formation des Marnes de la Côte des Basques représente le Priabonien épibathyal à circalittoral dans les environs de Dax (Sztràkos *et al.*, 1998).

2-2-16 : Formation des Sables de Lussagnet

Sables azoïques admettant quelques intercalations argileuses. Cette formation est éminemment diachrone à l'échelle du bassin. Nos corrélations montrent qu'elle constitue les équivalents les plus proximaux des Marnes de Gan et des Marnes de Donzacq et couvre l'ensemble de l'Yprésien inférieur-Lutétien inférieur.

2-2-17 : Formation de Calavante (Groupe des Molasses d'Aquitaine)

Ce sont des alternances d'argiles grises, ocres ou bariolées, de grès parfois coquilliers et de conglomérats.

La formation est datée des zones NP15, NP16, voire NP17 du Lutétien au Bartonien.

2-2-17 : Formation de Tartas (Groupe des Molasses d'Aquitaine)

Argiles versicolores, gypseuses, à rares intercalations de sable et de calcaires azoïques. Le faciès sidérolithique à concrétions ferrugineuses peut apparaître localement. Cette formation passe latéralement aux Calcaires de Brassempouy inférieurs.

Intercalée entre la Formation de la Fontaine de la Médaille et les Calcaires de Brassempouy supérieurs, la formation a livré une association de la Zone NP16. De plus, *Arenagula kerfornei* est présente dès la base et *Nummulites brongniarti* et *Nummulites biarritzensis* ont été déterminées au sommet. Ces données permettent de dater la formation du Bartonien (41 à \approx 38 M.a.).

2-2-18 : Formation de Campagne (Groupe des Molasses d'Aquitaine)

Alternances de calcaires, d'argiles vertes à charophytes, d'argiles versicolores gypseuses caractéristiques de dépôts lacustres et lagunaires. Cette formation est intercalée entre les Calcaires de Brassempouy supérieurs et les Grès de Mugron oligocènes.

Les datations sont délicates dans cette formation. Les charophytes indiquent un âge Priabonien inférieur à la base.

2-3 : Les discontinuités majeures

L'analyse de ces données biostratigraphiques permet de mettre en évidence un certain nombre de lacunes au Paléogène, et plus particulièrement au Paléocène et à l'Eocène inférieur et moyen. Ces lacunes, souvent d'échelle régionale, ont été interprétées comme des périodes d'érosion en relation avec des phénomènes tectoniques. Nous montrerons dans ce travail que certaines d'entre elles peuvent s'expliquer d'un simple point de vue de la dynamique sédimentaire sans invoquer de périodes de profondes érosions.

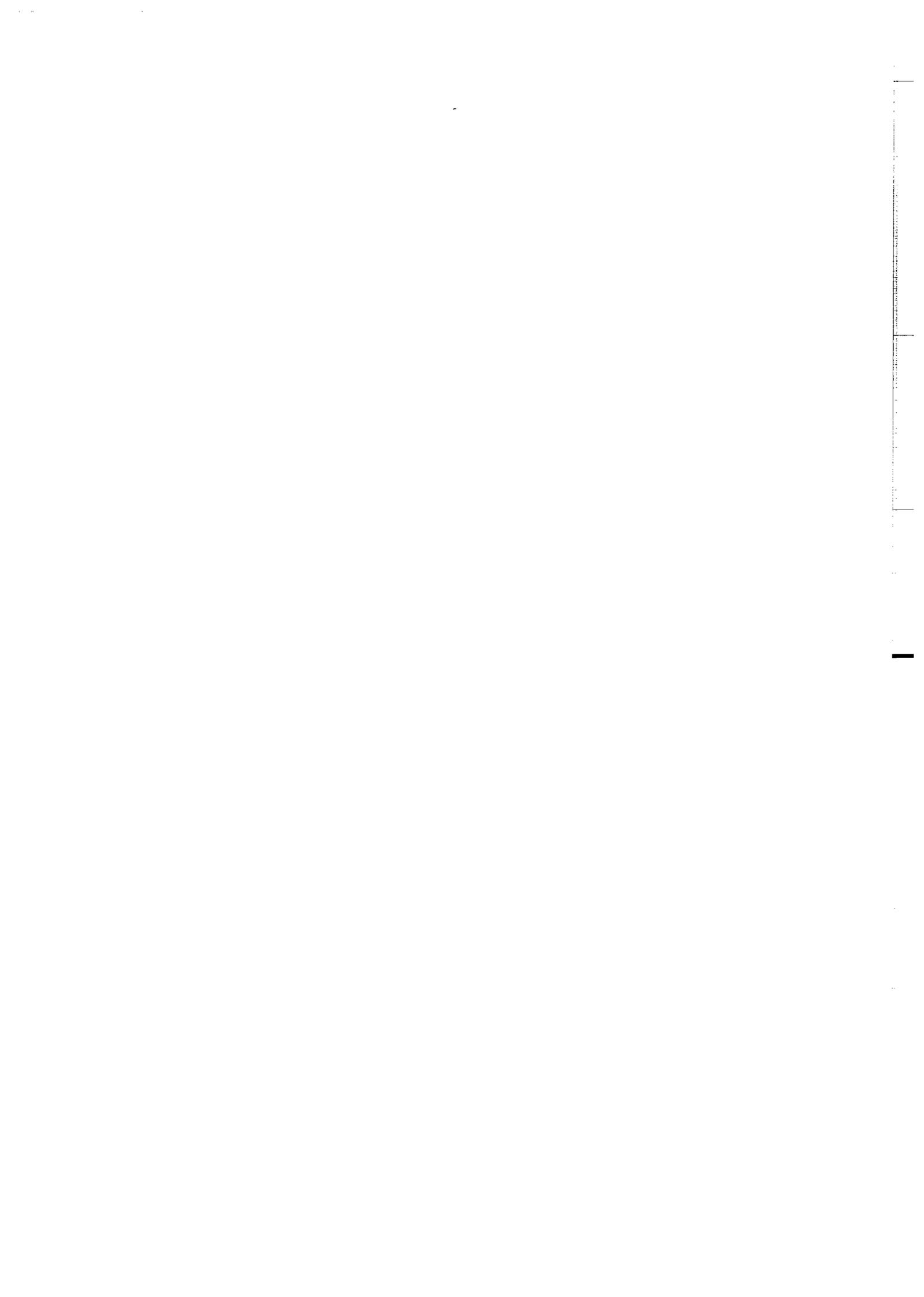
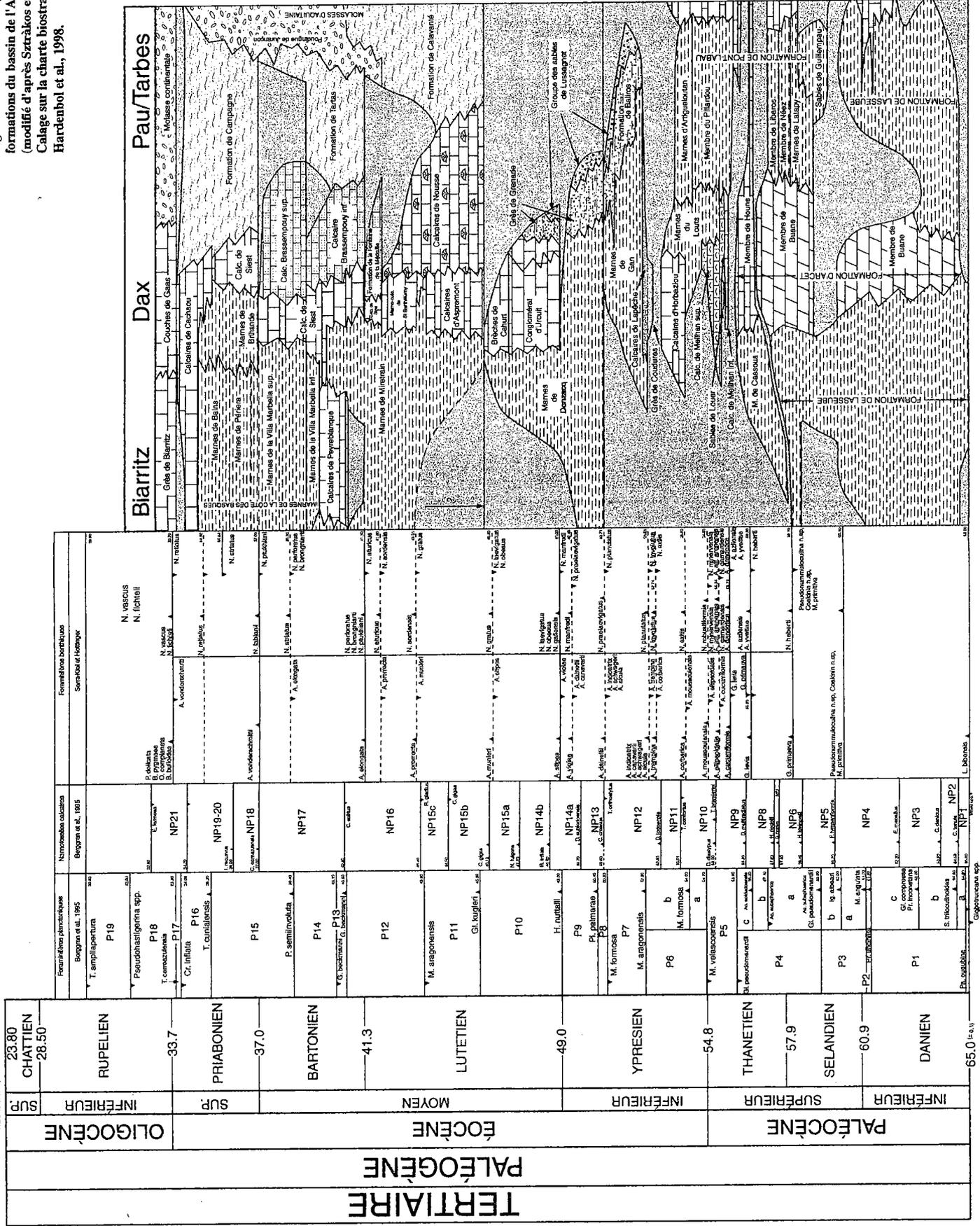


Figure I-20 : Tableau stratigraphique des formations du bassin de l'Adour (modifié d'après Szrakos et al., 1998) Calage sur la charte biostratigraphique de Hardenbol et al., 1998.

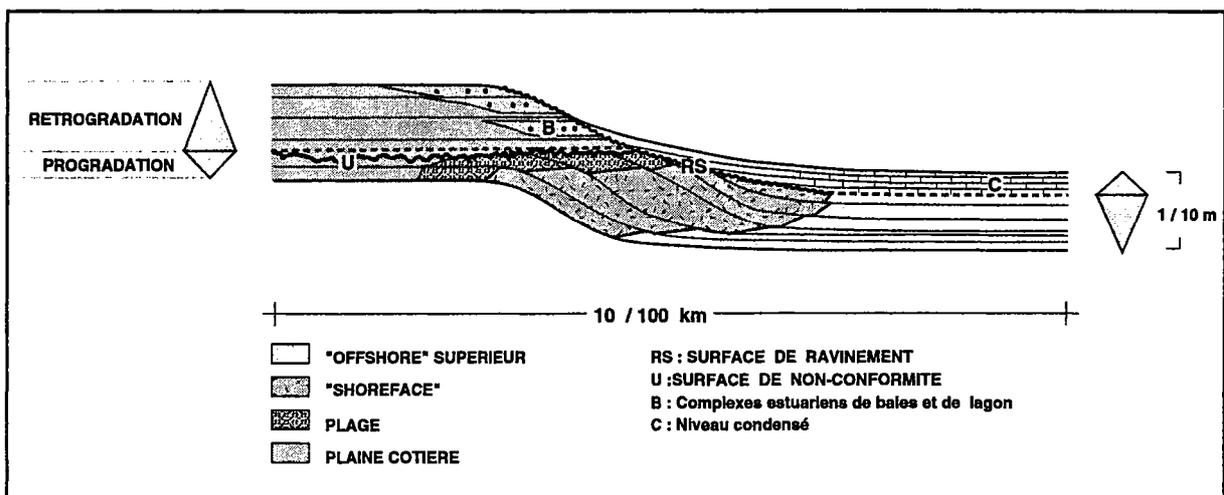


Le Crétacé supérieur / Paléogène du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour)

Sédimentologie - Stratigraphie - Géodynamique

Chapitre 2

MÉTHODOLOGIE



METHODOLOGIE

La reconstitution 3D des géométries sédimentaires à l'échelle d'un bassin, base de toute reconstitution géologique, suppose de corrélérer et de mailler des données de puits et des lignes sismiques.

Cette étude est fondée sur l'analyse de puits, en termes de stratigraphie séquentielle (corrélations selon la méthode dite du "stacking pattern"), ou de lignes sismiques (stratigraphie sismique).

Dans ce chapitre, nous nous proposons de faire un état des connaissances de ces techniques, souvent au-delà de ce qui a été appliqué : ce chapitre est extrait d'un rapport de phase.

I) DONNEES DISPONIBLES

Différents types de données sont disponibles sur le secteur d'étude. La majeure partie des formations du Crétacé supérieur et du Paléogène se trouvant sous la couverture sédimentaire Mio-quadernaire, ces données sont principalement des informations de subsurface d'origine pétrolière. Nous disposons ainsi de 64 forages pétroliers et de leurs enregistrements diagraphique. Ces données sont d'une qualité très variable, avec des sondages anciens (années 1950) comportant peu d'enregistrements diagraphiques (PS et Résistivité uniquement) mais présentant des descriptions lithologiques détaillées, et des sondages modernes offrant un éventail complet d'enregistrements diagraphiques (Gamma Ray, Résistivité, Neutron, Densité, Sonique). Cette disparité a des répercussions sur la résolution de l'étude.

Sept forages carottés sur la structure des Landes-de-Siougos (Gaz de France) sont également disponibles. Deux d'entre eux offrent des carottes dans le Crétacé supérieur. L'ensemble du Paléogène est carotté. Ces données sont fondamentales dans la démarche que nous nous proposons d'utiliser.

Enfin, une série de profils sismiques couvrant le secteur de Mont-de-Marsan a été étudiée. Ils sont un outil complémentaire aux corrélations de puits et permettent une visualisation 2D des géométries du remplissage sédimentaire. Une ligne régionale E-W de 250 km a été également interprétée. Elle constitue la première coupe à l'échelle du bassin.

L'interprétation de ces différentes données par les méthodes décrites ci-après permet de proposer une série de cartes des cycles stratigraphiques à différents ordres (isopaques, faciès) et de coupes géologiques, indispensables pour la compréhension de la dynamique du remplissage du bassin et permettent, en outre, de proposer des hypothèses sur le problème des tronçatures, des érosions et des non-dépôts, fréquents dans un bassin d'avant-pays.

II) METHODE DE CORRELATION : LE "STACKING PATTERN"

1) Historique des concepts (Lafont, 1994; Homewood et al., 1999)

L'essentiel de cet historique est tiré de Lafont (1994) et du Vade Mecum d'Elf Aquitaine (Homewood *et al.*, 1999).

Les séries sédimentaires s'organisent souvent par empilement de petits cycles ou rythmes (Duff et Walton, 1967). Ces séquences, d'échelle métrique à plurimétrique peuvent constituer un motif plus ou moins répétitif. Le plus souvent, les mécanismes contrôlant la mise en place de ces unités étaient considérés comme autocycliques (contrôlés par des facteurs propres au système sédimentaire: par exemple, avulsion des systèmes fluviaux).

La tendance actuelle est de considérer que ces unités élémentaires trouvent leur origine dans des phénomènes allocycliques (Goodwin et Anderson, 1985; Van Wagoner, 1985; Cross, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990; Guillocheau, 1991). Elles seraient donc contrôlées par des phénomènes extérieurs au système sédimentaire : tectonique, eustatisme et flux.

Le propos de ce chapitre est de fournir un inventaire succinct de l'évolution des concepts ayant abouti à la stratigraphie séquentielle haute résolution pratiquée de nos jours.

C'est au 19^{ème} siècle que l'on voit apparaître les notions d'étage (D'Orbigny, Brogniart, Cuvier, Opper). L'étage est une unité chronostratigraphique dont les limites correspondent à des transgressions marines. Pour ces auteurs, ces limites étaient dues à des "déluges globaux". On comprendra plus tard que les événements décrits par ces auteurs ont une origine tectonique et/ou eustatique d'échelle globale.

En 1840 - 50, Gressly introduit la **notion de faciès**. Un faciès est défini grâce à plusieurs caractéristiques :

- lithologiques : granulométrie, minéralogie,
- biologiques : bioturbations, fossiles,
- physico-chimiques : stratification et litage, sols.

Ces considérations permettent d'interpréter les associations (lithologies et faunes) en termes de **processus et milieux de dépôt**. Ainsi, l'enchaînement vertical des faciès mis en évidence permet de déduire l'agencement latéral des environnements de dépôt et de reconstituer une paléogéographie. C'est la notion de **séquence-paysage**, permettant une compréhension 2D à 3D à partir d'une coupe verticale 1D.

A la fin du 19^{ème} siècle, Walther reprend les idées de Gressly en y ajoutant la 4^{ème} dimension qu'est **le temps**. Pour lui, la succession verticale des faciès correspond à l'enregistrement dans le temps de leur succession longitudinale. Ainsi, l'enregistrement du temps se fait par l'intermédiaire d'un volume de roche ou d'une surface. La loi de Walther est la première approche stratigraphique 4D.

En 1949, Sloss définit la séquence comme un ensemble de couches limitées par des surfaces d'érosion continentales qui sont autant de discontinuités. Sloss (Sloss *et al.*, 1949) identifie pour les temps phanérozoïques six séquences intracratoniques portant des noms de tribus indiennes d'Amérique du Nord. Ces séquences correspondent à l'enregistrement d'événements tectoniques à l'échelle de l'Amérique du Nord. Le contrôle de ces séquences est donc essentiellement tectonique.

A la fin des années 50, Wheeler (Wheeler, 1959; Wheeler, 1964) complète la notion de séquence de dépôt développée par Sloss. Ses études permettent d'appréhender les relations entre l'espace et le temps. **La loi de Wheeler** se fonde sur la notion de conservation de masse dans l'espace et dans le temps à l'échelle des bassins sédimentaires. Wheeler introduit une nouvelle définition du niveau de base qui désigne la surface d'équilibre entre érosion et sédimentation et non le niveau de la mer.

Dans le même temps se développe, en totale indépendance, une **sédimentologie de faciès** sous l'impulsion de Kuenen, Allen, Reading et Reineck . Cette approche respecte les notions de séquence paysage de Gressly et Walther mais n'intègre pas le temps. Les travaux de ces différents auteurs sont purement géométriques et en relation avec des comparaisons à des systèmes sédimentaires actuels. Le fait de ne pas intégrer la notion de temps entraîne que la répartition en volume 3D des éléments (chenaux, littoraux, lacs ...) et de leurs faciès associés n'est pas contrainte et donc non prévisible.

A partir du début des années 60, Vail (élève de Sloss), Mitchum, Sangree, Thompson dans le cadre de la société EXXON reprennent le concept de séquence de dépôt. Leur but est double : (1) établir un modèle stratigraphique délimité par des discontinuités représentant les variations du niveau marin et identifiables selon leurs tronçures sur profils sismiques ("onlap", "toplap", "downlap") et (2) proposer une charte globale de ces discontinuités d'origine eustatique. Ces auteurs publient **le modèle de stratigraphie sismique**, puis le modèle de stratigraphie séquentielle. Le développement de la sismique dévoile l'organisation géométrique des corps sédimentaires sur les marges continentales passives (Vail *et al.*, 1987). Pour l'école EXXON, la séquence est définie comme "une unité stratigraphique composée d'une succession relativement concordante de strates génétiquement liées, limitée à son sommet et à sa base par des discordances ou par les surfaces de concordances qui leur sont corrélatives".

La séquence de dépôt (fig. II-1) est divisée en "cortèges de dépôt" (systems tracts) correspondant aux différentes phases de variation du niveau relatif de la mer. Les dépôts mis en place durant la chute et le bas niveau relatif constituent le cortège de bas niveau (lowstand system tract), les dépôts correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer constituent le cortège transgressif (transgressive system tract), enfin les dépôts mis en place en fin de montée et en haut niveau relatif forment le cortège de haut niveau (highstand system tract). Les cortèges de dépôt sont séparés par les surfaces remarquables que sont la discordance de chute (unconformity), la surface de transgression (transgressive surface) et la surface d'inondation maximale (maximum flooding surface).

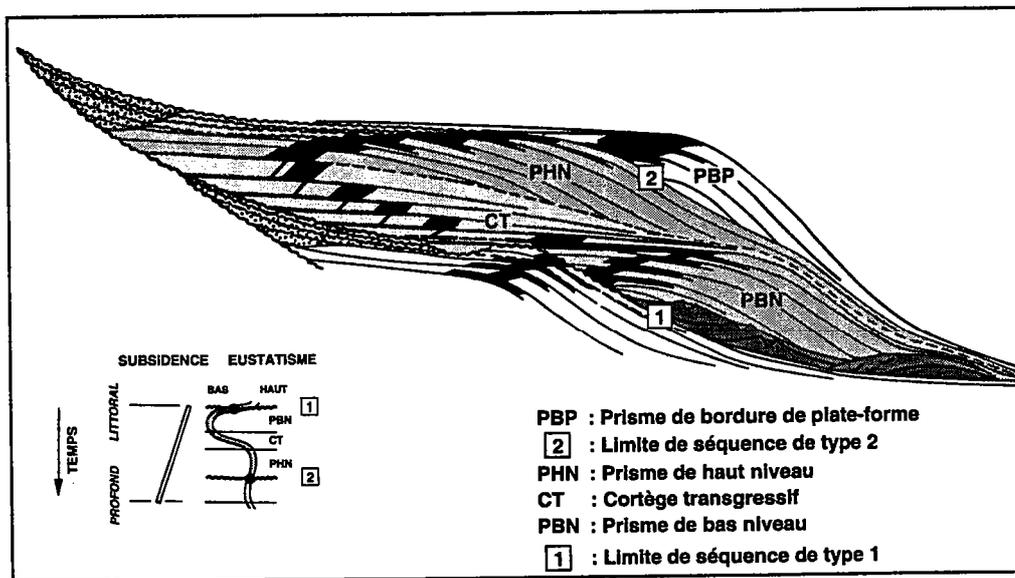


Figure II-1 : Le modèle de stratigraphie séquentielle au sens Vail et *al.*, 1987.

Les concepts développés par les tenants de la stratigraphie séquentielle type EXXON offrent une vision du paysage et bien qu'intégrant le temps ne montrent qu'un fractionnement spatial des dépôts.

Le modèle d'EXXON expose des séquences de dépôt d'une durée d'environ 15 Ma. Ces concepts ont été repris à diverses échelles afin d'être complétés. A des échelles plus petites, les éléments constitutifs des cortèges de dépôt sont les briques élémentaires de la stratigraphie connues et décrites depuis l'identification des cyclothèmes. Différents auteurs travailleront sur ces séquences à haute fréquence (Genetic sequences de Busch 1971; PAC's de Goodwin et Anderson, 1985; paraséquences de Van Wagoner et al, 1988, 1990; Unités Génétiques de Homewood et *al.*, 1992; Cross et *al.*, 1993; Guillocheau, 1995). A une plus grande échelle, Vail et *al.* définissent les grands cycles transgressifs/régressifs majeurs à l'échelle du bassin.

Les dernières avancées en termes de stratigraphie haute résolution ont été le fait de la simulation stratigraphique par ordinateur. Cette méthode a été l'un des facteurs de mise en cohérence des données et des approches dispersées dans chaque spécialité.

Les modélisations stratigraphiques effectuées au Colorado School of Mines sous la direction de Cross ont permis de mettre en évidence le **fractionnement volumétrique des dépôts** (préservation différente du stock sédimentaire en progradation et en rétrogradation : fig. II-2). Ainsi, le temps est enregistré de manière continue soit par l'expression d'une surface, soit sous la forme d'un volume de sédiments.

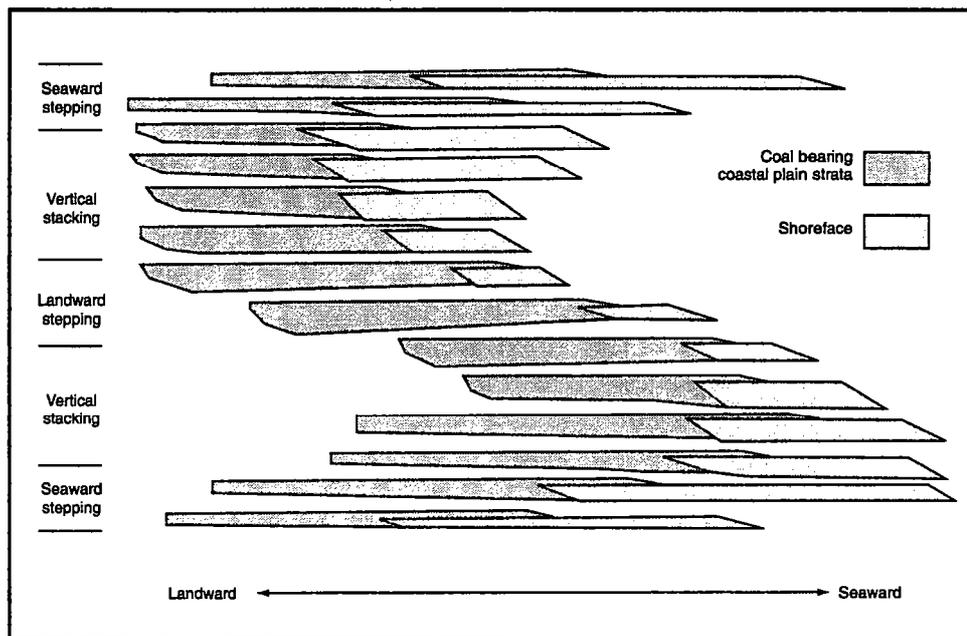


Figure II-2 : Le concept de fractionnement volumétrique des dépôts (Cross, 1988).

L'identification des repères isochrones permet la mise en évidence des séquences de dépôt que sont les unités génétiques. Chaque unité génétique comprend un cycle complet progradation/aggradation déterminé par un cycle de diminution et d'augmentation de l'accommodation ou espace disponible à la sédimentation (Jervey, 1988).

On aboutit ainsi à une **approche 4D** de l'enregistrement sédimentaire.

2) Nature de l'enregistrement sédimentaire.

L'enregistrement sédimentaire est aujourd'hui bien compris. Il peut être décrit comme une somme de variations du niveau relatif de la mer de durées et de natures différentes (fig. II-3). La tendance actuelle est de considérer que chacun de ces signaux a une cause tectonique et/ou eustatique. Cependant, des questions terminologiques mineures restent posées concernant la différence entre les cycles, les unités rythmiques et les séquences. Il est possible de conserver la définition lithologique classique de cycle sédimentaire sans connotation d'épaisseur et de durée. Il doit être également acquis que le concept de séquence développé en

stratigraphie séquentielle a changé. Une séquence caractérise toute succession de dépôts résultant de variations verticales dans l'accommodation. En conséquence, une séquence est générée par une variation cyclique du niveau marin relatif et tout type d'unité cyclique ou rythmique devrait être considéré comme une séquence.

Ainsi, quelles que soient les causes de l'enregistrement sédimentaire, la décomposition en signaux élémentaires ouvre des perspectives de modélisation stratigraphique intégrant deux concepts fondamentaux : la notion de partitionnement volumétrique des faciès à l'échelle des unités génétiques et la distorsion des séquences (Guillocheau, 1995).

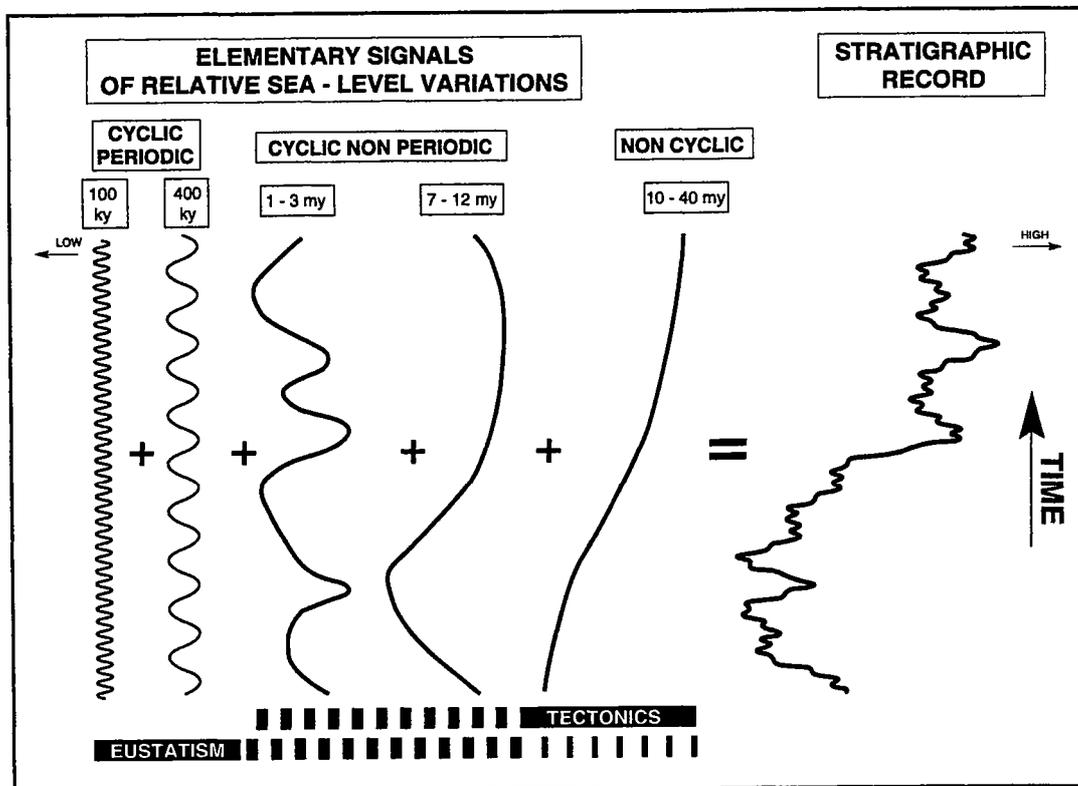


Figure II-3 : Expression stratigraphique de plusieurs ordres de séquences superposées : notion de distorsion des signaux de variations du niveau marin relatif (Guillocheau, 1995).

3) Les principaux modèles d'unités élémentaires.

Ces unités d'une durée de 10 000 à 20 000 ans et d'échelle pluricentimétrique à plurimétrique sont les briques élémentaires de la stratigraphie. Plusieurs points de vue ont été développés pour l'élaboration d'un modèle. Ces discussions ne sont pas le propos de ce chapitre. Nous exposons ici les modèles majeurs développés par ces différents courants de pensée.

3-1 : Les modèles d'unités simples de progradation : modèles aléatoires

Ces modèles impliquent que les unités élémentaires sont constituées uniquement de sédiments progradants. Ces sédiments sont séparés de l'épisode suivant par une surface d'inondation générée par une remontée rapide du niveau marin relatif. Cette approche correspond au **modèle de paraséquences** (fig. II-4) issu du modèle général d'EXXON de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987; Posamentier *et al.*, 1988), repris par la suite pour des approches haute résolution, en particulier, par Van Wagoner *et al.* (Van Wagoner *et al.*, 1990). Les paraséquences correspondraient dans ce cas au comblement progressif de l'espace disponible ponctué par de brusques inondations. Une paraséquence est donc limitée par deux surfaces de transgressions ("transgressive surface"). Entre ces surfaces, les sédiments se déposent et progradent grâce à des phénomènes autocycliques (avulsion, "lobe shift" par exemple). Seules les surfaces de transgressions sont engendrées par des phénomènes allocycliques (tectonique, eustatisme).

Dans ce modèle, la paraséquence n'est donc pas une véritable unité élémentaire de dépôt car elle ne correspond pas à l'enregistrement d'un cycle de variation du niveau marin relatif (chute et montée).

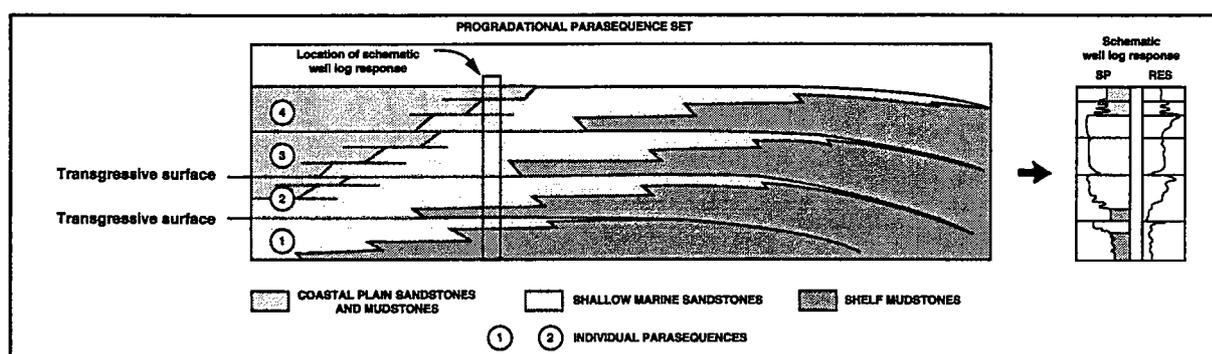


Figure II-4 : Modèle des paraséquences de Van Wagoner *et al.*, 1990.

3-2 : Les modèles de séquences élémentaires de dépôt : modèles déterministes

Dans ce type de modèle, une unité génétique correspond à l'enregistrement d'un véritable cycle de variation du niveau marin relatif, avec des dépôts mis en place en période de haut niveau, de chute, de bas niveau, et de montée. Les unités génétiques sont donc définies comme les plus petits cycles de variations de milieux de sédimentation identifiables sur un profil de dépôt et ayant une signification régionale. Elles sont corrélables au moins à l'échelle du sous-bassin. L'unité génétique enregistre un cycle de variations des milieux de sédimentation, correspondant, au niveau du prisme littoral, à une phase de progradation suivie d'une phase de rétrogradation (Homewood *et al.*, 1992).

Deux de ces modèles sont exposés ici.

3-2-1 : Le modèle de Plint (Plint, 1988)

Ce modèle (fig. II-5) développé dans un contexte particulier (régressions forcées d'amplitude similaire aux chutes du niveau marin enregistrées durant le Quaternaire) montre la réponse stratigraphique à une chute du niveau marin relatif en domaine littoral, qui se marque par une "migration brutale vers la mer" (downwardshift) des dépôts de shoreface en direction du large. La diminution d'accommodation amènerait alors les dépôts de shoreface supérieur à reposer directement sur les faciès d'offshore déposés pendant le haut niveau, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sous-marine générée par l'action des vagues. Lors de la remontée du niveau relatif de la mer, l'aggradation des faciès de shoreface supérieur autorise la préservation de faciès de lagune, en arrière.

Dans le cas d'une forte chute du niveau marin relatif, il y aurait un "downwardshift" très marqué de la ligne de rivage, avec développement d'un shoreface de bas niveau en contrebas du shoreface de haut niveau. Lors de la remontée du niveau relatif de la mer, l'érosion par la houle pourrait complètement déconnecter ces deux prismes littoraux, donnant ainsi un shoreface isolé dans les argiles d'offshore. On parle de "régression forcée". Ce modèle pourrait expliquer la formation des barres d'offshore.

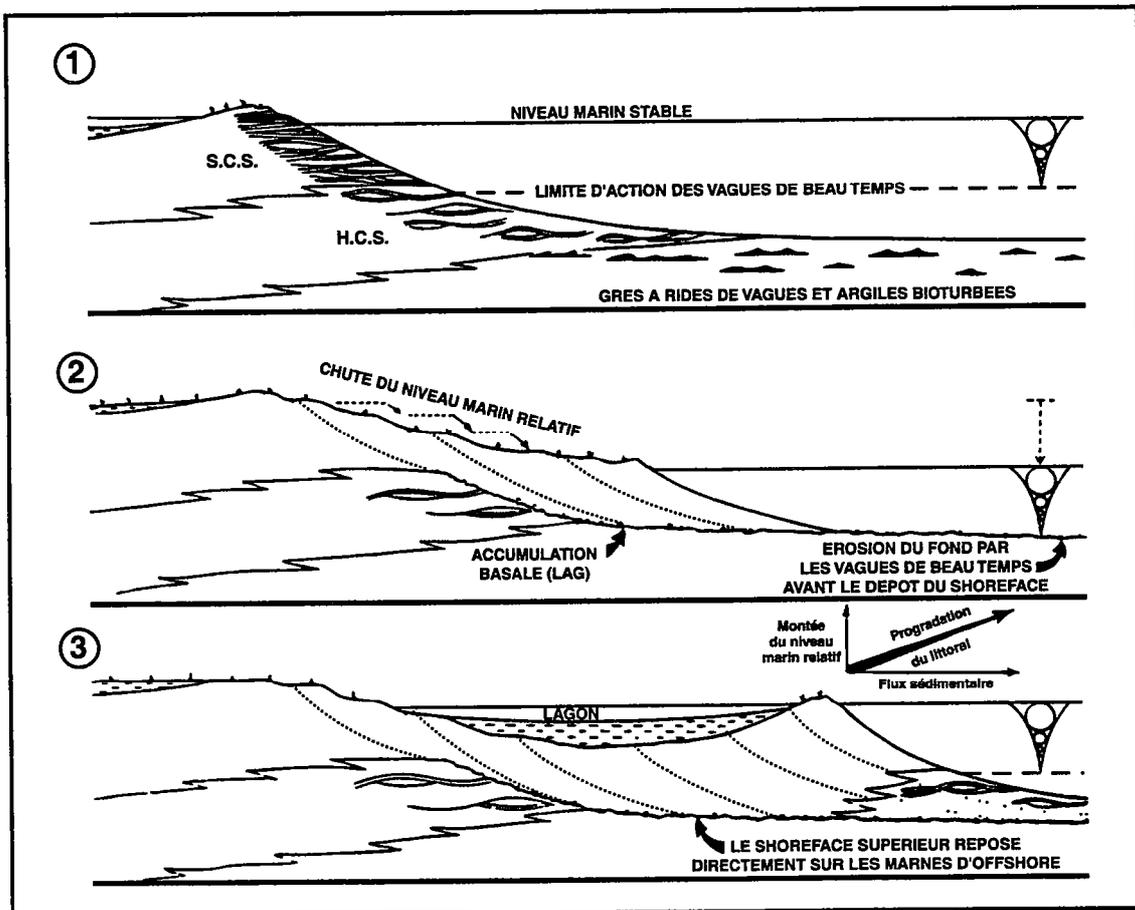


Figure II-5 : Modèle de "paraséquence" de Plint, 1988 (in Lafont, 1994).

3-2-2 : Le modèle d'unité génétique

Homewood et *al.* (1992) proposent un modèle d'unité génétique plus complet, décrivant la réponse stratigraphique à un cycle élémentaire de variation du niveau relatif de la mer en domaine de plaine côtière, de shoreface et d'offshore (fig. II-6). Pour ces auteurs, s'appuyant sur Cross (1988), il existe un contraste important de géométries sédimentaires et de types de faciès préservés entre les périodes de chute et de montée du niveau marin relatif.

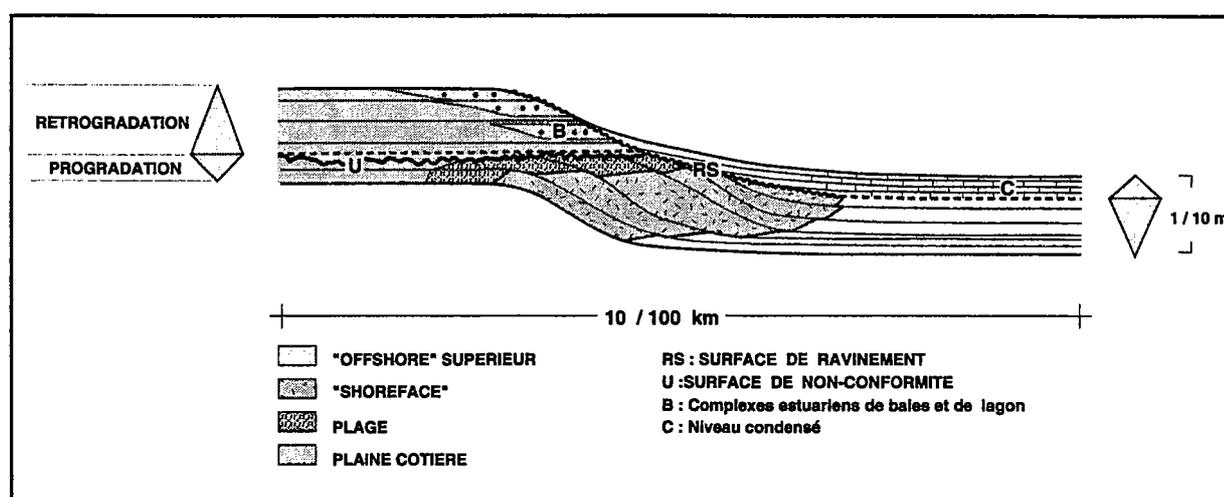


Figure II-6 : Modèle d'unités génétiques (Guillocheau, 1995).

- Lors de la **chute du niveau marin relatif**, en zone continentale, les cours d'eau ont tendance à surcreuser leur lit et à accroître leur capacité de transport. Les plaines alluviales sont de moins en moins recouvertes par les crues. **Les sédiments ne se déposent donc pas en domaine continental**, où se développent des sols (U, fig. II-6), et transitent jusqu'au littoral. Là, ils se déposent par perte de charge aux embouchures des fleuves, et peuvent être redistribués par les courants côtiers. La création d'espace étant minimale, ces systèmes littoraux montrent une forte progradation.

- Lors de la **remontée du niveau relatif de la mer**, en tout point du profil d'un cours d'eau, le dénivelé par rapport au niveau de la mer décroît. Ceci entraîne une diminution de la capacité de transport des fleuves. Il y a alors tendance au dépôt, remplissage des chenaux et reprise des débordements de crues en domaine de plaine alluviale. Ainsi, **une grande partie des sédiments se trouve piégée en domaine continental**. C'est à ce moment que se produit le plus gros **déficit sédimentaire en domaine d'offshore** et que se crée, à l'échelle de l'unité génétique, un horizon condensé majeur (C, fig. II-6).

En domaine littoral, la remontée du niveau marin relatif provoque la migration de la ligne de rivage vers le continent. L'action des vagues provoque une érosion du substratum. Il se crée alors une surface particulière appelée **surface de ravinement (RS, fig. II-6)**. Le produit de la destruction est redistribué d'une part en domaine d'offshore supérieur sous forme de dépôts très bioturbés (sables transgressifs), et d'autre part en domaine de plaine côtière sous forme de lobes de débordements de tempêtes (storm washover). La surface de ravinement, élément important de l'architecture d'une unité génétique, est une surface d'érosion sous-marine générée par l'effet de rabot des vagues lors de la remontée du niveau marin relatif.

Une unité génétique s'exprime donc par différentes surfaces:

- des surfaces temps (FS et MFS) : ces surfaces sont des marqueurs isochrones.
- des surfaces physiques (surfaces de ravinement) : ces surfaces sont souvent les surfaces d'érosion les plus marquées à l'échelle des unités génétiques. La surface de ravinement est totalement diachrone. Ainsi, le choix de la surface d'inondation maximale comme limite d'unité génétique est particulièrement indiqué.

Une unité génétique est donc l'expression d'un paysage soumis à l'érosion.

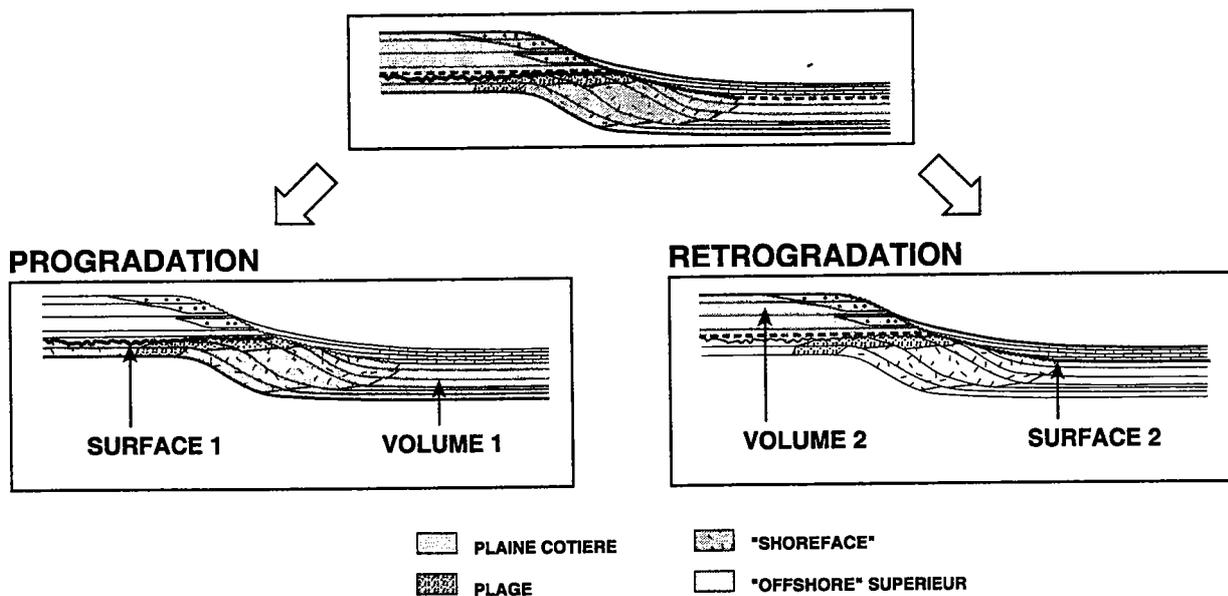


Figure II-7 : Le partitionnement volumétrique : le temps est enregistré soit par une surface, soit par un volume de sédiments (modifié d'après Homewood *et al.*, 1999).

La différence de comportement des systèmes sédimentaires et de répartition des sédiments entre périodes de chute et de montée (fig. II-7) a été appelée **partitionnement volumétrique** (volumetric partitioning) (Cross, 1990; Cross *et al.*, 1993).

Ce phénomène est une conséquence des changements dynamiques de l'accommodation dans les différents environnements de dépôt, qui se produisent dans les cycles de variations du niveau marin relatif.

L'accommodation varie à l'échelle de ces cycles de telle sorte que le volume de sédiments accumulés, dans les mêmes environnements de dépôt, varie dans l'espace et dans le temps. Par exemple, l'accommodation en domaine siliciclastique de plaine côtière et de littoral augmente en position proximale du profil de dépôt durant la phase de remontée du niveau relatif de la mer. Ceci s'accompagne d'une augmentation du volume de sédiments accumulés dans les systèmes de dépôt continentaux, alors qu'une faible quantité de sédiment est transportée et accumulée en position distale (domaine marin). Inversement, durant la phase de chute du niveau relatif de la mer, l'accommodation diminue en position proximale. Il en résulte qu'une faible quantité de sédiment est stockée en domaine continental. Ils transitent ("by-pass") vers le domaine marin où ils sont stockés.

4) Conclusion

L'existence de plusieurs modèles d'unités génétiques (Cross, 1988; Plint, 1988; Galloway, 1989; Van Wagoner *et al.*, 1990; Guillocheau, 1995) montre que le débat sur l'architecture fine d'une séquence élémentaire reste ouvert. De nombreux facteurs interagissent, dont le flux sédimentaire (volume des séquences, remplissage de l'espace d'accommodation), l'hydrodynamique (effet de la houle plus ou moins important), le contexte géodynamique (taux de subsidence). De ce fait, il semble délicat de proposer un modèle unique d'unité génétique. En revanche, les caractéristiques qualitatives demeurent, avec en particulier le **développement préférentiel des faciès marins littoraux en période de minimum de création d'espace disponible et la préservation des faciès de plaine côtière lors des maxima de création d'espace disponible** (Homewood *et al.*, 1992; Cross *et al.*, 1993).

5) Evolution des méthodes de corrélations

L'évolution des concepts en stratigraphie séquentielle depuis la définition de l'étage au début du 19^{ème} siècle jusqu'à la mise en évidence de l'unité génétique s'accompagne de l'évolution des méthodes de corrélations (fig. II-8). Sommairement trois phases d'évolution peuvent être ainsi définies : (1) corrélations lithostratigraphiques, (2) corrélations de cycles transgressifs/régressifs selon les principes de la loi de Walther, (3) corrélations selon les principes de la stratigraphie séquentielle.

Les **corrélations lithostratigraphiques sont simplistes**. Elles conduisent à la mise en évidence de géométrie en "rail de chemin de fer". On exprime ainsi une continuité physique simple des faciès réservoirs qui ne reflète que très rarement la réalité.

L'intégration de la loi de Walther et du diachronisme des faciès ont été le moteur du deuxième type d'interprétations. Ces corrélations conduisent tout de même à une **continuité physique des faciès réservoirs**, plus complexe que dans le modèle de corrélations lithostratigraphiques mais rarement illustrée dans la nature.

Ce sont les derniers progrès d'interprétations stratigraphiques (modèle de paraséquences de Van Wagoner et modèle des unités génétiques) qui ont permis d'établir des **corrélations "chronostratigraphiques"**. Le modèle d'unité génétique, qui intègre les concepts fondamentaux que sont la variation du niveau relatif de la mer et le partitionnement volumétrique des faciès, permet de proposer des corrélations réalistes qui reflètent au mieux les géométries des corps sédimentaires (fig. II-8).

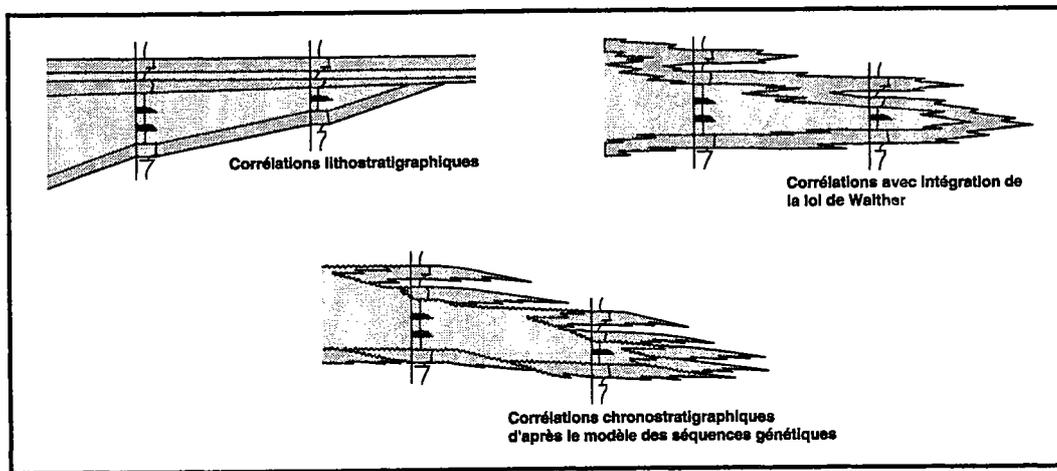


Figure II-8 : Evolution des méthodes de corrélations (Homewood et al., 1999).

Ces différentes considérations ont des répercussions majeures en géologie de réservoir. Contrairement aux corrélations lithostratigraphiques, qui mettent en continuité les faciès réservoirs, l'organisation stratigraphique des corrélations issues de la stratigraphie séquentielle permet de différencier des **architectures de réservoirs différentes** (fig. II-9) :

- grandes **unités réservoir composites** en période de progradation ou d'aggradation,
- petites **unités réservoir isolées** en période de rétrogradation ou de régression forcée.

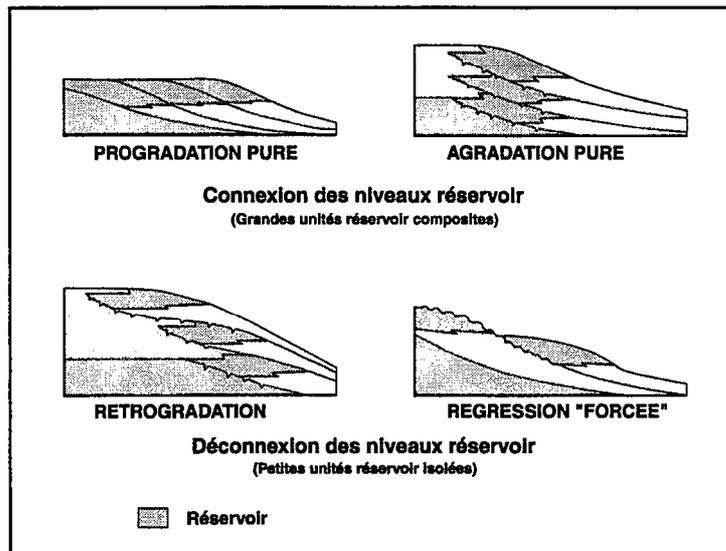


Figure II-9 : Les différentes architectures des réservoirs et leurs degrés de connexion (modifié d'après Homewood *et al.*, 1999).

6) Développement de la méthodologie

Le propos de ce chapitre est d'exposer les fondements de la méthode utilisée. La démarche de corrélation haute résolution et stratigraphie génétique a été exposée par Homewood *et al.* (1992). Ce chapitre s'inspire largement de ces auteurs.

La démarche s'effectue ici uniquement sur des données de puits (carottes et diagraphies). L'information essentielle dans cette démarche étant le faciès sédimentaire, il est indispensable de caler préalablement toute information sédimentologique sur diagraphies. Les données d'ordre sédimentologique sont synthétisées sous forme de logs. L'analyse de ces logs permet de définir les unités génétiques et leur empilement vertical. L'étape suivante consiste en la réalisation de corrélations entre logs espacés en identifiant et hiérarchisant les unités génétiques. Ces corrélations permettent ensuite la cartographie des différents cycles stratigraphiques. Enfin, les corrélations entre plusieurs coupes verticales (maillage) autorisent l'accès aux géométries des corps sédimentaires dans l'intervalle stratigraphique étudié.

6-1 : Construction d'un modèle de faciès - notion d'incertitude en sédimentologie

Cette première étape de la démarche appliquée comporte quatre stades d'analyse : (a) observation des faciès sédimentaires, (b) déduction des processus de mise en place de ces faciès, (c) identification des associations de faciès et détermination du milieu de dépôt et (d) construction d'un modèle de faciès.

6-1-1 : Observation des faciès sédimentaires

La description des faciès combine l'étude de la lithologie (composition, granulométrie, texture), les structures sédimentaires (témoins de la dynamique sédimentaire du milieu) et le contenu biologique (faune et débris végétaux).

Ce travail effectué sur les carottes de Siougos permet de disposer d'un catalogue de faciès indispensable pour la suite de la démarche.

6-1-2 : Déduction des processus de dépôt

Les processus de dépôt sont l'ensemble des phénomènes (physiques, chimiques ou biologiques) qui conduisent à la sédimentation. Les caractéristiques de ces processus découlent des analogies avec des systèmes sédimentaires connus dans l'actuel ou des modélisations analogiques effectuées en laboratoire. Chaque faciès présente des caractéristiques physiques, chimiques et biologiques différentes. Ces diversités sont la marque de différents processus de dépôt. Ainsi, lors de l'étude d'une pile sédimentaire, il conviendra d'identifier avec le moins d'ambiguïté possible le couple faciès/processus de dépôt.

6-1-3 : Identification des associations de faciès et détermination du milieu de dépôt

Il est rare que l'observation d'un faciès et la déduction de sa mise en place suffise à caractériser un milieu de sédimentation. C'est l'association sur une verticale de différents faciès qui permettra de cibler plus précisément dans quel type d'environnement ont été déposés ces sédiments. On pourra ainsi être amené à identifier d'autres faciès non reconnus lors de l'étape d'observation. Cette rétroaction conduit dans certains cas à remettre en question l'identification de certains faciès.

6-1-4 : Construction du modèle de faciès - notion d'incertitude en sédimentologie

A la suite des trois premières étapes, on dispose d'un éventail de milieux de sédimentation. Selon la loi de Walther (1894), la succession verticale (donc dans le temps) de différents milieux de dépôt permet de reconstituer un paysage, c'est à dire l'agencement dans l'espace de ces environnements. Ceci place chaque faciès dans une position relative sur un profil de dépôt, entre deux pôles. On obtient ainsi un modèle de faciès qui est l'image du paysage au moment du dépôt des sédiments considérés.

Sur une position donnée sur le profil de dépôt, plusieurs faciès peuvent coexister latéralement à un instant donné. Ainsi, sur un modèle de faciès donné, on pourra voir coexister latéralement différents faciès. C'est la notion d'incertitude en sédimentologie. Ce facteur limitant peut entraîner de graves incohérences dans les interprétations des coupes verticales (1D). Il faut s'assurer que la succession verticale des faciès représente bien leur disposition longitudinale sur un profil de dépôt et non leur succession latérale.

La construction d'un modèle de faciès est indispensable mais elle n'intègre pas le temps. La conséquence majeure de cette lacune est que différents faciès identifiés peuvent être réunis au sein d'un même paysage mais, la plupart du temps, ils ne se forment pas et ne se préservent pas en même temps.

6-2 : Mise en évidence des unités génétiques et des groupements d'unités génétiques

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les unités génétiques sont définies comme les plus petits cycles de variation de milieu de sédimentation identifiables sur un profil de dépôt et ayant une signification régionale. Elles sont corrélables au moins à l'échelle du sous-bassin. L'unité génétique enregistre un cycle de variation des milieux de sédimentation, correspondant, au niveau du prisme littoral, à une phase de progradation suivie d'une phase de rétrogradation (Homewood et al, 1992). Ce sont les marqueurs temps les plus fins qui puissent être utilisés pour des corrélations entre coupes ou puits espacés.

Lorsqu'une unité génétique comprend des faciès marins peu profonds, elle est définie entre les deux faciès les plus distaux. En milieu marin ouvert, les unités génétiques sont définies entre deux maxima de profondeur. En milieu de plaine côtière, elles sont délimitées par deux faciès, les plus distaux, situés sur le profil de dépôt, en prenant garde aux possibilités de substitutions latérales de faciès (Homewood et al., 1992).

Selon le rapport entre l'accommodation et le flux sédimentaire, un environnement sédimentaire peut être préservé sous forme de volume de sédiment ou sous la forme d'une surface (en période de progradation, le système fluviatile est préservé sous la forme d'une surface d'érosion ou de transit; en période de rétrogradation, le littoral est enregistré sous la forme d'une surface de ravinement). Cet apport à la compréhension de la stratigraphie a des conséquences importantes en sédimentologie de faciès, et constitue donc un facteur limitant de l'application de la loi de Walther. C'est en principe à cette étape que les distinctions entre faciès résultant de processus autocycliques et de faciès résultant de phénomènes allocycliques sont éclaircies (Homewood et al., 1992).

L'empilement sur un log des unités génétiques ainsi définies permet de mettre en évidence les trois **motifs évolutifs de base** que sont la **migration vers la mer** (progradation d'unités génétiques), la **migration vers la terre** (rétrogradation d'unités génétiques) et l'**empilement vertical** (aggradation des unités génétiques).

Au final, plusieurs ordres d'empilement d'unités génétiques sont mis en évidence.

6-3 : Calage des carottes sur diagraphies : signature des unités génétiques

Après l'étude des carottes (1D), il est nécessaire, afin de comprendre l'organisation 2D puis 3D des corps sédimentaires, de procéder à des corrélations de puits sur l'ensemble du secteur étudié. La position relative des courbes NPHI-RHOB calibrées calcaire ainsi que les pics des courbes GR et PEF sont les réponses aux différentes lithologies rencontrées. Le calage des carottes sur les diagraphies des puits correspondants est une étape indispensable. Elle permet d'identifier les signatures diagraphiques des unités génétiques mises en évidence. Ce calibrage des réponses diagraphiques permettra d'effectuer les corrélations sur les puits non carottés.

6-4 : Corrélations de coupes verticales - reconstitution de la géométrie des cycles stratigraphiques et des corps sédimentaires

Cette étape constitue la phase ultime de la démarche. Elle aboutit à l'information 2D et 3D nécessaire à la reconstitution de la géométrie des cycles stratigraphiques et des corps sédimentaires du secteur étudié, par l'intermédiaire de coupes géologiques et de cartes. La qualité et le degré de validation de cette étape dépendra fortement de la qualité de l'information récoltée en amont.

La corrélation de coupes verticales s'effectue en trois stades d'analyse : (1) choix du niveau de référence, (2) corrélation des unités génétiques et hiérarchisation des séquences, (3) cartographie des séquences et paléogéographie.

(1) **choix du niveau de référence** : il s'agit d'identifier un niveau commun aux différentes coupes de corrélations. Ce niveau doit être un marqueur isochrone, si possible à valeur chronostratigraphique. En absence de données chronostratigraphiques, ce niveau devra correspondre à une surface d'inondation maximale majeure.

(2) **corrélation des unités génétiques** et hiérarchisation des séquences : on procède, entre les différents logs verticaux, à la corrélation des unités génétiques (surfaces d'inondations et surfaces d'inondations maximales) à partir du niveau de référence. Cette étape se fonde surtout sur l'empilement et le dénombrement des séquences. C'est à ce moment de la démarche que l'on pourra mettre en évidence des géométries de corps sédimentaires (cliniformes, "downlap", "onlap", "toplap").

L'empilement des unités génétiques permet ensuite l'identification de cycles de progradation/rétrogradation d'ordre inférieur (groupements d'unités génétiques) qu'il conviendra d'identifier sur l'ensemble du secteur étudié. Ces cycles s'emboîtent eux-mêmes dans des cycles transgressifs/regressifs majeurs.

(3) **cartographie des séquences et paléogéographie** : la mise en évidence des différents ordres d'empilements d'unités génétiques et leur corrélation permet la réalisation de cartes thématiques. Cette cartographie aboutit à visualiser dans l'espace, l'étendue, l'épaisseur et les caractéristiques faciologiques des unités génétiques. Ces reconstitutions paléogéographiques n'intègrent cependant pas le temps et réunissent des faciès qui ne se préservent pas en même temps.

Toutefois, la cartographie doit permettre d'appréhender la répartition et la continuité des niveaux imperméables ou réservoirs, mais aussi de délimiter des volumes de sédiments à forte porosité.

III) METHODE DE POINTE SISMIQUE : LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE

C'est à la fin des années 1970 que les concepts de stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977) voient le jour, en liaison avec l'exploration pétrolière en mer et l'essor des techniques d'acquisition de profils de sismique réflexion. La méthode de stratigraphie sismique est basée sur la reconnaissance des relations géométriques entre réflecteurs. On distingue ainsi : (1) les troncatures érosionnelles (erosional truncations), (2) les biseaux sommitaux (toplap), (3) les biseaux d'aggradation (onlap), (4) les biseaux de progradation (downlap) et (5) les concordances (fig. II-10). Ces relations géométriques permettent d'interpréter les profils sismiques en termes de séquences sismiques : succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitée à la base et au sommet par des discordances reconnues à la terminaison des réflexions. Chaque séquence sismique correspond à une séquence de dépôt dont les limites supérieures sont marquées par la présence de troncatures érosionnelles ou de biseaux sommitaux et les limites inférieures sont marquées par des biseaux d'aggradation ou de progradation.

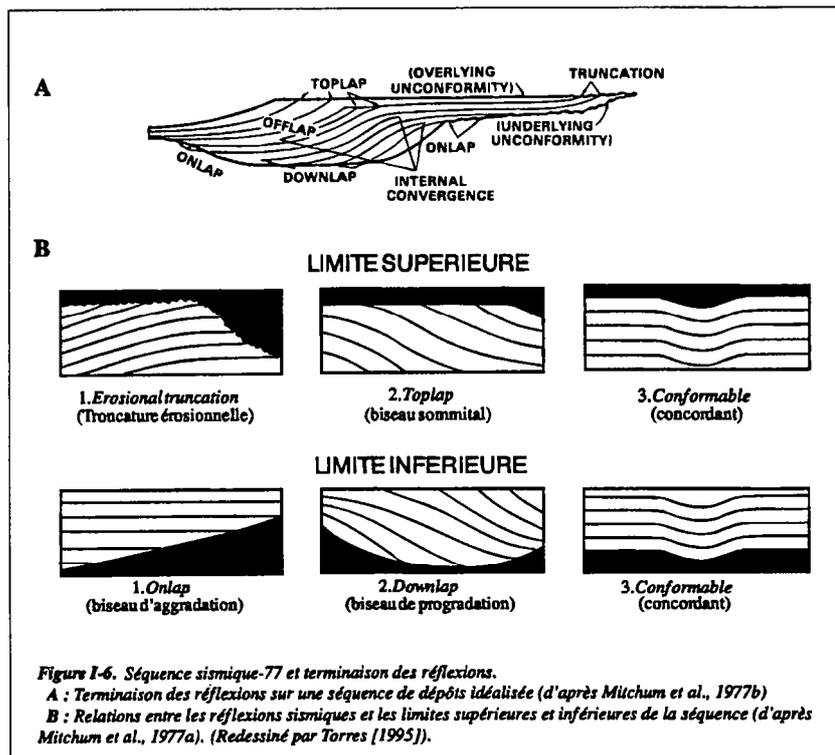


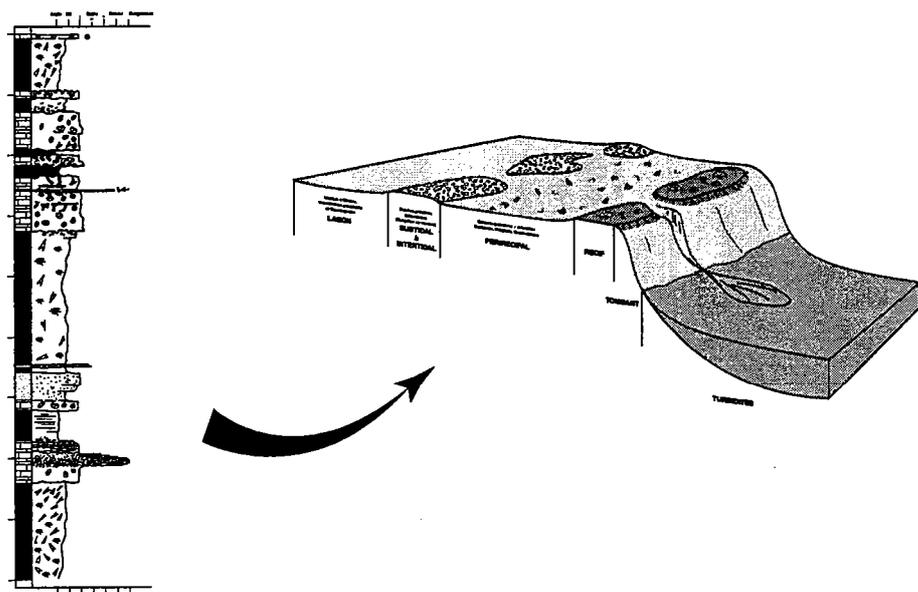
Figure II-10 : Les principaux types de relations géométriques entre marqueurs sismiques

La définition de ces séquences dépend fortement de la qualité des profils sismiques disponibles. De plus, les profils sismiques tirés à terre sont généralement de moins bonne qualité que les profils tirés en mer. Dans le bassin d'Aquitaine, la majorité des profils sismiques ont été acquis dans les années 1960-70. Leur qualité ne permet pas une interprétation géométrique haute résolution et donc la définition de séquences sismiques. En revanche certains profils, retraités par la Compagnie Générale de Géophysique, permettent l'identification des géométries entre réflecteurs. Grâce au calage des forages pétroliers et par maillage des lignes, il est possible de proposer des coupes géologiques cohérentes à l'échelle des unités lithostratigraphiques (fig. I-18B).

Le Crétacé supérieur / Paléogène du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) Sédimentologie - Stratigraphie - Géodynamique

Chapitre 3

SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS RECONSTITUTION DES PROFILS DE DÉPÔT



SEDIMENTOLOGIE DE FACIES - RECONSTITUTION DES PROFILS DE DEPOT

L'analyse des faciès est un préalable indispensable à toute étude stratigraphique. Elle permet également, les lignes-temps ayant été reconnues, de restituer le profil de dépôt à un instant donné.

Dans l'absolu, cette première étape doit être suivie, après reconstitution des géométries, par un retour sur les modèles de faciès.

Nous nous sommes bornés à construire des cartes paléogéographiques (cartes de faciès) et à discuter les relations entre variation de milieux de dépôt et bilan A/S (chapitre 4).

Les faciès sont décrits et interprétés selon les règles en vigueur dans le milieu anglo-saxon (Reading, 1996). Les faciès (lithologie, texture, structure, contenu biologique) sont interprétés en termes de processus de dépôt caractéristiques d'un environnement donné.

Ce travail n'ayant pas comme finalité une simple étude sédimentologique, la bibliographie n'est pas citée d'une manière exhaustive. Nous nous sommes fondés sur les ouvrages classiques en sédimentologie de faciès (Harms, 1975; Scholle *et al.*, 1983; Ekdale *et al.*, 1984; Tucker *et al.*, 1990; Tucker *et al.*, 1990; Walker et James, 1992; Reading, 1996).

I) SEDIMENTOLOGIE DE FACIES

1) Données utilisées

Les données disponibles pour cette étude sont les carottes des puits de Gaz de France de la structure des Landes de Siougos.

Au niveau du Crétacé supérieur, seules quelques carottes discontinues ont été prélevées sur le forage Landes de Siougos 1 (LS1). En revanche, du Paléocène au Priabonien, le carottage a été effectué de manière continue permettant de disposer d'un éventail exhaustif des faciès des différentes formations décrites dans le premier chapitre.

Les colonnes sédimentologiques ont été réalisées à l'échelle du 1/40^{ème}. Chaque faciès est décrit lithologiquement et illustré par des photographies.

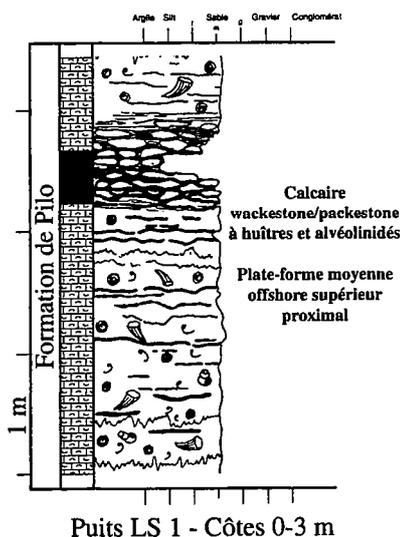
2) Faciès du Crétacé supérieur

2-1 : Cénomaniens-Turonien

Calcaire wackestone/packestone à huîtres et alvéolinidés : Plate-forme moyenne, offshore supérieur proximal

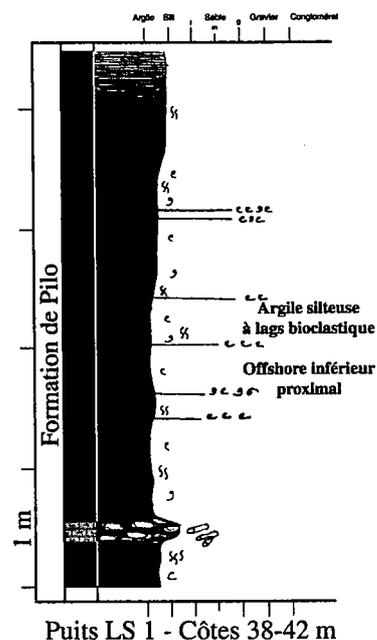
Description : Calcaire wackestone/packestone bioclastique, légèrement dolomitisé. Nombreux bioclastes de lamellibranches et d'huîtres et de rudistes ?. Alvéolinidés rares, pithonelles fréquentes et quelques gastéropodes. De fins niveaux d'argiles sont parfois préservés. **Planche 1A.**

Interprétation : Ce faciès faiblement hétérolithique témoigne d'un hydrodynamisme relativement important. Cependant, aucune structure sédimentaire n'est visible. Le contenu faunistique est diversifié et composé d'organismes de plate-forme. Nous plaçons ce faciès en partie proximale de l'offshore supérieur.



Argile silteuse bioturbée, à lags bioclastiques : Offshore inférieur proximal

Description : Argile silteuse fortement bioturbée (*planolites* et *thalassinoïdes*). Les lavages montrent des foraminifères benthiques et de nombreux ostracodes à test lisse, ainsi que des radioles d'échinodermes. De nombreuses accumulations bioclastiques (lamellibranches) sont observées. Elles ont des épaisseurs variables allant de lags coquilliers centimétriques à des bancs décimétriques. **Planche 1B.**



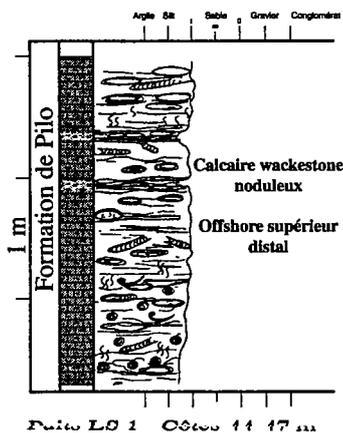
Interprétation : Ce faciès marin, essentiellement argileux, est interprété comme un faciès d'offshore. La présence de lags coquilliers est le résultat de l'activité des tempêtes (enregistrement des courants de retour). Toutefois, aucune structure sédimentaire caractéristique de houle de tempête n'est rencontrée. Ceci permet de placer

ce faciès sous la limite d'action des vagues de tempêtes, en offshore inférieur proximal.

**Calcaire wackestone noduleux :
Plate-forme moyenne, offshore supérieur distal**

Description : Calcaire wackestone argileux, intensément bioturbé (aspect noduleux), légèrement glauconieux. Terriers horizontaux diversifiés (*Chondrites*, *Planolites*, *Teichichnus*, *Thalassinoïdes*). Bioclastes d'huîtres et alvéolinidés. **Planche 1C.**

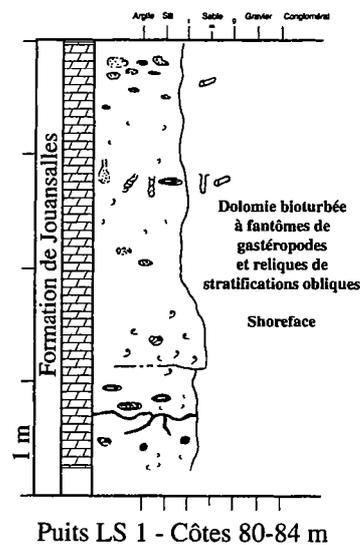
Interprétation : Ce faciès se développe progressivement à partir des argiles décrites ci-dessus. Il enregistre un retour à des conditions de sédimentation plus proximales. Bien que la bioturbation ait presque totalement remodelé le sédiment, des alternances caractéristiques de l'activité des tempêtes (rythmites gradées) sont parfois préservées. Ce faciès se place en domaine d'offshore supérieur distal, entre les argiles d'offshore inférieur et les calcaires bioclastiques d'offshore supérieur proximal.



Dolomie bioturbée à fantômes de gastéropodes et reliques de stratifications obliques : Shoreface

Description : Dolomie massive, blanche à marron, parfois saccharoïde, présentant parfois quelques moules internes de gastéropodes et des reliques d'alvéolinidés. Des niveaux moins dolomités permettent d'identifier quelques huîtres et des gryphées. De rares stratifications obliques ainsi que des terriers sont parfois préservés. Ce faciès peut présenter d'importantes variations granulométriques, allant d'un sable fin à un sable très grossier. **Planche 1D et E.**

Interprétation : Le taux de dolomitisation de ce faciès est un facteur limitant dans son interprétation. Toutefois, quelques indices permettent de proposer une interprétation. Les restes fossiles sont caractéristiques d'environnements littoraux. De plus les rares reliques de stratifications obliques visibles dans ce faciès homolithique attestent d'une activité hydrodynamique importante. Ce faciès peut donc être interprété comme un équivalent bathymétrique de shoreface, déposé au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes.

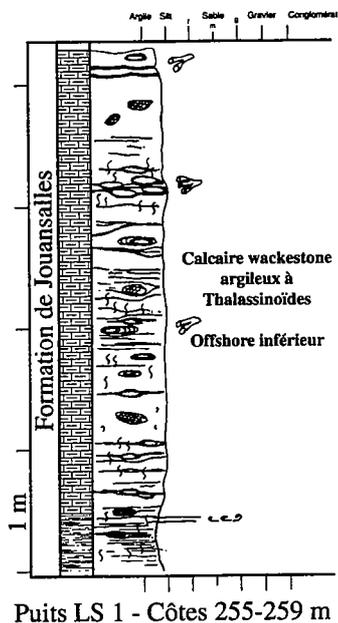


2-2 : Sénonien

Calcaire wackestone argileux à Thalassinoïdes : offshore inférieur

Description : Calcaire argileux wackestone très bioturbé, à niveaux millimétriques argileux. Les terriers sont majoritairement de type *Thalassinoïdes* et *Planolites*. Ces terriers sont fréquemment silicifiés. Le contenu fossile est varié avec des bioclastes de lamellibranches, des entroques et de très nombreuses pithonelles. Présence localisée de glauconie. **Planche 2A**

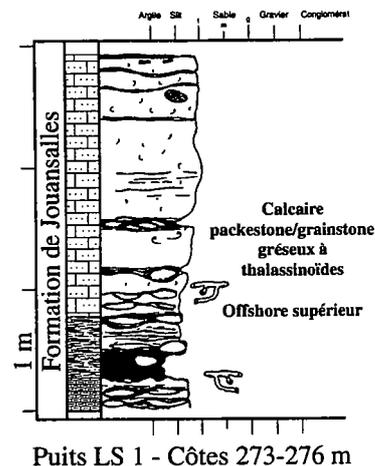
Interprétation : La texture de ce faciès témoigne d'un environnement hydrodynamique calme. Le contenu fossile est caractéristique d'environnements de plate-forme. Ce faciès se place en plate-forme externe, sous la limite d'action des vagues de tempêtes, en offshore inférieur.



Calcaire packestone / grainstone gréseux à Thalassinoïdes : Offshore supérieur

Description : Calcaire packestone/ Grainstone bioclastique, légèrement gréseux, alternant avec de fins niveaux centimétriques de silts noirs ondulés. Les structures sédimentaires sont diffuses. En revanche, des sillons d'érosion s'expriment assez bien. Quelques clastes de lignites sont présents. La bioturbation relativement importante est de type *Planolites* et *Thalassinoïdes*. Elle se localise généralement dans les niveaux silteux qui présentent alors un aspect noduleux. **Planche 2B.**

Interprétation : Ce faciès est composé d'une alternance de calcaire et de silt. La texture des calcaires témoigne d'une activité hydrodynamique non négligeable, alors que les niveaux silteux correspondent à des périodes de décantation plus ou moins prolongées, permettant aux organismes fousseurs de développer leurs réseaux de terriers. Ce faciès se place ainsi, en domaine de plate-forme, en offshore supérieur.

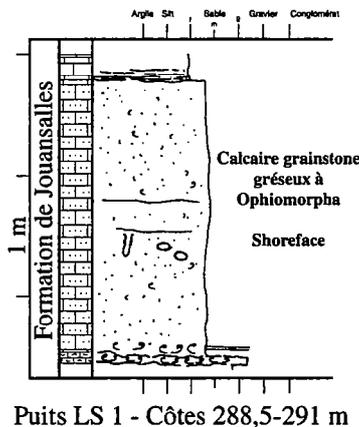


Calcaire grainstone gréseux à Ophiomorpha : Shoreface

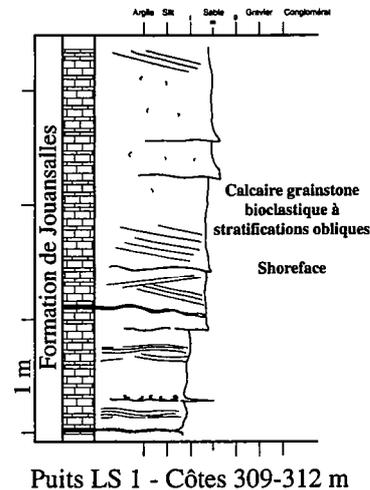
Description : Calcaire gréseux, grainstone, bioclastique. Présence d'alvéolinides, de milioles et de gastéropodes. Terriers verticaux

de type *Ophiomorpha*. Pas de structure sédimentaire visible. **Planche 2C.**

Interprétation : Ce faciès homolithique, de texture grainstone, indique des conditions de sédimentation agitées, et un brassage important du sédiment. Le contenu fossile et le type de bioturbation sont caractéristiques de milieux littoraux. Ce faciès s'est développé au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes, et correspond à un équivalent bathymétrique de shoreface.



dessus de la limite d'action des vagues de permanentes. En raison de la granulométrie élevée du sédiment, les rides de vagues ne peuvent s'enregistrer et l'on observe uniquement des stratifications obliques entrecroisées.



Calcaire à gros bioclastes remaniés : ravinement par les tempêtes

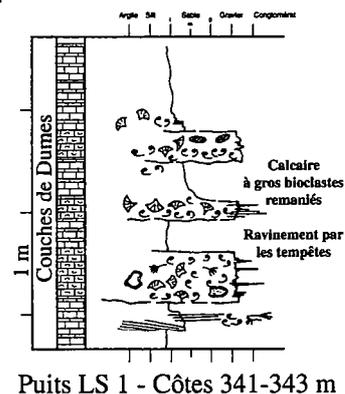
Calcaire grainstone bioclastique à stratifications obliques : Shoreface

Description : Alternance de calcaire grainstone grossier à très grossier et de calcaire grainstone fin à moyen. Ce faciès correspond à un "sable" bioclastique riche en débris de lamellibranches, polypiers, bryozoaires. Les alvéolinidés et les miliolés sont abondants. Les structures sédimentaires sont peu visibles. Toutefois les litages obliques 2D, parfois entrecroisés peuvent être identifiés. Pas de trace d'argile, ni de galets mous. Niveaux pluridécimétriques très bioturbés (terriers obliques et planolites). **Planche 2D.**

Interprétation : Ce faciès homolithique présente une texture et des structures sédimentaires caractéristiques de milieux soumis à une forte agitation. Cet hydrodynamisme est continu et ne permet pas la décantation d'argile. Ce faciès marin est interprété comme un shoreface, déposé au-

Description : Calcaire rudstone remaniant de nombreux bioclastes entiers (polypiers, lamellibranches, rudistes, échinodermes) alternant dans le faciès décrit ci-dessus. **Planche 3A.**

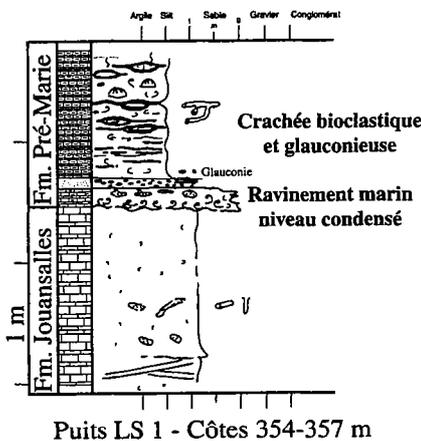
Interprétation : Ce faciès très grossier témoigne de conditions hydrodynamiques importantes. La granulométrie élevée ne permet pas l'expression de structures sédimentaires. Nous interprétons ce faciès comme le dépôt de lags coquilliers transgressifs induit par l'activité des houles de tempêtes.



Crachée bioclastique et glauconieuse : Ravinement marin/niveau condensé

Description : Niveau décimétrique de calcaire grainstone remaniant de nombreux bioclastes. Amas de pyrite et sable glauconieux abondants. **Planche 3B.**

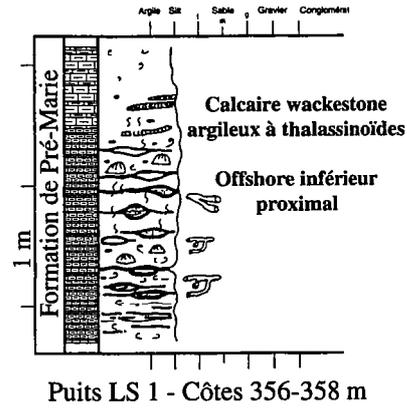
Interprétation : Ce faciès caractérise un ravinement marin. Il provient du dépôt de sédiments érodés par l'action de la houle lors d'une transgression. Il correspond ainsi à un "sable" transgressif et à un niveau condensé avec formation de minéralisations (pyrite et glauconie).



Calcaire wackestone argileux à thalassinoïdes : Offshore inférieur proximal

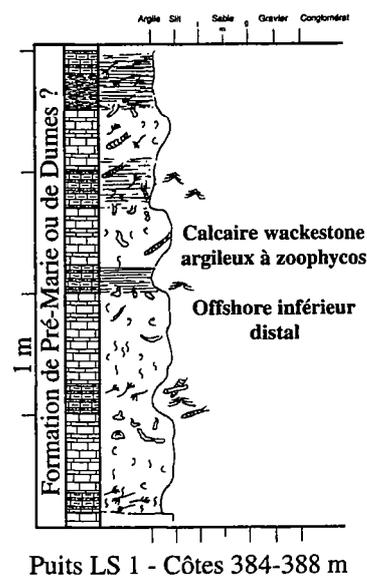
Description : Calcaire wackestone argileux (boue carbonatée) et silteux, fortement bioturbé, parfois glauconieux. Le contenu fossile est diversifié (lamellibranches à test fin, oursins, radioles, colonies de bryozoaires abondantes). La bioturbation diversifiée est dominée par les *thalassinoïdes*. Plusieurs générations de terriers sont identifiables. **Planche 3C et D.**

Interprétation : Ce faciès enregistre des conditions de sédimentation calmes. La décantation et la production carbonatée sont à l'origine de ces sédiments. Ce faciès se place en domaine d'offshore inférieur proximal.



Calcaire wackestone argileux à zoophycos : Offshore inférieur distal

Description : Calcaire wackestone argileux (boue carbonatée), fortement bioturbé, parfois glauconieux. Le contenu fossile est diversifié (lamellibranches à test fin, oursins, radioles, colonies de bryozoaires abondantes). La bioturbation est intense et également très diversifiée : *Planolites* ("smeared margins" planolites), *Teichichnus*, *Chondrites*, *Zoophycos* et quelques *Thalassinoïdes*. Le degré de bioturbation est tel, que le sédiment présente par endroits plusieurs générations de terriers se recoupant les uns les autres. Aucune structure sédimentaire n'est visible. **Planche 3E.**



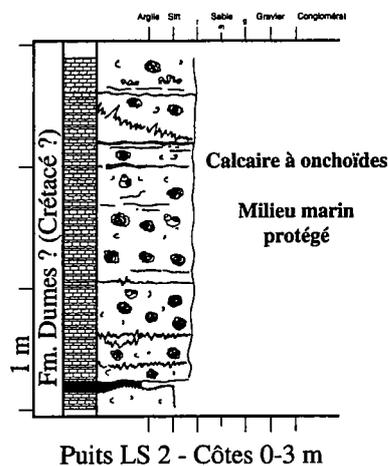
Interprétation : Ce faciès présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le faciès précédent. Toutefois, les traces fossiles y sont plus nombreuses et surtout dominées par l'ichnofaciès *zoophycos*. Nous interprétons ce faciès, plus distal que le précédent, comme un faciès d'offshore inférieur distal.

Calcaire à onchoïdes : milieu marin protégé

Description : Ce faciès est à cheval entre la fin du Crétacé supérieur et le Paléocène. Il est composé d'un calcaire wackestone/packestone à onchoïdes, plus ou moins dolomitique, riche en onchoïdes, gastéropodes et filaments algaires. **Planche 4A.**

Interprétation : Ce faciès rencontré au sommet du Maastrichtien et au début du Paléocène correspond à un milieu marin

protégé (plate-forme interne), où l'activité hydrodynamique est faible, permettant l'expression d'onchoïdes.



3) Faciès du Paléogène

3-1 : Paléocène

3-1-1 : Membre de Buane

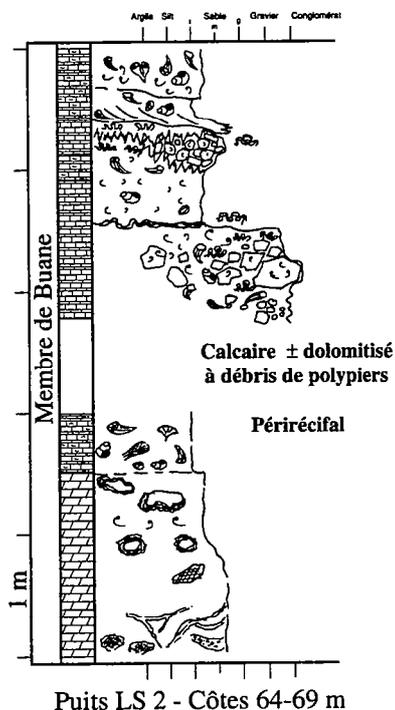
Calcaire à onchoïdes : milieu marin protégé

Description : Décrit précédemment.

Planche 4A.

Calcaire dolomitisé à débris de polypiers : Périrécifal

Description : Calcaires grainstone plus ou moins dolomitisés, moyen à grossier, parfois crayeux, bioclastiques et vacuolaires. Nombreux débris de polypiers, lamellibranches, gastéropodes. Ce faciès montre parfois des litages obliques plans, frustres. Contacts stylolitisés. **Planche 4B.**

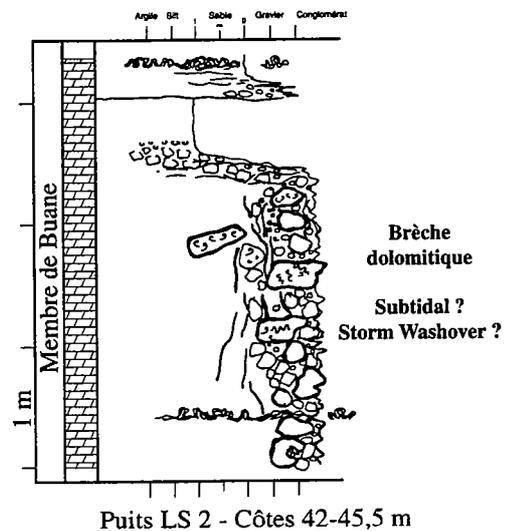


Interprétation : La granulométrie de ce faciès indique un milieu relativement agité. Ceci est confirmé par les litages obliques plans (transition régime hydrodynamique

inférieur/inférieur). Le contenu faunistique à caractère remanié, dominé par la présence de clastes de polypiers mais également par la présence de gastéropodes et de lamellibranches, permet d'interpréter ce faciès comme périrécifal, déposé en arrière d'une barrière récifale discontinue permettant l'agitation hydrodynamique du milieu.

Brèche dolomitique : Subtidal ? / Storm washover ?

Description : Brèche dolomitique (granulométrie de conglomérat) à éléments anguleux. La matrice est sableuse et dolomitique (granulométrie sable moyen à grossier). Les éléments de cette brèche (intraclastes dolomitiques) présentent de rares bioclastes, préservés sous forme de moules internes, ainsi que des filaments algaires blancs. Quelques litages obliques frustres sont parfois préservés. Les bancs présentent des bases érosives présentant parfois des alignements de galets anguleux. C'est un faciès très vacuolaire, discontinu à l'échelle de la structure de Siougos. **Planche 4C.**

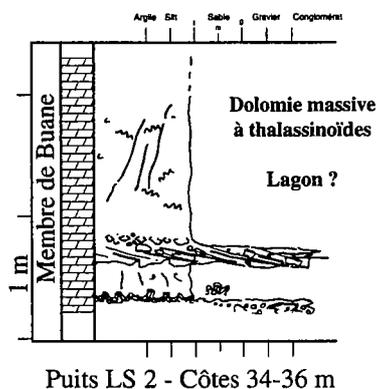


Interprétation : Le caractère bréchiq ue de ce faciès avec des éléments anguleux témoigne d'un milieu de haute énergie intermittent à faible transport de matériaux. Malheureusement, le degré de dolomitisation a oblitéré la plupart des marqueurs biologiques et hydrodynamiques. Quoiqu'il en soit, la position stratigraphique de ce faciès permet de le positionner en domaine plus proximal que le précédent. Il pourrait correspondre à l'enregistrement de remaniements de sédiments subtidaux par les tempêtes ("storm washover")

Dolomie massive à Thalassinoïdes : lagon ?

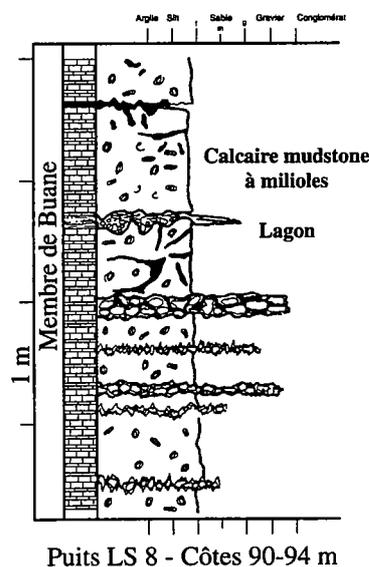
Description : Dolomie massive à reliques de laminations silteuses et fantômes de bioclastes. Reliques de gros terriers horizontaux de type *Thalassinoïdes*. **Planche 4D.**

Interprétation : La dolomitisation a oblitéré la majeure partie des marqueurs hydrodynamiques. Les reliques de lamines silteuses ondulées peuvent traduire des rides de vagues. Ce faciès pourrait correspondre à un environnement de baie ou de lagon, protégé des apports bioclastiques, en équivalent latéral des faciès périrécifaux.



Calcaire mudstone à milioles : Lagon

Description : Calcaires mudstone/wackestone à foraminifères porcelanés (milioles et unisériés), quelques characées et gastéropodes. Couleur beige à gris-bleuté. Présence d'intercalations de lignite ou de charbon. Terriers horizontaux de type *planolites* et sommet des bancs souvent perforés (terriers verticaux). "Birds eyes" fréquents, stromatolites et traces de racines. Ce faciès est souvent corrodé par des colonies de microcodiums. **Planche 4E et F.**

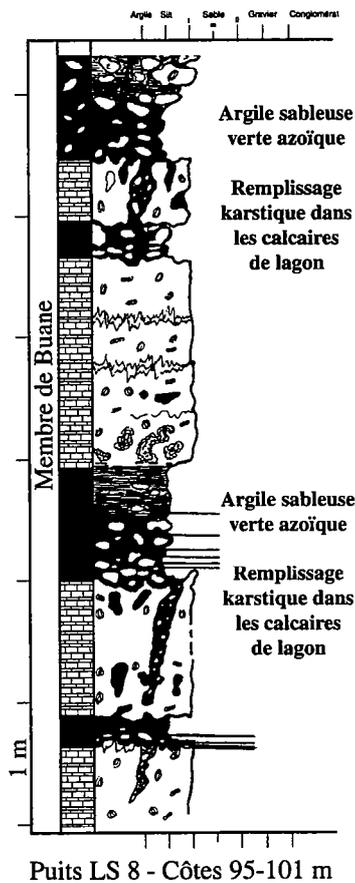


Interprétation : La texture de ce faciès témoigne de conditions de sédimentation calme, en domaine protégé de l'activité des vagues. Ce caractère protégé, associé à l'abondance des foraminifères porcelanés, des voiles stromatolitiques et des "birds eyes" permet d'interpréter ce faciès comme caractéristique d'un lagon. Il pourrait se mettre en place en arrière des dépôts de "storm washover" décrits ci-dessus qui constitueraient une barrière à l'activité des vagues.

Argile sableuse verte azoïque :
Remplissage karstique

Description : Remplissage de cavités, dans les calcaires de lagon décrits ci-dessus, par des argiles sableuses vertes, azoïques. La surface de ces cavités est fréquemment encroûtée par des colonies de microcodiums. Ces argiles remanient en outre des galets des calcaires sous-jacents. **Planche 5A et B.**

Interprétation : Remplissage karstique.



3-1-2 : Calcaires de Meilhan inférieurs

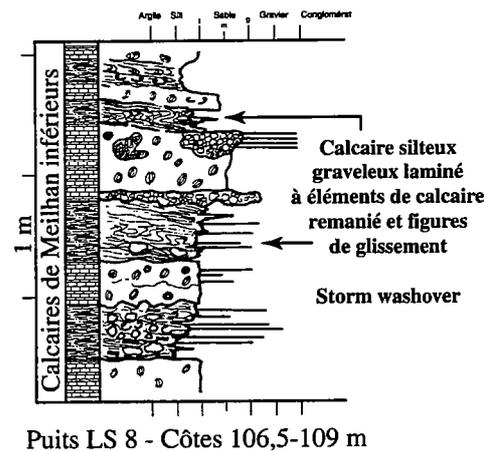
Calcaire mudstone/ wackestone à miliolles : Lagon

Description : Ce faciès est identique à celui décrit ci-dessus. **Planche 4E et F.**

Calcaire silteux graveleux laminé à éléments de calcaire remanié et figures de glissement : Storm washover

Description : Calcaire plus ou moins dolomitique, graveleux et silteux , à lamines parfois ondulées (fins niveaux silteux), riche en clastes centimétriques et débris de lignite. Ce faciès présente fréquemment des niveaux très déformés ("slumps"). La base de ce faciès est érosive et souvent micro-conglomératique. Le sommet est ondulé et passe à aux silts noirs décrits ci-dessus par un contact franc. **Planche 5C.**

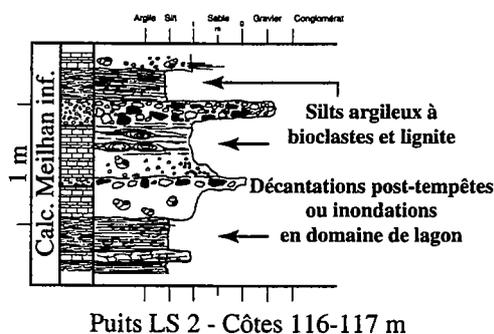
Interprétation : La taille des clastes et le caractère laminé des structures sédimentaires attestent d'un régime hydrodynamique élevé. Nous interprétons ce faciès comme le résultat d'un ravinement induit par la dynamique de tempête (storm washover) en domaine d'arrière barrière ou de lagon. La dynamique de tempête provoque une érosion des sédiments et leur remaniement sous la forme de clastes. D'abord micro-conglomératiques, les sédiments montrent ensuite des évidences de périodes de décantation. La fin de l'activité de la tempête se traduit par la décantation de silts.



Silts argileux à bioclastes et lignite : Décantations post-tempêtes ou inondations en domaine de lagon

Description : Silts argileux noirs, riches en débris de lignite. Nombreux bioclastes de lamellibranches ayant subi une forte compaction. **Planche 5D et E**

Interprétation : Ce faciès est associé à deux types de faciès : (1) associé au calcaire à miliolites, il peut correspondre à l'enregistrement d'inondations en domaine de lagon, (2) associé au calcaire graveleux décrit ci-dessus, il correspond à la décantation qui succède à une tempête.



3-1-3 : Sables de Louer

Sable moyen à grossier, azoïque : Fluvialite/Estuarien

Description : Sable grossier à très grossier, assez mal classé parfois riche en débris de lignite. Peu de structures sédimentaires visibles. Parfois, un litage oblique est identifiable. L'ensemble est azoïque. Ce faciès est très discontinue à l'échelle du domaine d'étude. Il n'est pas représenté sur le puits LS2 décrit en annexe du chapitre.

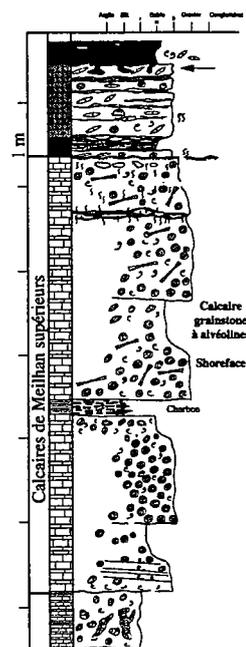
Interprétation : Ce faciès sableux grossier témoigne d'une activité hydrodynamique importante. Seul le régime tractif est représenté. Ce faciès est interprété comme le remplissage de paléovallées, en domaine fluvialite à estuarien.

3-1-4 : Calcaires de Meilhan supérieurs

Calcaire grainstone à alvéolines : Shoreface

Description : Calcaire grainstone blancs et crayeux extrêmement riche en alvéolines, miliolites, orbitolites, lamellibranches et quelques gastéropodes. Pas de bioturbation visible et présence de quelques litages obliques et intercalations de charbons. Le sommet de ce faciès présente des perforations et parfois des indices de karstification (fissures et poches remplies d'argiles à nummulites de la formation des Calcaires de Lapêche sus-jacente). **Planche 6A, B et C.**

Interprétation : Le caractère homolithique de ce faciès témoigne d'une activité permanente de la dynamique de vague. Toutefois, la granulométrie élevée (sable grossier à très grossier) du sédiment ne permet pas l'expression de rides de vagues et seules quelques litages obliques sont visibles. Ce faciès est interprété comme déposé au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes, en équivalent bathymétrique d'un shoreface.



Puits LS 2 - Côtes 123-129 m

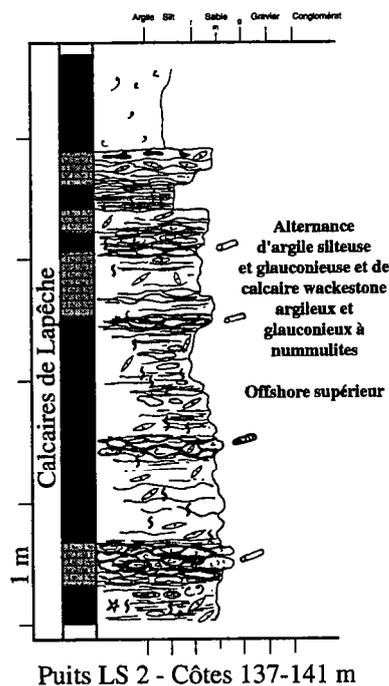
3-2 : Eocène

3-2-1 : Calcaires de Lapêche

Alternance d'argile silteuse et glauconieuse à discocyclines et de calcaire wackestone argileux et glauconieux à nummulites : Offshore supérieur

Description : Alternances d'argiles silto-glauconieuses à discocyclines, échinodermes, bryozoaires, globigérines et de calcaires packestone/grainstone glauconieux, à nombreuses nummulites, discocyclines, échinodermes, lamellibranches, fortement bioturbés (aspect noduleux du sédiment et destruction des structures sédimentaires). Le sommet des bancs est souvent perforé et présente un remplissage par les argiles silto-glauconieuses. **Planche 6B C et D.**

Interprétation : Ce faciès est constitué par une alternance d'argiles et de calcaires. Ce caractère hétérolithytique est l'expression d'une activité discontinue de l'activité des vagues. C'est donc un faciès déposé sous la limite d'action des vagues permanentes mais au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes. Il est interprété comme un faciès d'offshore supérieur en domaine de plateforme moyenne ("middle shelf"). Le contenu faunistique (discocyclines, échinodermes, bryozoaires, globigérines et nummulites) est également un argument dans cette interprétation.

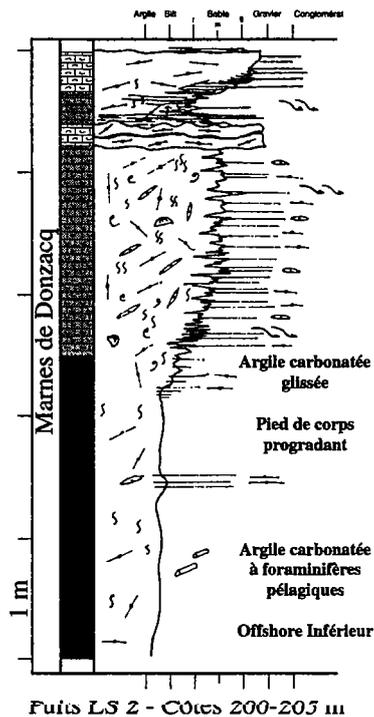


3-2-2 : Marnes de Donzacq

Argile carbonatée à foraminifères pélagiques : Offshore inférieur

Description : Argile silteuse micacée marron à gris bleuté, riche en globigérines, discocyclines, operculines, échinodermes, bryozoaires et lamellibranches. Bioturbation de type *chondrites* et *planolites*.

Interprétation : Les associations biologiques (fossiles et traces fossiles) ainsi que le caractère argileux sans apports sableux témoignent d'un environnement profond, sous la limite d'action des vagues de tempêtes, en offshore inférieur.



Argile carbonatée glissée, à discocyclines et nummulites : Offshore inférieur (Pieds de corps progradants)

Description : Argiles, à crachées de discocyclines et de nummulites. Ces crachées sont obliques par rapport à la stratification. Ce faciès se développe progressivement au-dessus des argiles carbonatées à foraminifères pélagiques. **Planche 6E.**

Interprétation : Le caractère argileux de la sédimentation, identique au faciès précédent, est caractéristique d'un environnement d'offshore inférieur soumis à des apports gravitaires en provenance du domaine de plate-forme.

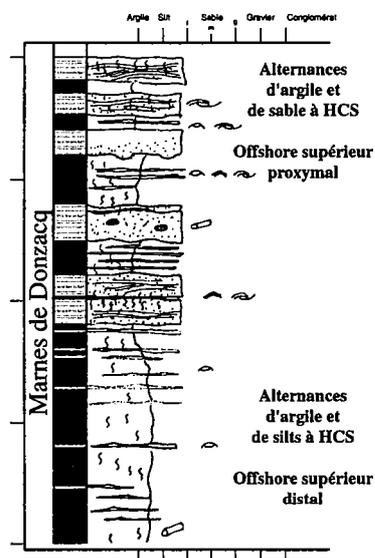
Alternances argiles/silts à HCS: Offshore supérieur distal

Description : Alternances millimétriques à centimétriques d'argiles sombres et de silts volumétriquement dominants (faciès hétérolithique à stratification lenticulaire : "lenticular bedding"). **Planche 7A.**

Les strates silteuses montrent des bases et des sommets ondulés, dus à des rides symétriques de vagues. Le litage des strates est un litage entrecroisé en mamelons ou HCS ("hummocky cross stratification" (Harms, 1975). Les interstrates argileuses présentent de très fines lamines ondulées. Ces lamines présentent des relations de drapage et quelques rides de courant. Ce faciès montre fréquemment des accumulations centimétriques de petites coquilles. La bioturbation est intense et les terriers horizontaux sont majoritaires. Le terrier de type *Chondrites* est dominant.

Interprétation : En domaine marin, et sous l'influence d'une dynamique de vague, le caractère hétérolithique de ce faciès traduit une alternance de périodes de décantations et d'écoulements oscillatoires en bas régime hydrodynamique sous l'action de tempêtes (HCS). Les strates silteuses sont le témoin des périodes dominées par les écoulements oscillatoires induits par les tempêtes. Ce faciès marin caractérise l'offshore supérieur.

Le litage de rides de vagues, le rapport sable/argile favorable à ces dernières et le type de bioturbations confèrent à ce faciès marin un caractère distal. Il correspond à la partie distale de l'offshore supérieur, au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes.



Puits LS 2 - Côtes 223-227 m

Alternances argiles/sables à HCS:

Offshore supérieur proximal

Description : Alternances d'argiles à stratifications lenticulaires et de sables fins à litages entrecroisés en mamelons ou HCS ("hummocky cross stratification" (Harms, 1975). Les strates sableuses montrent des bases nettes et faiblement érosives (expression vraisemblablement de sillons (Guillocheau, 1983). Le sommet des bancs, net et ondulé, comporte des rides de vague. Le litage entrecroisé en mamelons (HCS) a une longueur d'onde pluricentimétrique. Les interstrates argileuses présentent les mêmes caractéristiques que dans le faciès précédent. Strates et interstrates sont souvent très bioturbées avec *Chondrites* et *Planolites* dominants. **Planche 7A.**

Interprétation : Ce faciès hétérolitique enregistre de nouveau une alternance de phases de décantation et de phases d'écoulements oscillatoires caractérisés par les HCS et les sillons de tempêtes. Ce faciès marin caractérise également l'offshore supérieur.

Les structures sédimentaires de plus grande longueur d'onde et le rapport sable/argile croissant permettent d'attribuer à ce faciès un caractère plus proximal que le faciès précédent. Déposé sous la limite d'action des vagues permanentes, il est qualifié d'offshore supérieur proximal.

Alternances de sable à HCS et de lags à nummulites : tempêtes en domaine de shoreface distal

Description : Ce faciès est constitué d'alternances décimétriques de niveaux bioclastiques plus ou moins granoclassés riches en nummulites et de sable argileux à HCS et rides de vagues. **Planche 7B.**

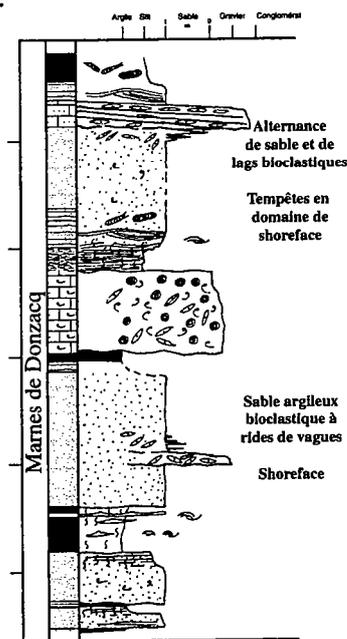
Interprétation : Ce faciès hétérolitique enregistre des alternances de dynamiques oscillatoires. Les niveaux bioclastiques

correspondent à l'activité des houles de tempêtes intercalés dans les niveaux sableux argileux, dominés par la dynamique des houles permanentes. Ces caractéristiques permettent de placer ce faciès en domaine de shoreface distal.

Sable argileux bioclastique à rides de vagues : Shoreface

Description : Sables fins à moyens, argileux, bien classés, à rides symétriques et litages entrecroisés en mamelons. Fins débris de lignite dans les litages. Bioturbation de type *Ophiomorpha*. Débris bioclastiques et quelques nummulites. **Planche 7C.**

Interprétation : Le caractère homolithique de ce faciès et le type de structures sédimentaires rencontrées (rides de vagues et HCS), associé aux traces fossiles permet d'interpréter ce faciès comme un Shoreface. Cependant, la fraction argileuse non négligeable et les clastes de lignite témoignent d'apports en provenance du continent. Ce type de shoreface caractérise un environnement deltaïque où coexistent une dynamique de houle prépondérante et une dynamique fluviale.



Puits LS 2 - Côtes 256-260 m

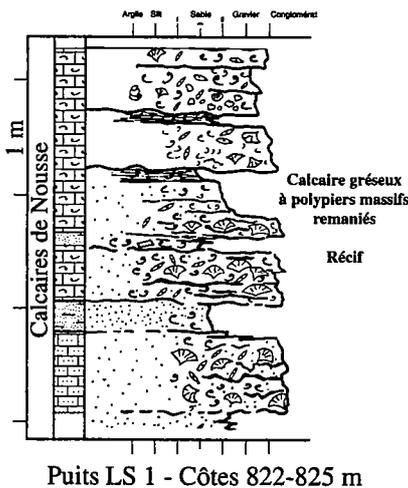
3-2-3 : Calcaires de Nousse

Calcaire gréseux à polypiers

massifs remaniés : Récif

Description : Calcaire gréseux, rudstone à matrice grainstone. Faciès bioclastique, à polypiers massifs remaniés, plus ou moins roulés, nummulites et gastéropodes. **Planche 7D.**

Interprétation : L'abondance de polypiers dans ce faciès caractérise un environnement récifal. Ce faciès se développe au-dessus de la surface d'érosion au sommet des Marnes de Donzacq. Le caractère remanié du contenu faunistique passant progressivement à un véritable calcaire bioconstruit permet d'interpréter ce faciès comme une phase de colonisation par un récif.



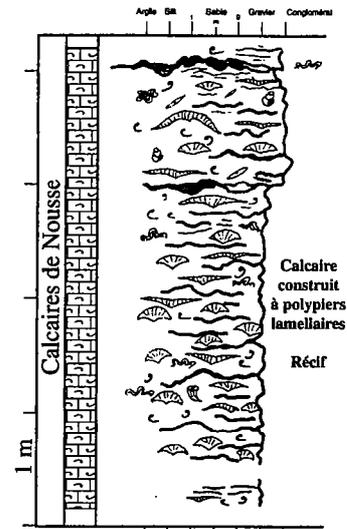
Puits LS 1 - Côtes 822-825 m

Calcaire construit à polypiers lamellaires : Récif

Description : Calcaire construit, bindstone/framestone, à matrice packestone/grainstone. Niveaux d'argile verdâtre déformés. Nombreux polypiers lamellaires. Présence de quelques polypiers massifs et encroûtants, nummulites, bivaux lithophages. **Planche 7E.**

Interprétation : Le caractère bioconstruit de ce faciès est typique d'un milieu récifal en phase de diversification. Les argiles

présentes dans le sédiment correspondent à des décantations entre les polypiers.

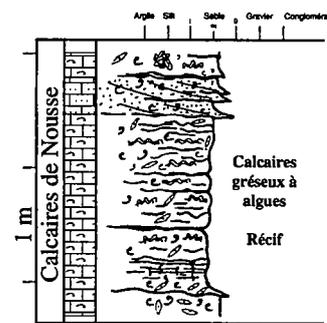


Puits LS 1 - Côtes 832-836 m

Calcaire gréseux à algues : Récif

Description : Calcaire gréseux à matrice wackestone/packestone. Très nombreux voiles algaires et onchoïdes très irréguliers. Nummulites et bioclastes, rares miliolles. Quelques terriers horizontaux de type *Planolites*. **Planche 7F.**

Interprétation : Ce faciès est caractérisé par une faible proportion de polypiers et par une abondance des voiles algaires. Il se développe progressivement au-dessus du faciès construit et caractérise la partie sommitale du récif. Il pourrait correspondre au stade de domination du récif, caractérisé par une faible diversité et par une forte proportion de constructeurs encroûtants.



Puits LS 1 - Côtes 845-847 m

3-2-4 : Calcaires de la Fontaine de la Médaille

Alternances argiles/silts à HCS:

Offshore supérieur distal

Description : Ce faciès est identique à celui des Marnes de Donzacq.

Alternances argiles/sables à HCS:

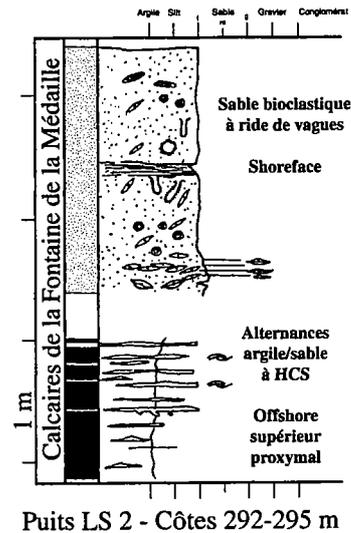
Offshore supérieur proximal

Description : Ce faciès est identique à celui des Marnes de Donzacq.

Sable bioclastique à rides de vagues : Shoreface

Description : Sable fin à moyen légèrement carbonaté, bien classé, parfois argileux, à rides symétriques, litages obliques et litages entrecroisés en mamelons. Les bases de bancs, généralement bioclastiques et légèrement érosives, montrent l'expression de sillons (tempêtes). Le sommet est net ou peu raviné. Rares débris de lignite. Bioturbation importante de type *Ophiomorpha*. Débris bioclastiques, quelques nummulites. **Planche 8A.**

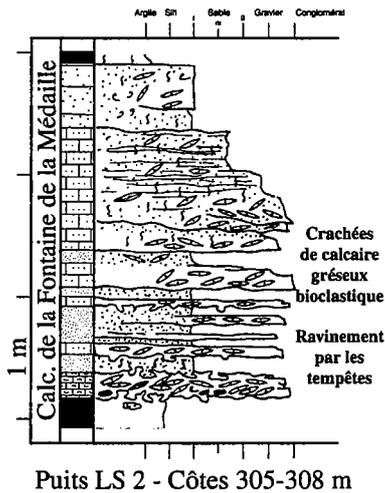
Interprétation : Le caractère homolithique de ce faciès marque une activité permanente de la dynamique du milieu. Le type de structures sédimentaires rencontrées (rides de vagues et HCS), associé aux traces fossiles permet d'interpréter ce faciès comme un shoreface, déposé au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps.



Crachée gréso-carbonatée et bioclastique : Ravinement par les tempêtes

Description : Niveaux pluri-décimétriques de calcaire gréseux très bioclastique parfois glauconieux, à litages obliques fréquents, intercalés entre les faciès argileux ou les faciès sableux. Base érosive remaniant des galets argileux. Nombreux bioclastes et nummulites remaniés. Le sommet des bancs présente souvent une forte bioturbation.

Interprétation : Ce faciès grossier constitue la marque d'une activité importante des tempêtes. Lorsqu'il est intercalé dans les faciès argileux, il exprime un remaniement par les vagues de tempêtes en domaine d'offshore supérieur. Dans ce cas, au moment de l'arrêt de la houle, le sommet des bancs est fortement bioturbé et la dynamique de décantation s'exprime dans le dépôt des argiles. Lorsque ce faciès est intercalé dans les faciès sableux, le processus qui en est à l'origine est identique mais il s'exprime dans des bathymétries inférieures, en domaine de shoreface. Dans ce cas, la dynamique de tempête est relayée par l'activité des vagues permanentes et le faciès passe progressivement au faciès sableux.

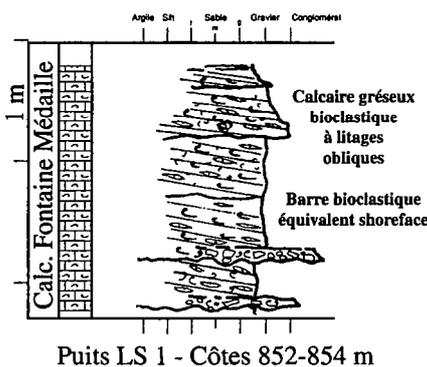


Puits LS 2 - Côtes 305-308 m

Calcaire gréseux bioclastique à litages obliques : Barre bioclastique équivalent shoreface

Description : Calcaire à texture grainstone plus ou moins gréseux, extrêmement bioclastique. Litages obliques plans souvent granodécroissants (avalanches) et entrecroisés. **Planche 8 B et C.**

Interprétation : Ce faciès homolithique à mégarides souvent granoclassées atteste d'un hydrodynamisme important, qui n'autorise pas la préservation des argiles. Il s'organise en barres carbonatées plurimétriques que nous interprétons comme un équivalent bathymétrique de shoreface.



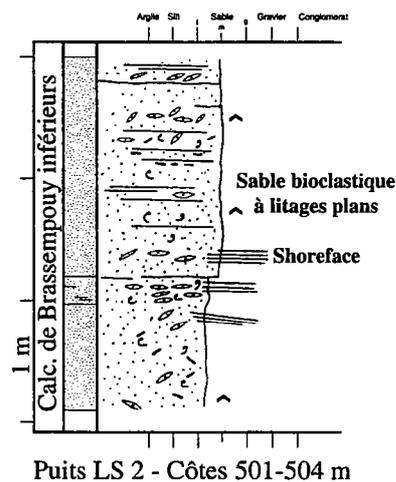
Puits LS 1 - Côtes 852-854 m

3-2-5 : Calcaires de Brassempouy inférieurs

Sable bioclastique à litages plan : Shoreface

Description : Sable moyen, assez bien classé, à litages plans et quelques litages obliques bioclastiques. Fins débris de lignite dans les litages. Bioturbation de type *Ophiomorpha*. Débris bioclastiques et quelques nummulites. **Planche 9A.**

Interprétation : Le caractère homolithique de ce faciès et le type de structures sédimentaires rencontrées (rides de vagues), associé aux traces fossiles permet d'interpréter ce faciès comme un shoreface.



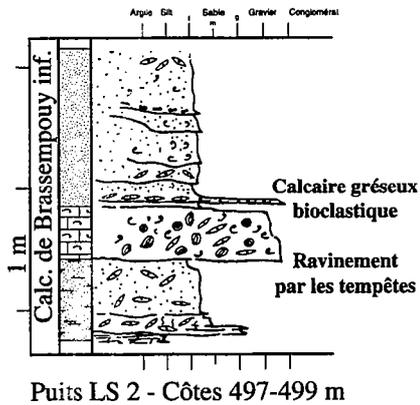
Puits LS 2 - Côtes 501-504 m

Calcaire gréseux bioclastique : Ravinement par les tempêtes

Description : Niveaux pluridécimétriques de calcaire gréseux très bioclastique (nummulites, bryozoaires, alvéolines, miliolles), parfois glauconieux, intercalés dans le faciès sableux. Base peu érosive, litages obliques fréquents. Nombreux bioclastes remaniés. Le sommet des bancs passe progressivement au faciès sableux.

Interprétation : Ce faciès grossier constitue la marque d'une activité importante des tempêtes. Il est intercalé dans le faciès sableux et le processus qui en est à l'origine est

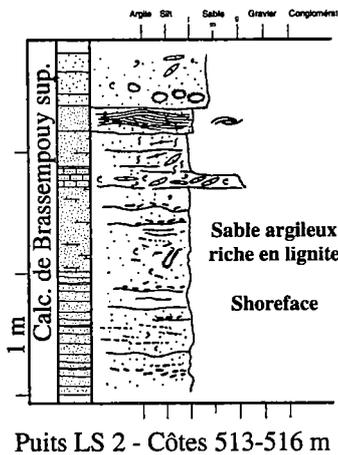
encore une fois la dynamique de tempêtes en domaine de shoreface.



Puits LS 2 - Côtes 497-499 m
3-2-6 : Calcaires de Brassempouy supérieurs

Sable argileux riche en lignite : Shoreface

Description : Sable argileux fin à moyen, assez bien classé, à rares rides symétriques. Nombreux débris de lignite. Bioturbation de type *Ophiomorpha*. Débris bioclastiques et quelques nummulites. **Planche 9A..**



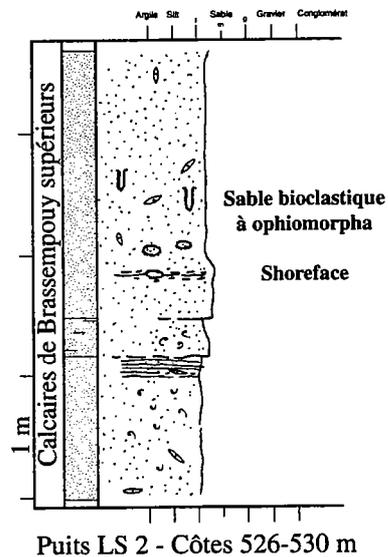
Interprétation : Le caractère homolithique de ce faciès et le type de structures sédimentaires rencontrées (rides de vagues), associé aux traces fossiles permet d'interpréter ce faciès comme un shoreface. Cependant, la fraction argileuse non négligeable et les clastes de lignite témoignent

d'apports en provenance du continent. Ce type de shoreface caractérise un environnement deltaïque où coexistent une dynamique de houle prépondérante et une dynamique fluviale.

Sable bioclastique à ophiomorpha : Shoreface

Description : Sable fin à moyen assez bien classé, à rides symétriques et rares litages entrecroisés en mamelons. Fins débris de lignite dans les litages. Bioturbation intense de type *Ophiomorpha*. Débris bioclastiques, échinodermes, lamellibranches et quelques nummulites

Interprétation : Le caractère homolithique de ce faciès et le type de structures sédimentaires rencontrées (rides de vagues), associé aux traces fossiles permet d'interpréter ce faciès comme un Shoreface. Ce faciès, plus propre que le précédent semble moins influencé par les apports continentaux.



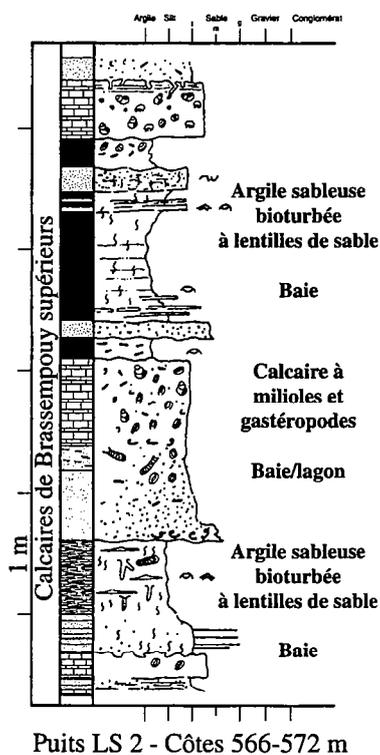
Calcaire gréseux bioclastique à litages obliques : Barre bioclastique équivalent shoreface

Description : Ce faciès est identique à celui des Calcaires de la Fontaine de la Médaille, décrit ci-dessus.

Argile sableuse bioturbée à lentilles de sable : Baie

Description : Argile sableuse à rides symétriques ou dissymétriques lenticulaires. Clastes de lignite et graviers dispersés. Intense bioturbation très diversifiée (*Thalassinoides*, *Planolites*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha* ...). **Planche 9B.**

Interprétation : La présence de rides symétriques (rides de vagues) et de rides dissymétriques (rides de courant) témoigne de l'effet combiné de la dynamique de houle et de la dynamique fluviale qui s'exprime par des "crachées" de sables et graviers (crevasses). Ce faciès est interprété comme un faciès de baie.



Calcaire à milioles et gastéropodes : Baie/lagon

Description : Calcaire grainstone à milioles, gastéropodes et bioclastes de lamellibranches. Ce faciès est légèrement gréseux et peut montrer des accumulations de clastes de lignite. Il se développe dans les derniers niveaux de la formation, au-dessus des faciès bioclastiques.

Interprétation : Le contenu faunistique témoigne d'un environnement marin restreint. Ce milieu de sédimentation est soumis aux arrivées détritiques d'origine continentale (lignite et sable). Il est associé au faciès argileux décrit ci-dessus et également interprété comme un faciès de baie.

3-2-6 : Marnes de Campagne

Calcaire à charophytes, ostracodes et gastéropodes: Laguno-lacustre

Description : Calcaire mudstone /wackestone marron parfois dolomitique, très riche en oogones de characées, gastéropodes (genre *Goniobasis*) et ostracodes. Des voiles stromatolitiques peuvent être présents. Le sommet des bancs présente parfois de nombreuses perforations et des traces de racines et des indices de karstification. **Planche 9C et D.**

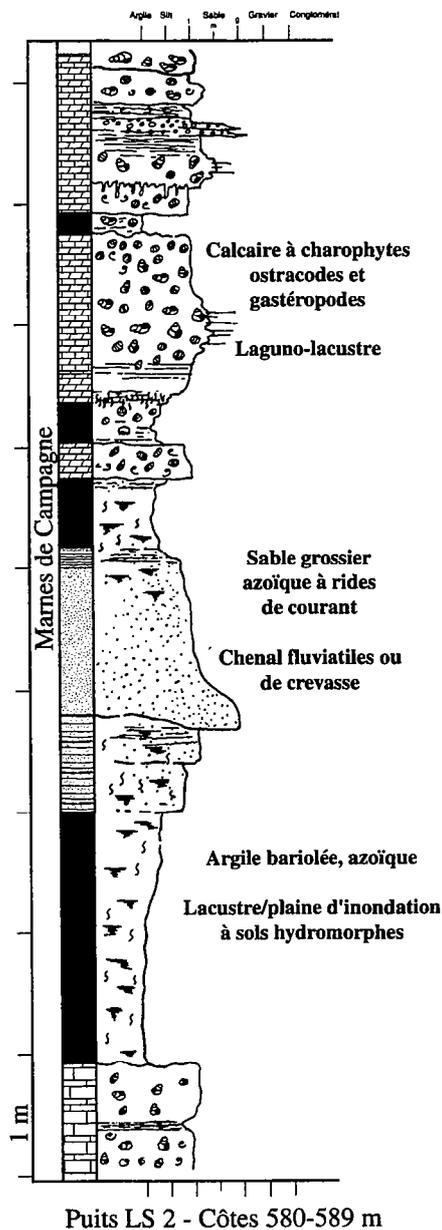
Interprétation : Les marqueurs fossiles contenus dans ce calcaire sont les témoins d'une sédimentation en milieu restreint (lagune, baie) ou continental (lac). Ce faciès est systématiquement associé aux argiles bariolées azoïques décrites ci-dessous, qui peuvent remplir des cavités karstiques. Ces caractéristiques permettent d'envisager l'origine laguno-lacustre de ce faciès.

Sable grossier azoïque à rides de courant : Chenaux fluviaux

Description : Sable grossier, azoïque, parfois argileux. Les bases de bancs sont érosives et le sommet de ce faciès passe progressivement aux argiles bariolées décrites ci-dessous. Des litages obliques plans s'observent fréquemment.

Interprétation : Ce faciès sableux grossier, assez mal trié, qui enregistre une dynamique de courants unidirectionnels

(mégarides de courant) est interprété comme le remplissage de chenaux ou de distributaires fluviatiles. Ces distributaires fluviatiles se mettent en place dans les argiles bariolées de plaine d'inondation.



Argile bariolée, azoïque : Lacustre / plaine d'inondation à sols hydromorphes

Description : Argile silteuse, gris-bleutée, à rouille, azoïque. Bioturbation oligospécifique de type *planolites*. Ce faciès

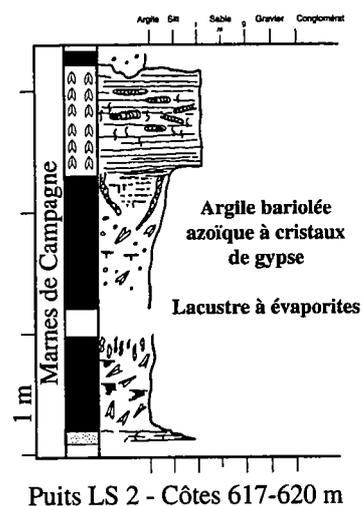
présente par endroit des passées gréseuses grossières à litages obliques. **Planche 9D.**

Interprétation : Ce faciès azoïque est interprété comme un faciès continental à lacustre. La présence de niveaux gréseux grossiers à rides de courant témoigne d'une dynamique temporaire de crues et mise en place de crevasses. Le caractère bariolé témoigne dans ce cas d'une activité pédogénétique sous-aquatique.

Argile bariolée azoïque à cristaux de gypse : Lacustre à évaporites

Description : Argile silteuse azoïque, bariolée à lie-de-vin, riche en cristaux de gypse en aiguilles ou en fer de lance. Bioturbation oligospécifique de type *planolites*. **Planche 9E.**

Interprétation : Ce faciès diffère du précédent par la présence des évaporites. L'activité pédogénétique sous-aquatique est toujours marquée. Des niveaux de crevasses sont également enregistrés. Ce faciès est interprété comme un faciès continental de plaine d'inondation (lacustre) à évaporites.



II) RECONSTITUTION DES PROFILS DE DEPOT

L'analyse des faciès réalisée ici et leur empilement permet de définir des associations de faciès qui vont caractériser un profil de dépôt particulier. Ceci permet de proposer un ou plusieurs modèles de dépôt qui se sont succédés dans le temps.

1) : Les profils de dépôt du Crétacé supérieur

Le crétacé supérieur est caractérisé par une sédimentation carbonatée importante. Un seul épisode de sédimentation mixte terrigène carbonatée est localisé au début du Turonien. Les associations de faciès se disposent le long d'un profil de type rampe. Au sud du bassin, les carbonates font place aux dépôts turbiditiques (fig. III-1A).

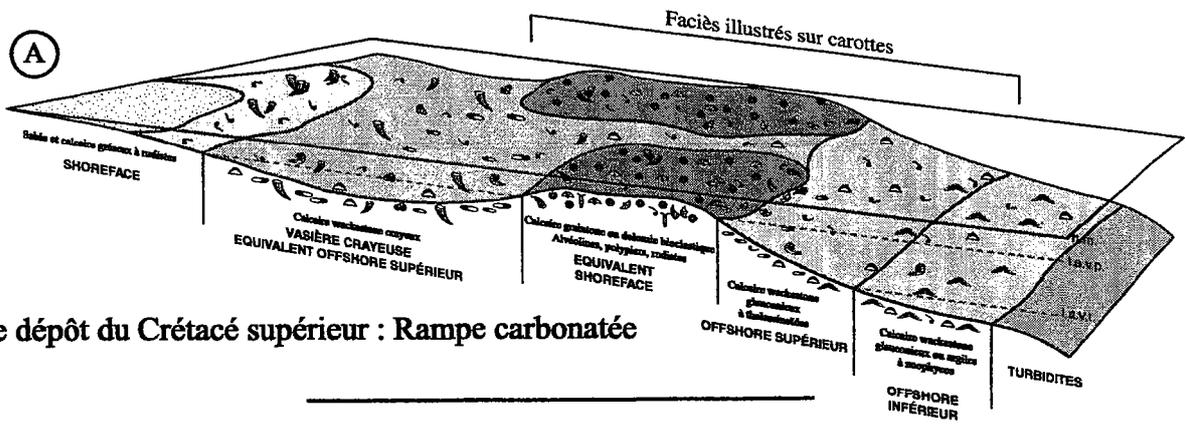
2) : Les profils de dépôt du Paléogène

Au Paléogène, trois systèmes de dépôts principaux se sont succédés au cours du temps.

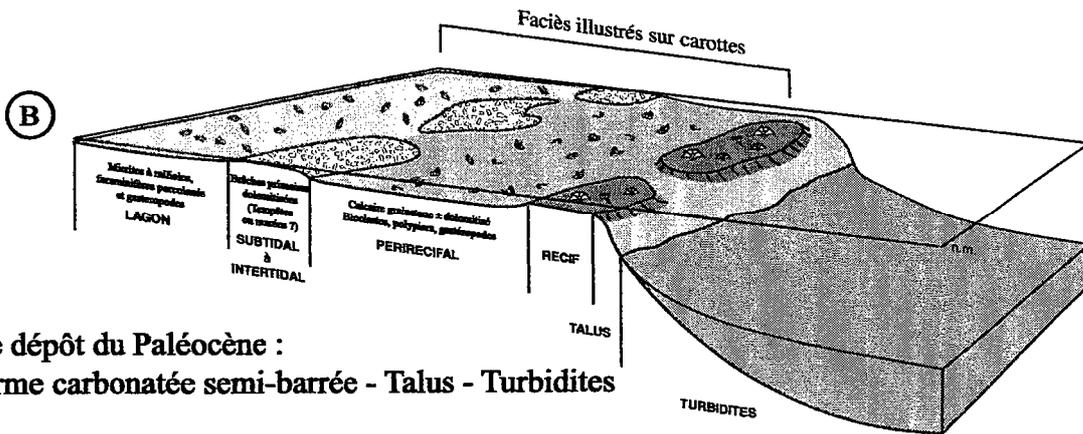
Au Paléocène, dominé par une sédimentation carbonatée, se met en place une plateforme "semi barrée". Elle est limitée au sud par une barrière à affinité récifale discontinue. A l'arrière de cette limite hydrodynamique, les faciès de lagon, soumis à des émergences en partie proximale et aux tempêtes en partie plus distale, se développent. En direction du domaine ouvert, la sédimentation carbonatée fait place à une sédimentation détritique turbiditique (fig. III-1B). Le passage des carbonates aux turbiditiques est brutal et se fait par l'intermédiaire d'un talus.

Au début de l'Eocène, on assiste à une réorganisation des systèmes de dépôt. La tendance est à l'uniformisation des faciès. Les dépôts de shoreface occupent de vastes domaines et passent latéralement aux faciès d'offshore selon un profil de type rampe (fig. III-1C).

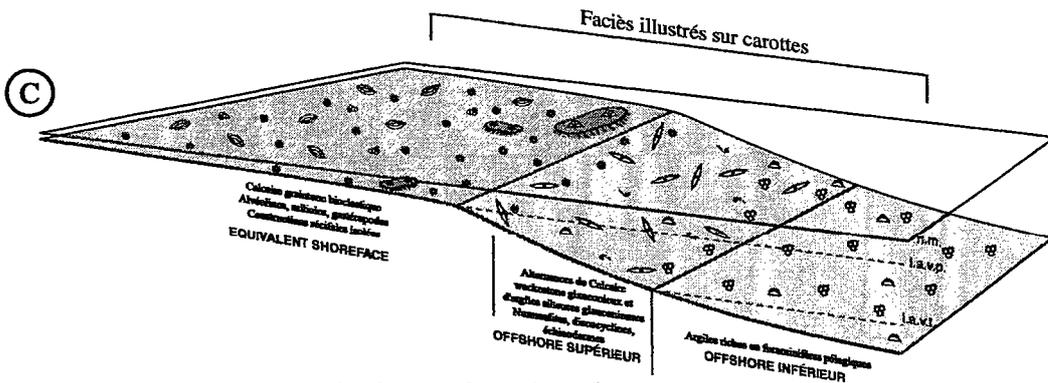
L'Eocène marque un changement drastique des systèmes de dépôt, tant d'un point de vue morphologique que sédimentaire. La sédimentation carbonatée fait place à une sédimentation terrigène mixte siliciclastique/carbonatée. Le profil est de type delta-pente-turbidites (fig. III-1D).



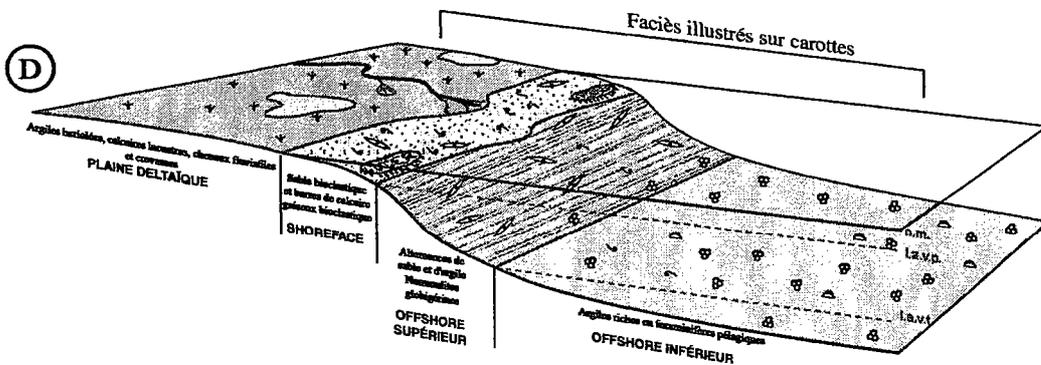
Profil de dépôt du Crétacé supérieur : Rampe carbonatée



Profil de dépôt du Paléocène : Plate-forme carbonatée semi-barrée - Talus - Turbidites



Profil de dépôt du Paléocène terminal - Yprésien basal : Rampe carbonatée



Profil de dépôt de l'Yprésien au Priabonien : Plaine deltaïque - Delta - Pente - Turbidites

Figure III-1 : Profils de dépôt (A) du Crétacé supérieur, (B) du Paléocène, (C) du Paléocène terminal à l'Yprésien basal et (D) de l'Yprésien au Priabonien dans le bassin de l'Adour (sans échelle).

ANNEXES DU CHAPITRE 3

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DES FACIÈS

DESCRIPTIONS SEDIMENTOLOGIQUES DES FACIÈS SUR CAROTTES (Logs présentés au 1/60 ème)

PUITS LANDES DE SIOUGOS 1
Crétacé supérieur
Lutétien (Formation des Calcaires de Nousse)

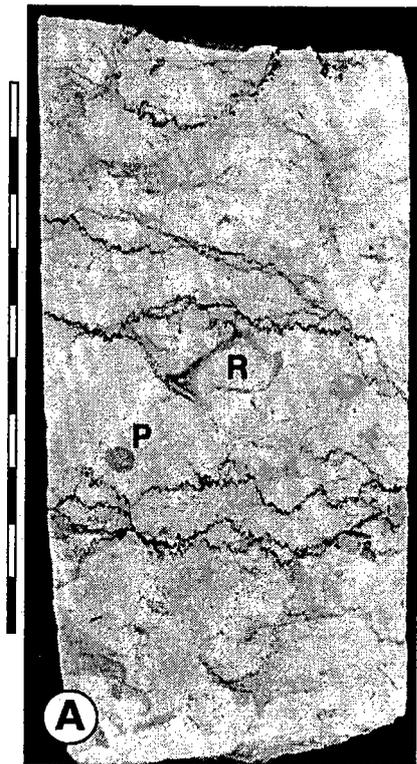
PUITS LANDES DE SIOUGOS 2
Crétacé supérieur - Priabonien

PUITS LANDES DE SIOUGOS 8
Paléocène (Membre de Buane)

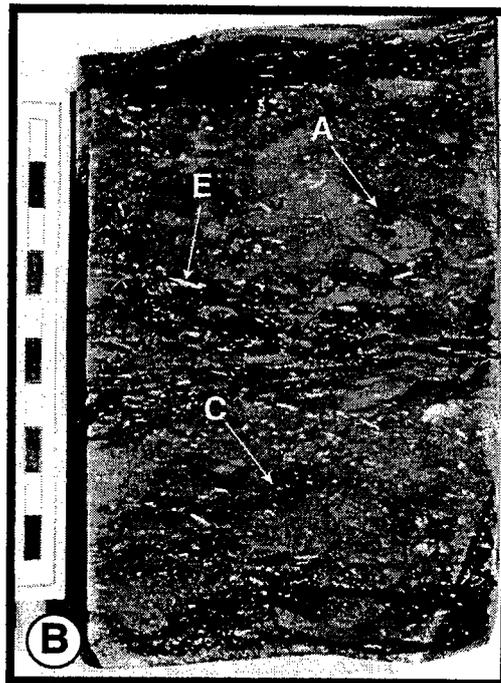


Planche Photographique des faciès N°1

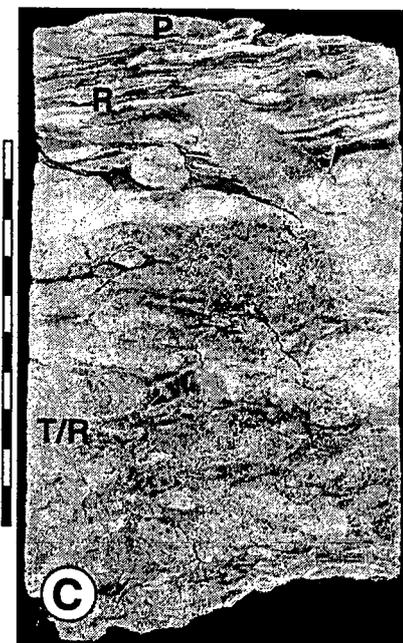
Graduations échelles = 1 cm



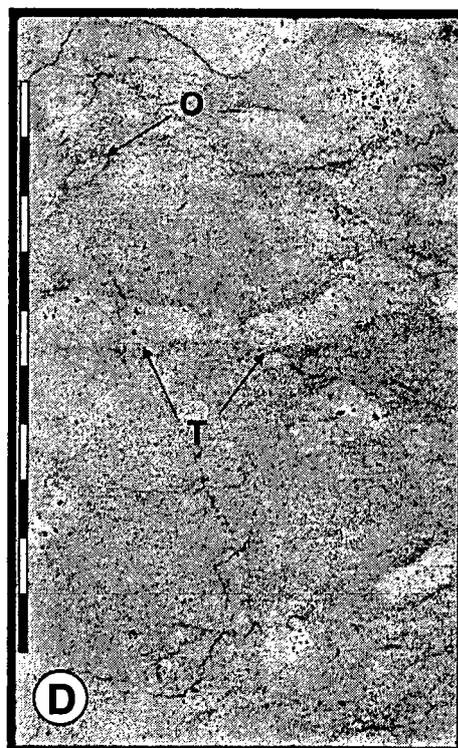
P = Polypier
R = Rudiste ?



A = Asterosoma ?
C = Chondrites
E = Débris d'oursins



P = Planolites
T/R = Thalassinoïdes ou Rhizocorallium ?
R = Rythmites gradées



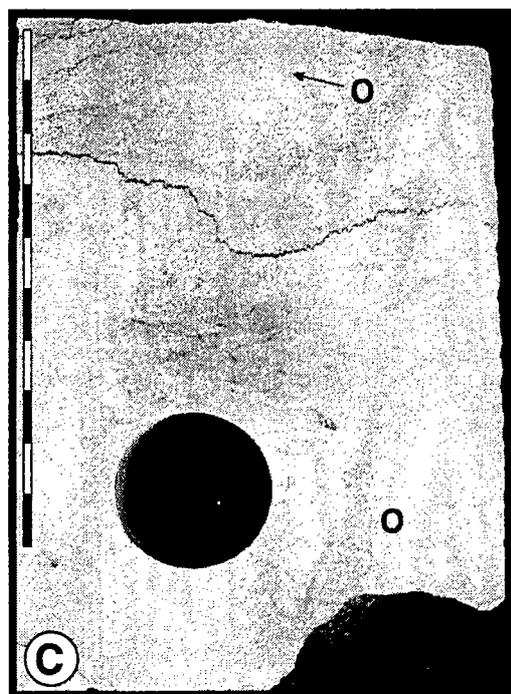
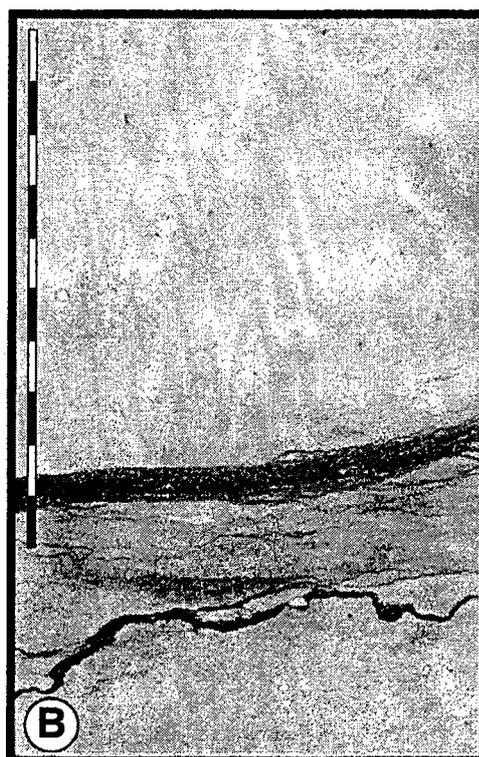
T = Thalassinoïdes ?
O = Ophiomorpha ?



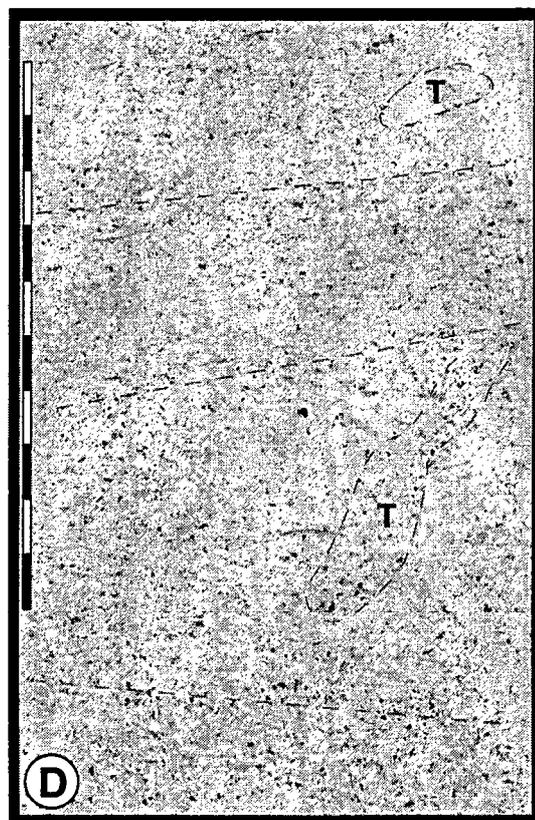
G = Moule interne de gastéropode
L = Bioclaste de lamellibranche dissout

Planche Photographique des faciès N°2

Graduations échelles = 1 cm



O = Ophiomorpha



T = Terrier oblique (Ophiomorpha ?)

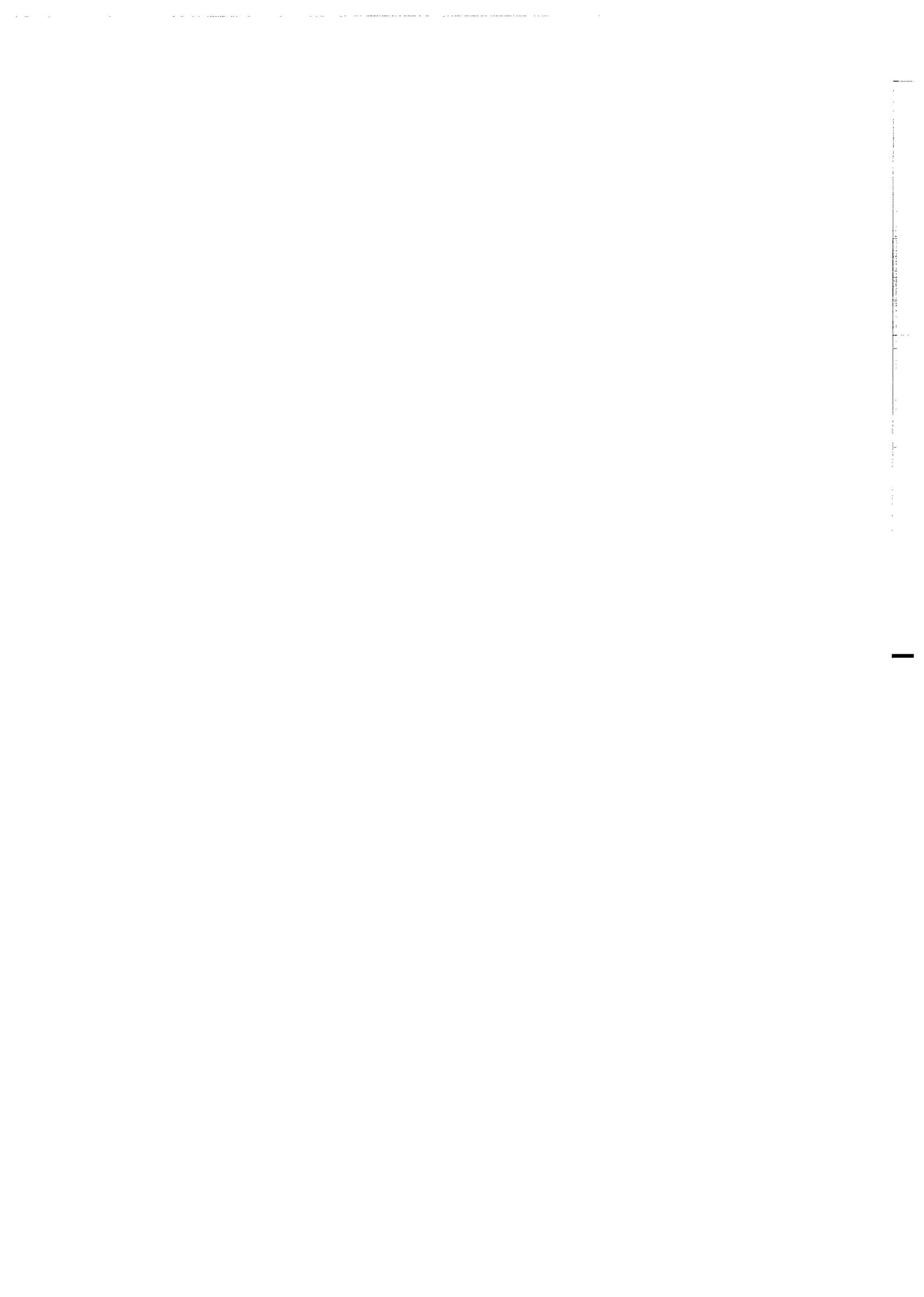
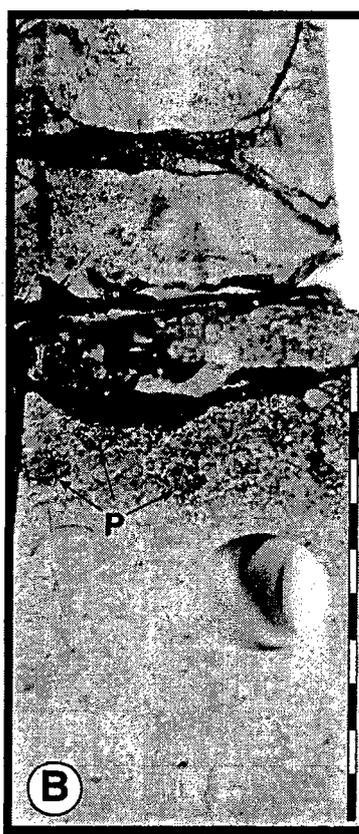


Planche Photographique des faciès N°3

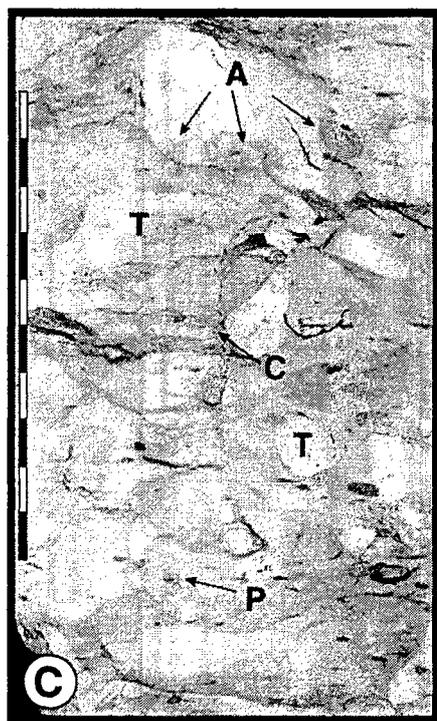
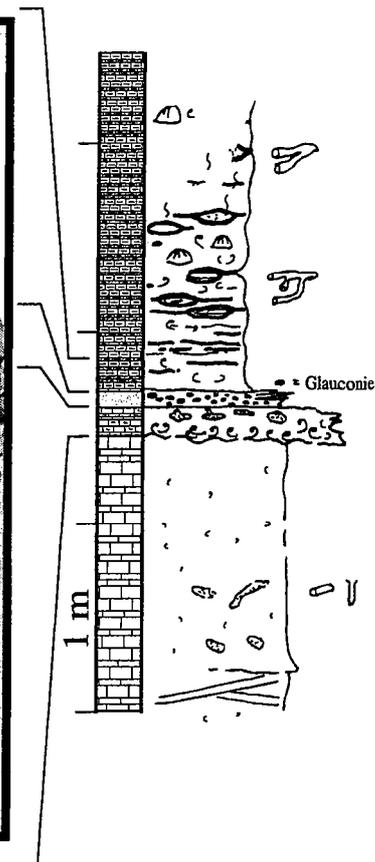
Graduations échelles = 1 cm



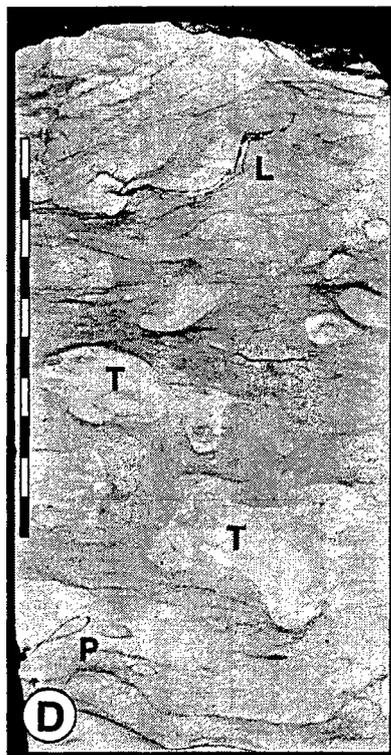
P = Polypier
G = Gastéropode



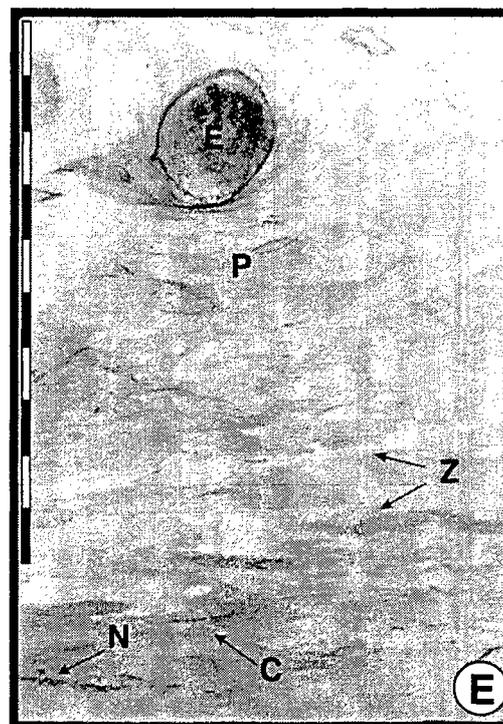
P = Amas de pyrite



T = Thalassinoïdes
P = Planolites
A = Asterozoma
C = Chondrites



T = Thalassinoïdes
P = Planolites
("smeared margin planolites")
L = Lamellibranche

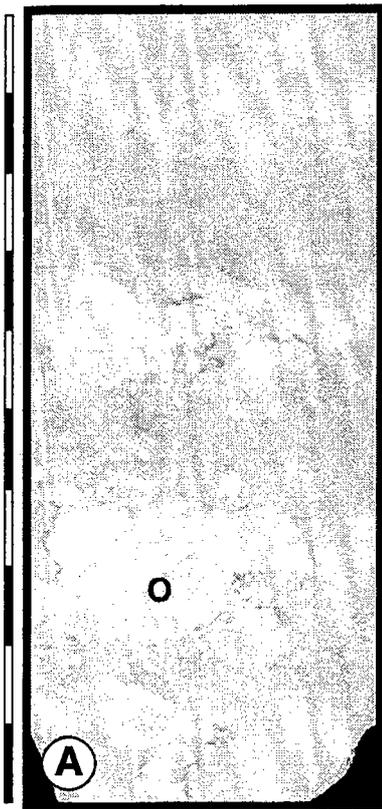


Z = Zoophycos
P = Planolites
N = Nereïtes ?
E = Echinoderme
C = Chondrites

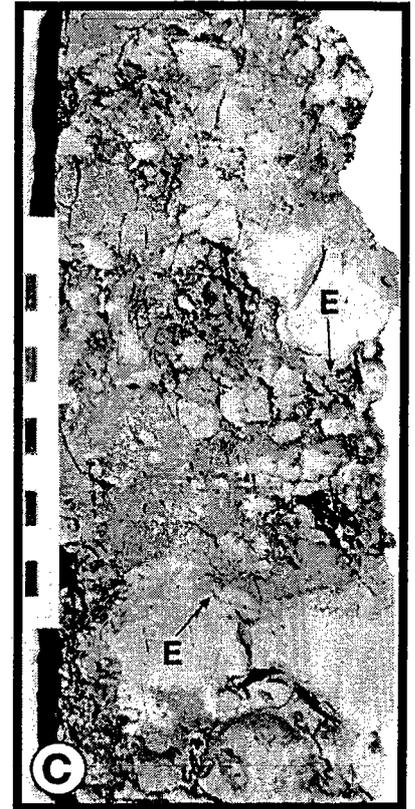
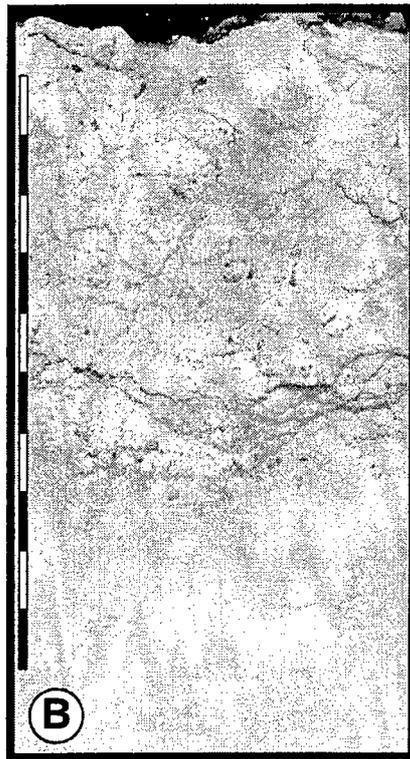


Planche Photographique des faciès N°4

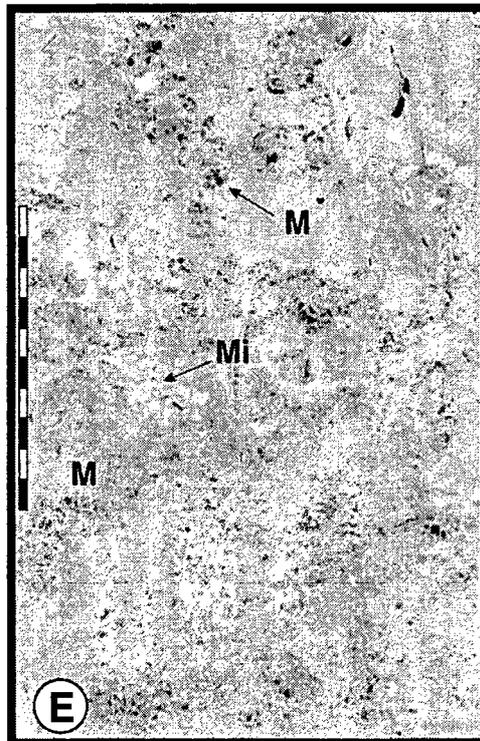
Graduations échelles = 1 cm



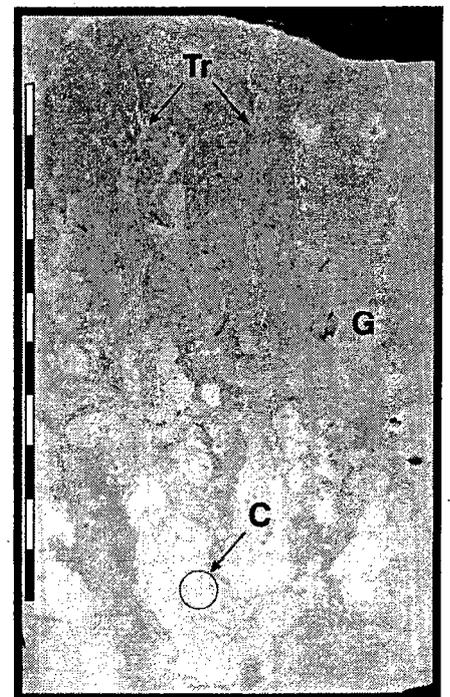
O = Onchoïde



E = Encroûtement algare



Mi = Miliolles et foraminifères porcelanés
M = Microcodiums



G = Gastéropode
C = Characées
Tr = Traces de radicelles

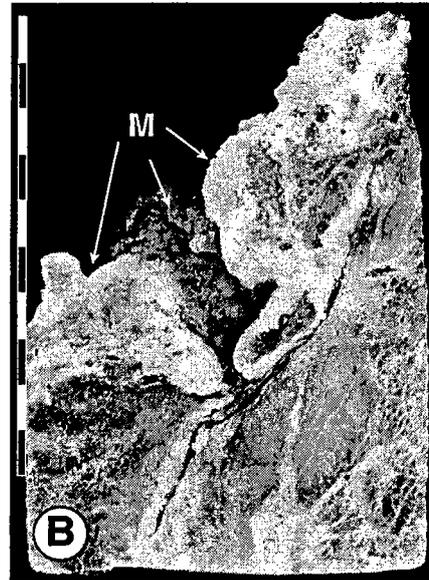


Planche Photographique des faciès N°5

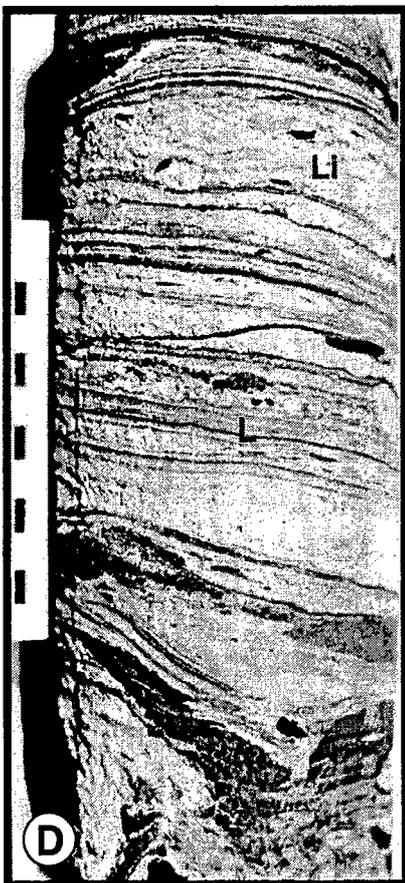
Graduations échelles = 1 cm



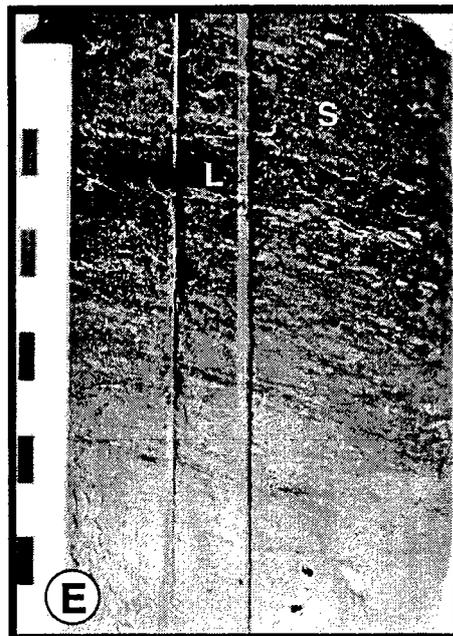
A = Argile verte
C = Calcaire à milioles



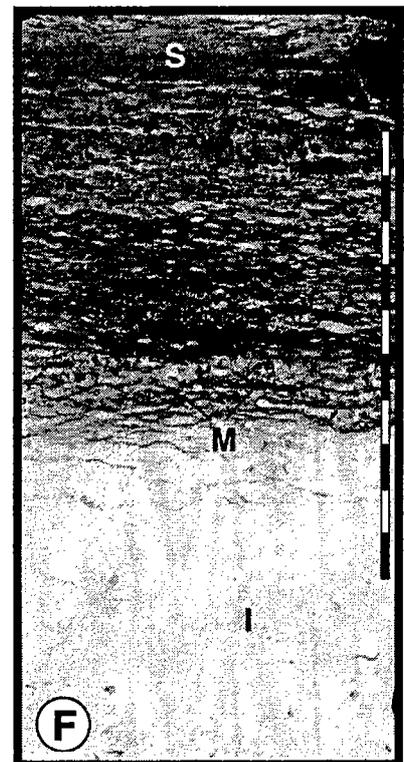
M = Microcodiums sur la surface
d'une fracture karstique



Li = Lignite
L = Lamines ondulées



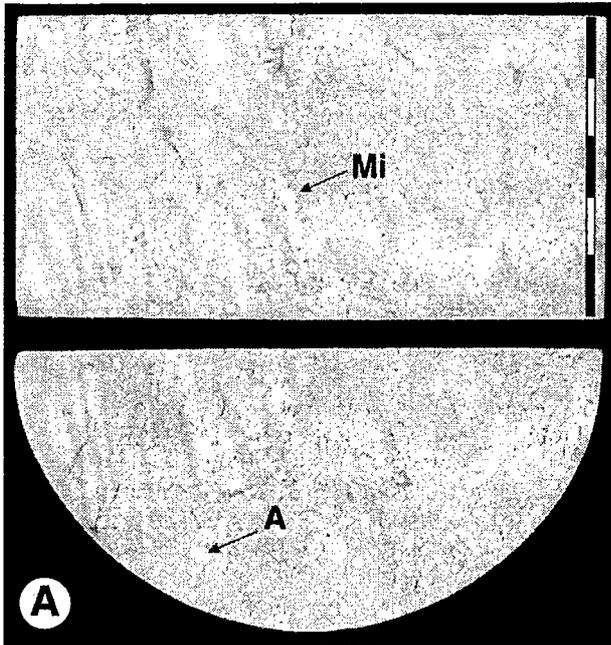
S = Silts noirs laminés
L = Coquilles de lamellibranches



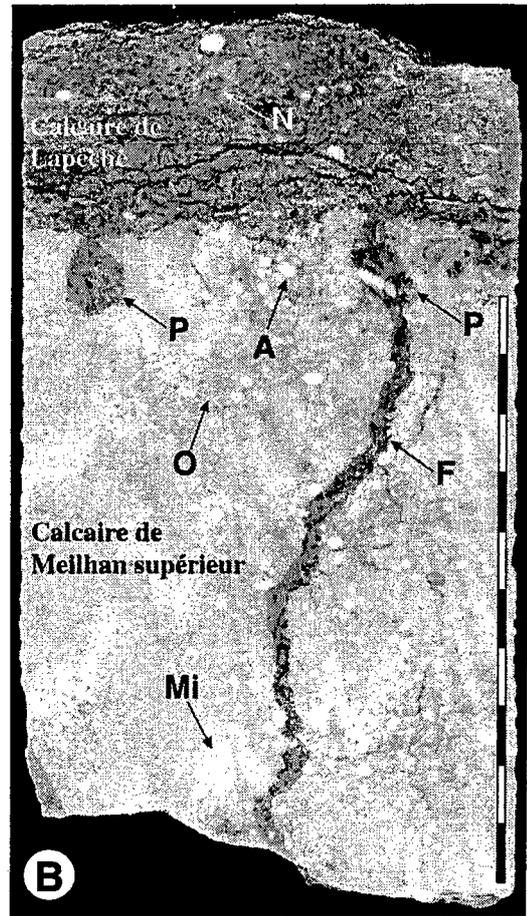
M = Microcodiums
S = Silts noirs bioturbés
I = Intraclastes dolomitiques

Planche Photographique des faciès N°6

Graduations échelles = 1 cm



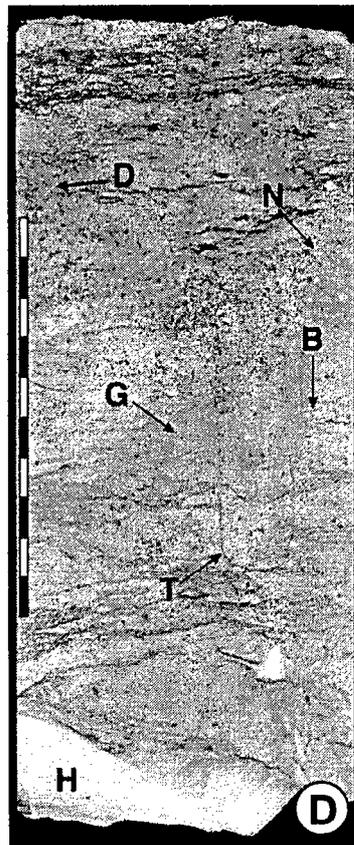
A = Alvéoline
Mi = Miliole



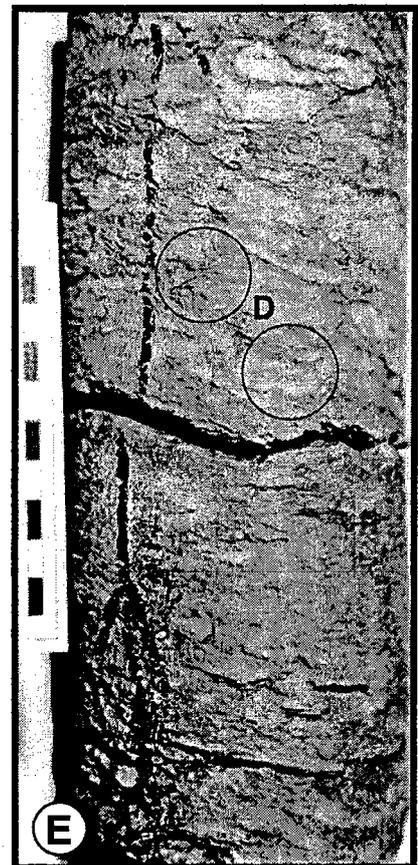
A = Alvéoline
Mi = Miliole
O = Orbitolite
N = Nummulite
P = Perforation (bivalve)
F = Fracture karstique



SP = Surface pyritisée
CK = Cavité karstique



H = Huître
N = Nummulite
D = Discocycline
B = Brachiopode
T = Teichichnus
G = Glaucanie

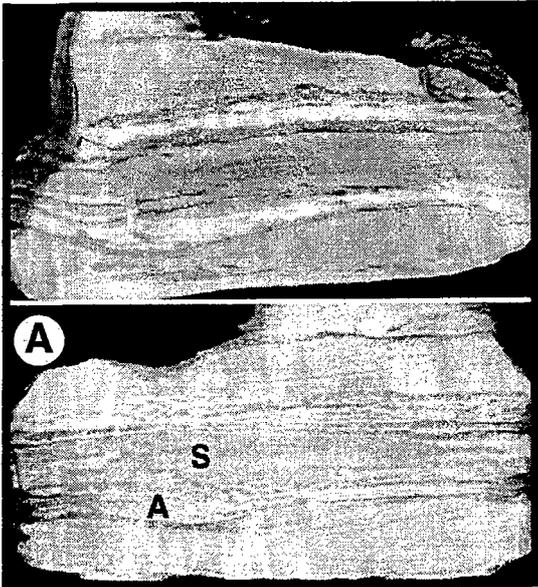


D = Discocycline

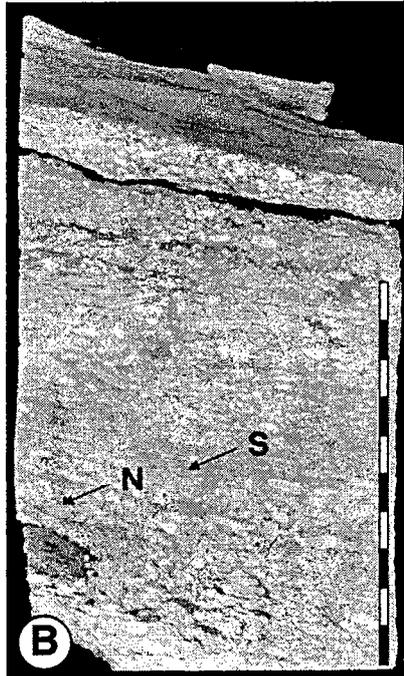


Planche Photographique des faciès N°7

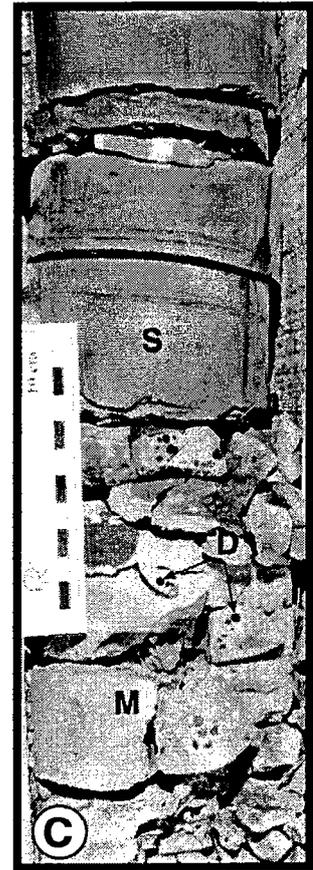
Graduations échelles = 1 cm



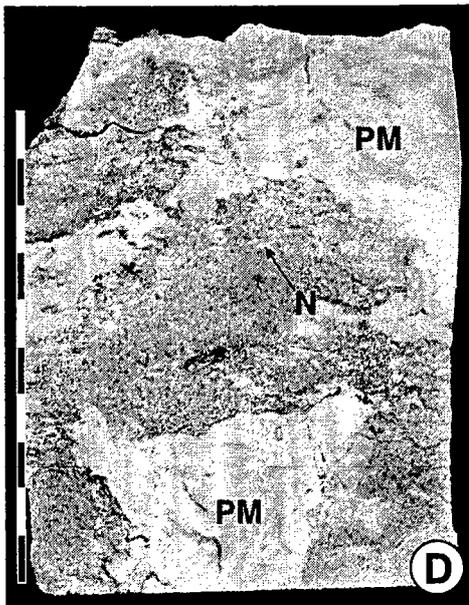
A = Argile
S = Sable très fin à micro-HCS et rides de courant



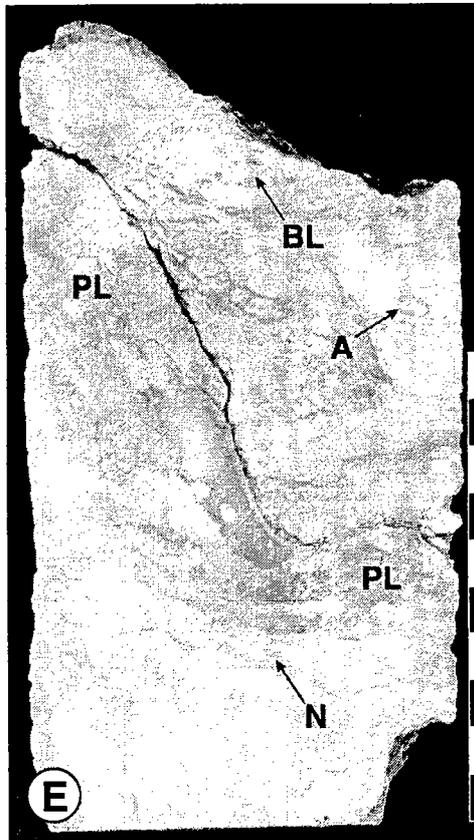
N = Nummulite
S = Sable très fin



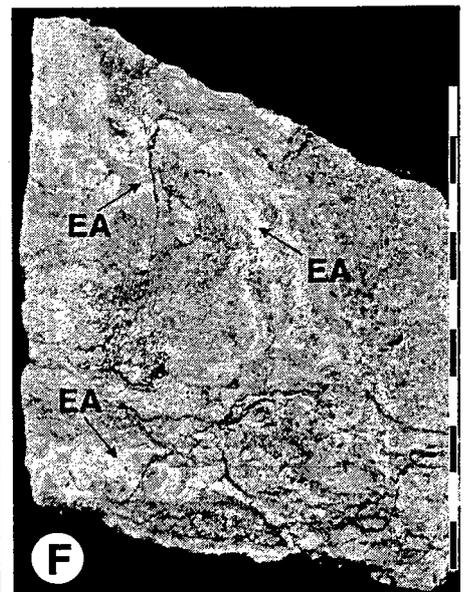
D = Discocycline
M = Marnes
S = Sable à rides de vagues



PM = Polypier massif remanié
N = Nummulite



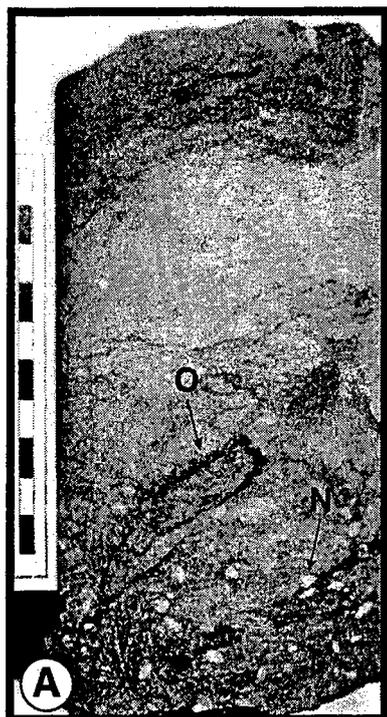
PL = Polypier lamellaire
A = Annélide
BL = Bivalve lithophage
N = Nummulite



EA = Encroûtement algaire

Planche Photographique des faciès N°8

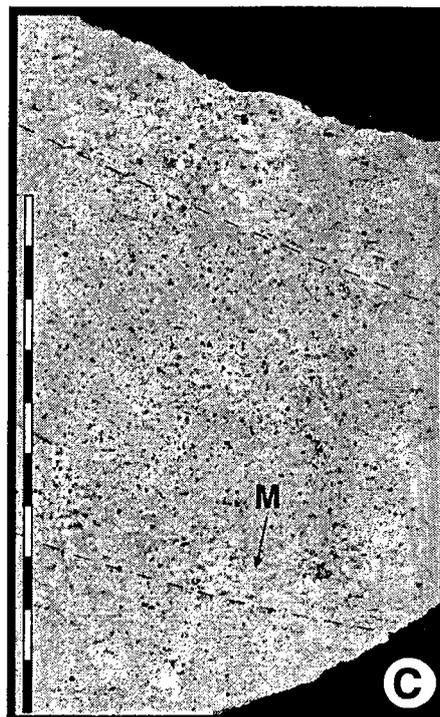
Graduations échelles = 1 cm



N = Nummulite
O = Ophiomorpha



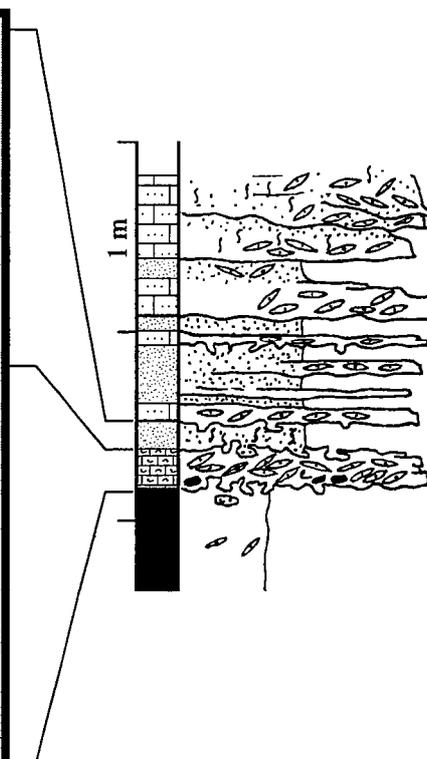
N = Nummulite



M = Miliole



N = Nummulite



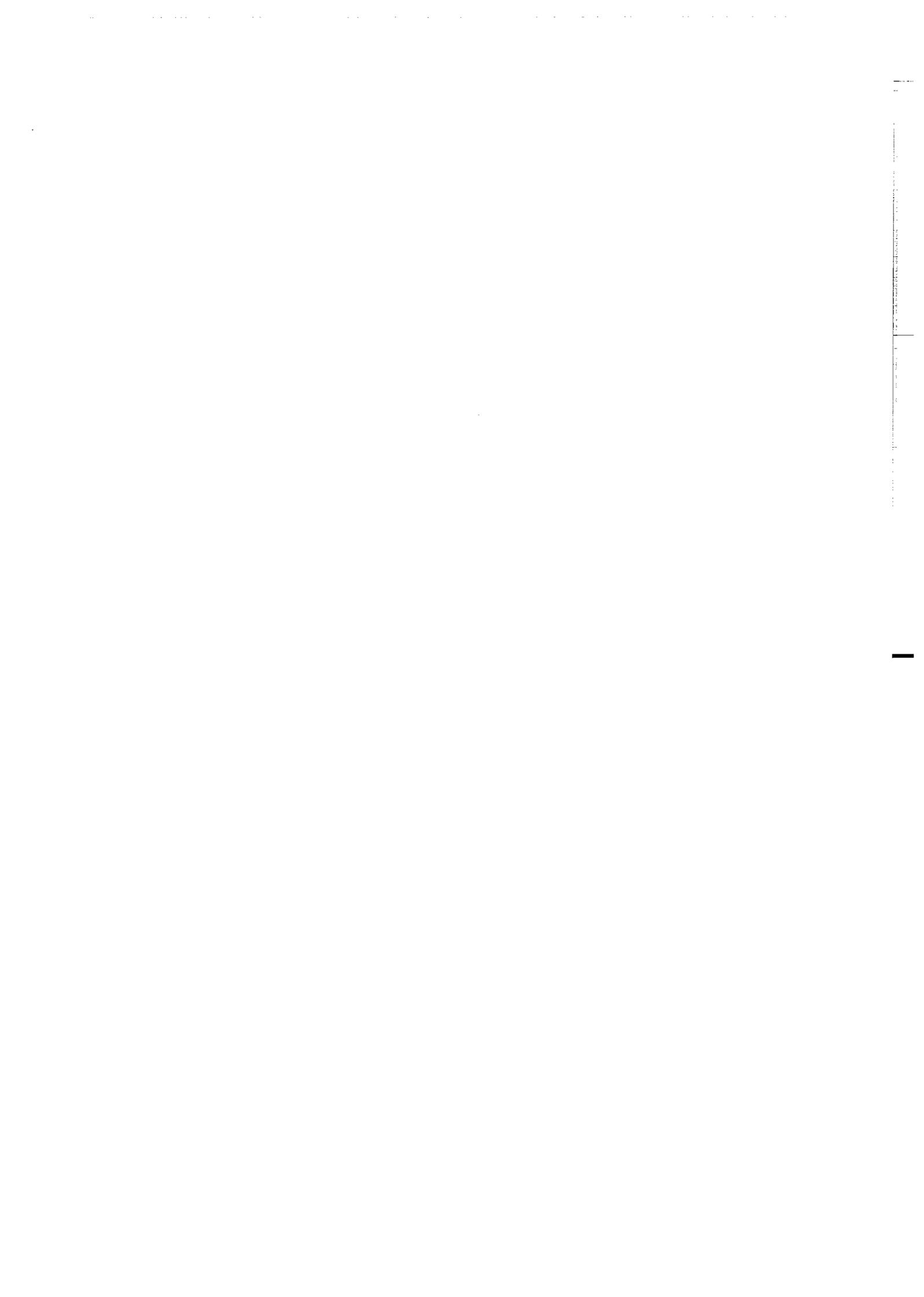
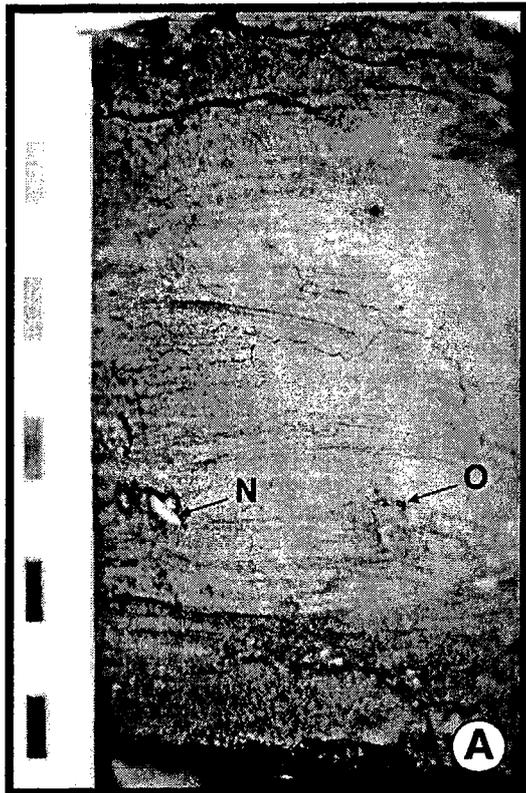
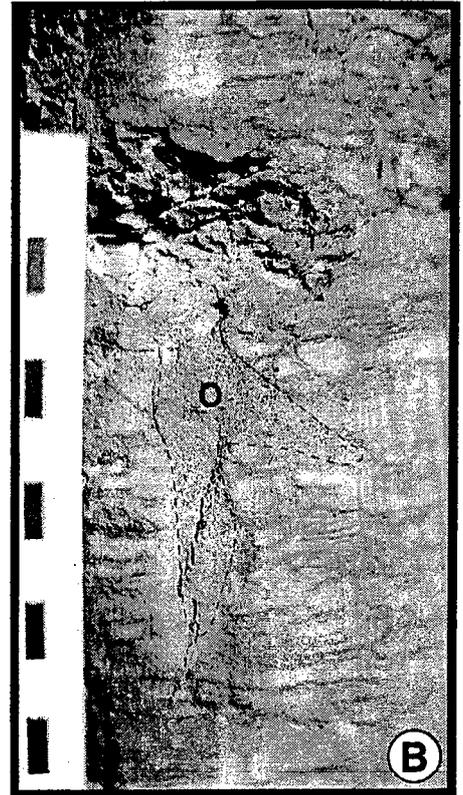


Planche Photographique des faciès N°9

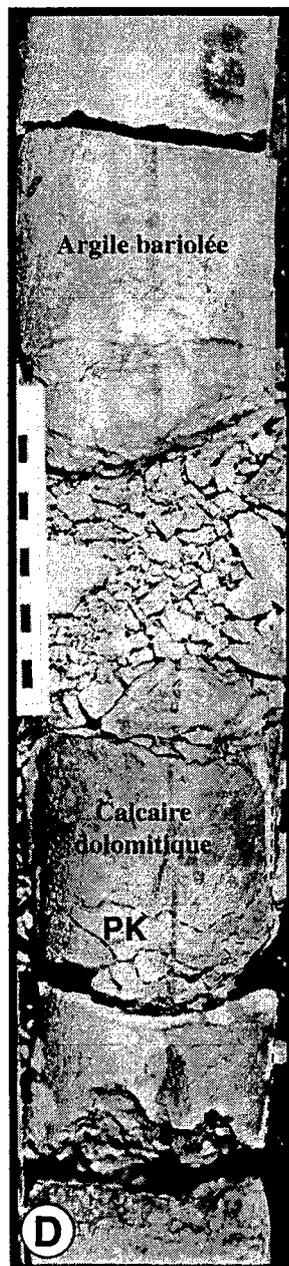
Graduations échelles = 1 cm



N = Nummulite
O = Ophiomorpha



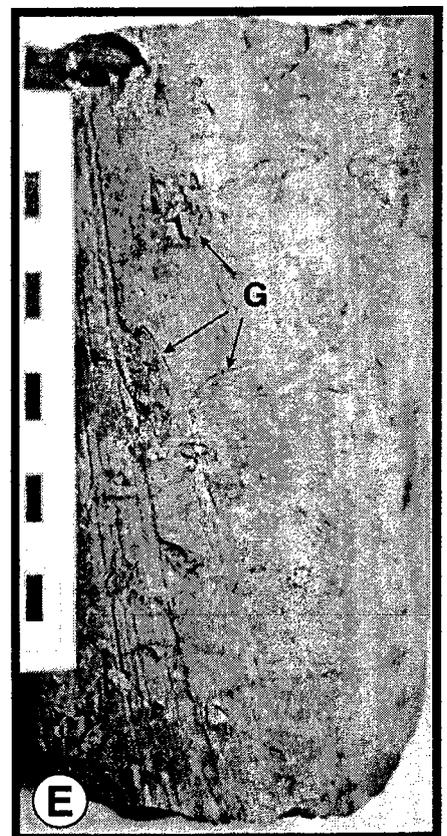
O = Ophiomorpha



PK = Poche karstique
remplie d'argile bariolée



G = Gastéropode
C = Characée

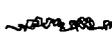


G = Cristaux de gypse



DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DES CAROTTES

LISTE DES FIGURÉS UTILISÉS

Figurés lithologiques	Éléments figurés fossiles	Éléments figurés minéraux
 Gypse	 Microcodium	 Galet d'argile
 Dolomie	 Onchoïde	 Lignite
 Calcaire bioclastique	 Voiles algaires	 Gypse
 Calcaire bioclastique argileux	 Bioclaste	
 Calcaire gréseux	 Characée	Rides
 Calcaire argileux	 Ostracode	 courant
 Calcaire dolomitique	 Gastéropode	 vague
 Calcaire	 Miliolle	 chevauchantes
 Argiles/Marnes	 Orbitolite	
 Silts	 Alvéoline	Mégarides
 Sable carbonaté	 Nummulite	unidirectionnelles
 Sable argileux	 Discocycline	2D  3D  ou 
 Sable	 Globigérine	Oscillatoires
	 Polypier solitaire	HCS 
	 Polypier lamellaire	Lamines planes
	 Polypier massif	
Traces fossiles	 Oursin	Stratification
 Racines	 Entroque	lenticulaire  
 Ophiomorpha	 Bryozoaires	ondulée  
 Thalassinoïdes		madrée  
 Planolites		
 Planolites à bords pincés		
 Zoophycos		
 Chondrites		
Bioturbation		Déformations
Diffuse		glissements 
  		
← Intensité → +		



ANNEXE DU CHAPITRE 3

DESCRIPTIONS SEDIMENTOLOGIQUES DES FACIÈS SUR CAROTTES

(Logs présentés au 1/60 ème)

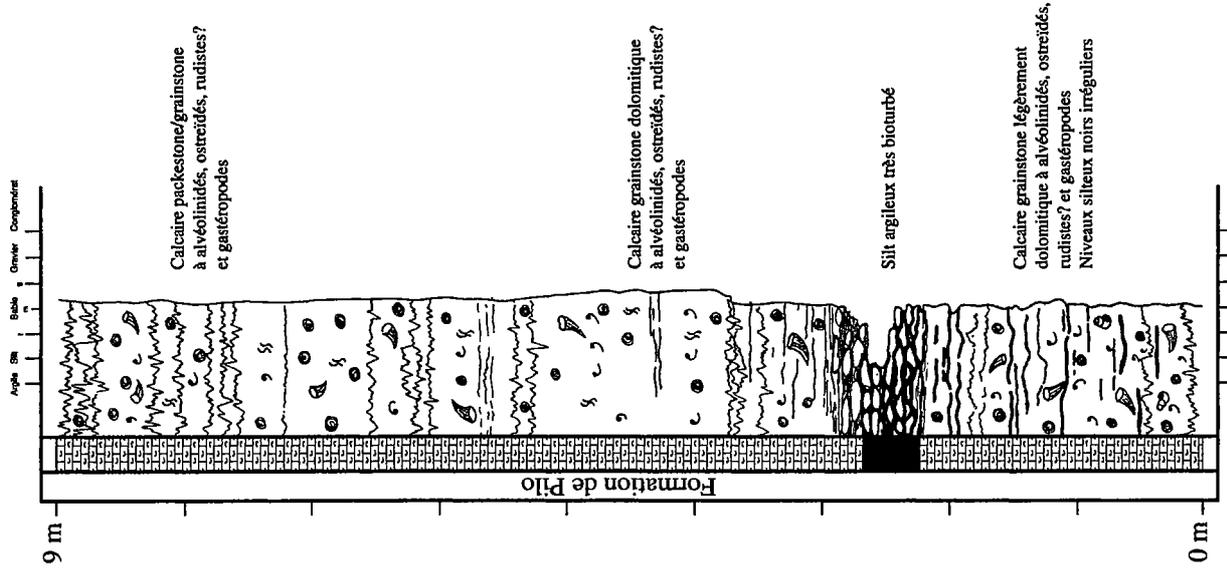
PUITS LANDES DE SIOUGOS 1

Crétacé supérieur

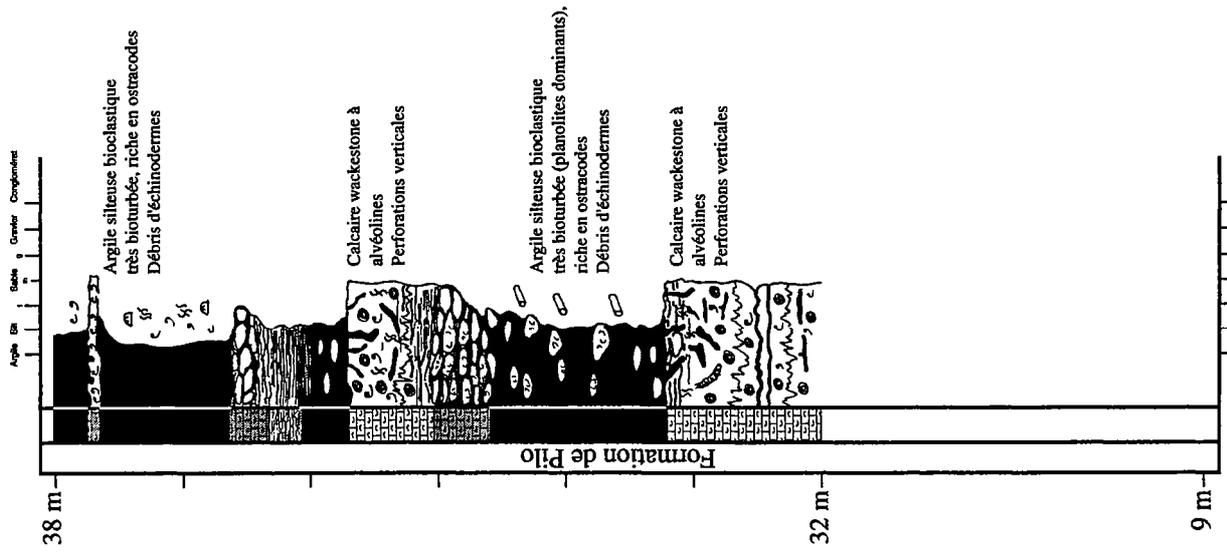
Vertical text on the right edge of the page, possibly a page number or header.

Small horizontal mark or artifact on the right edge.

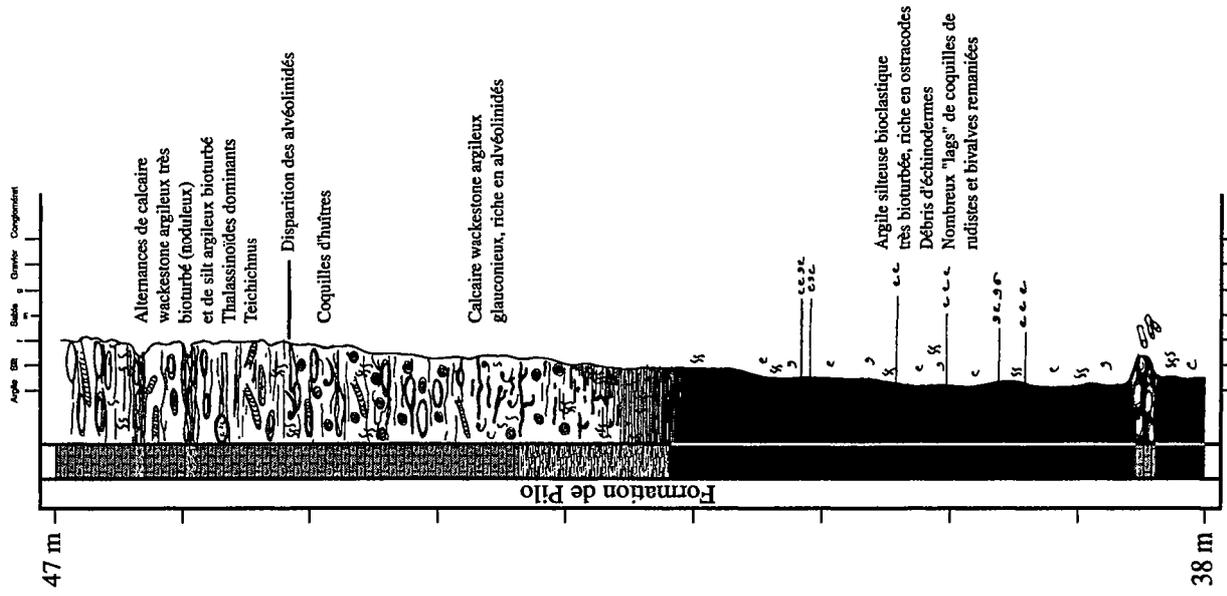
Lithologie / Granulométrie



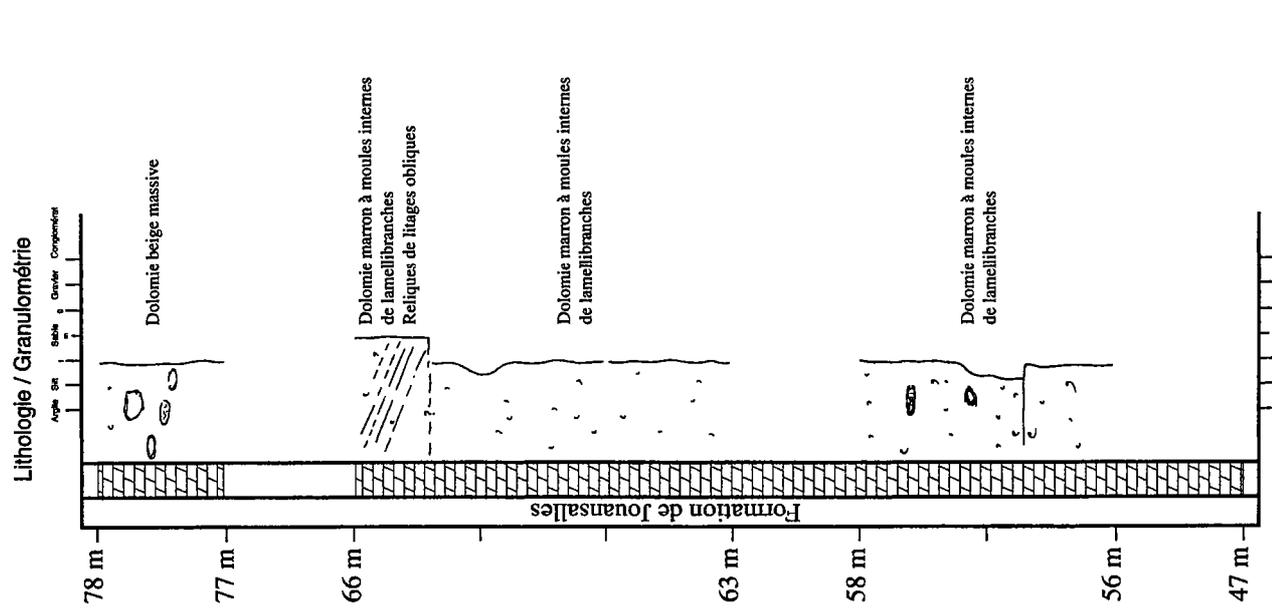
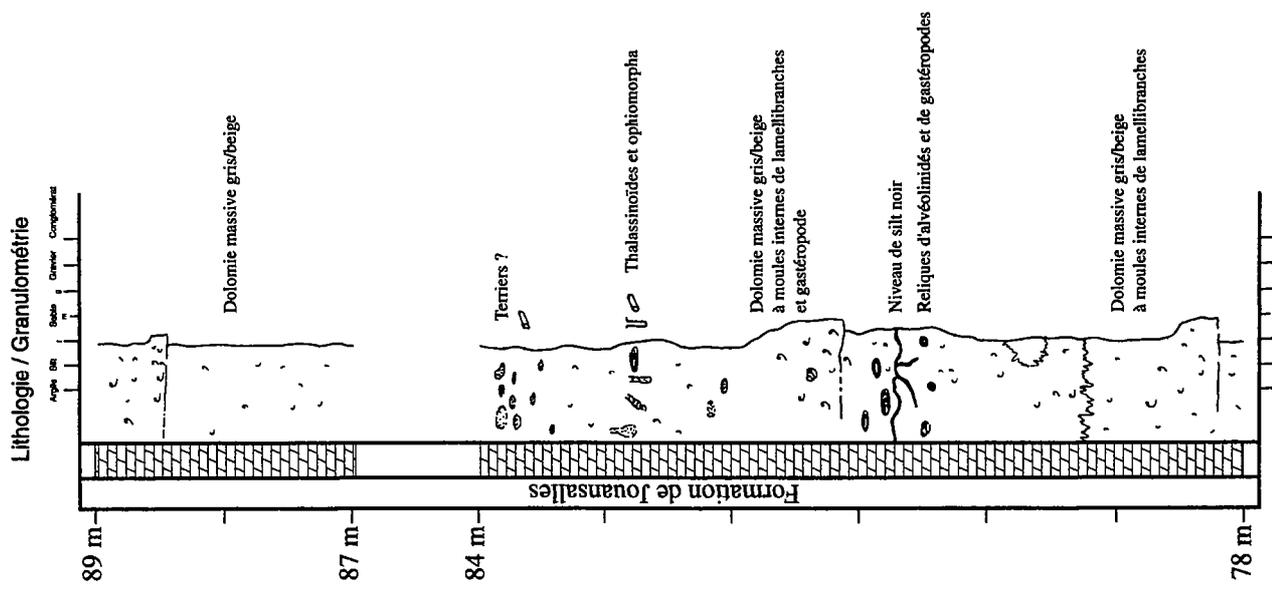
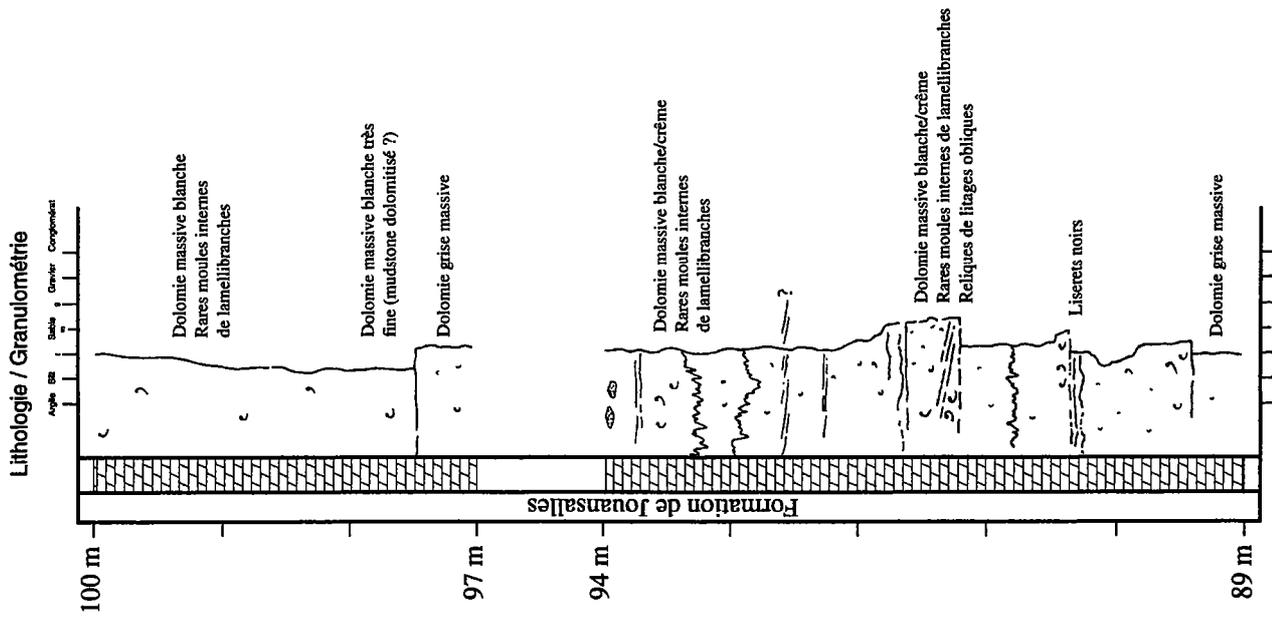
Lithologie / Granulométrie

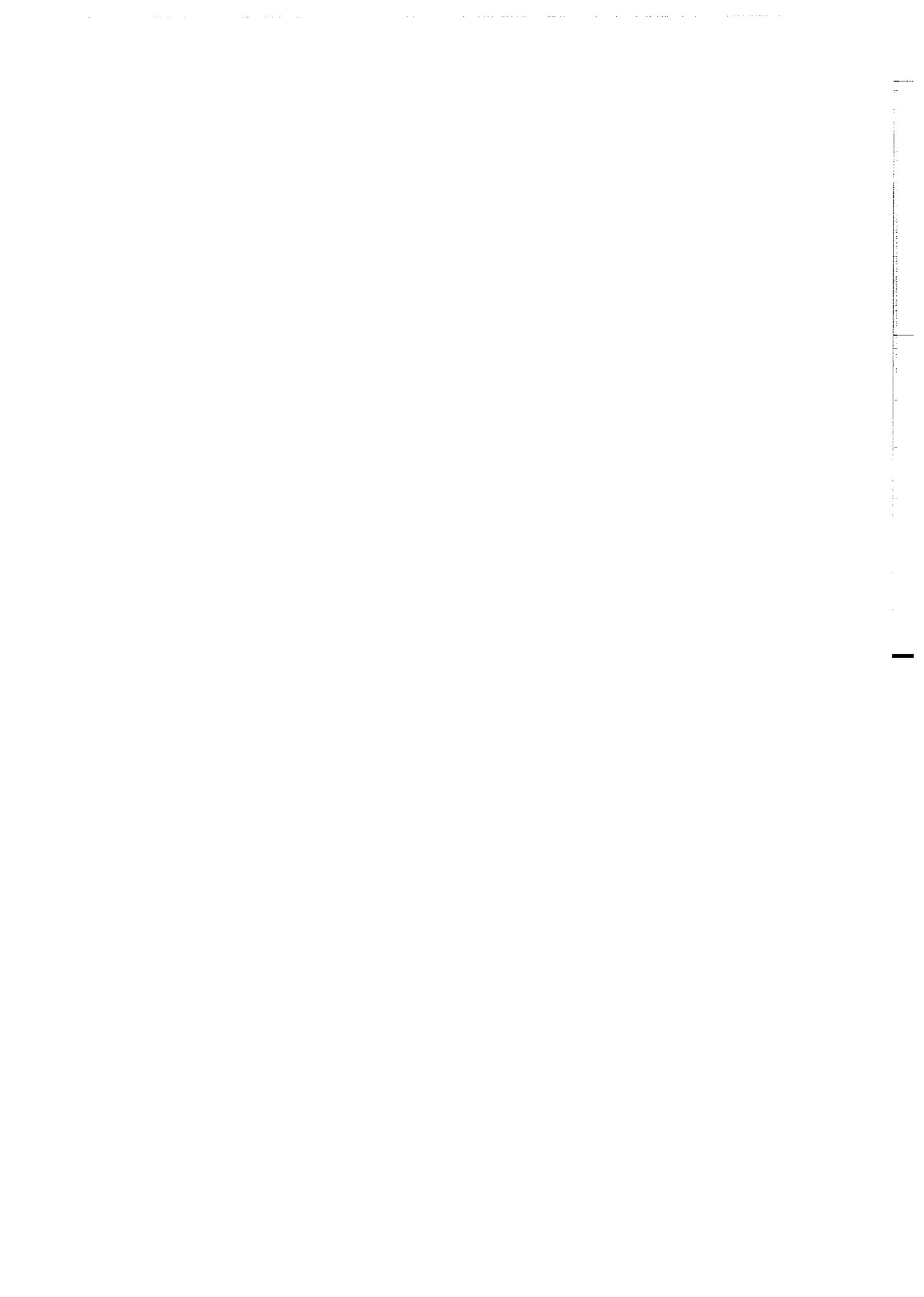


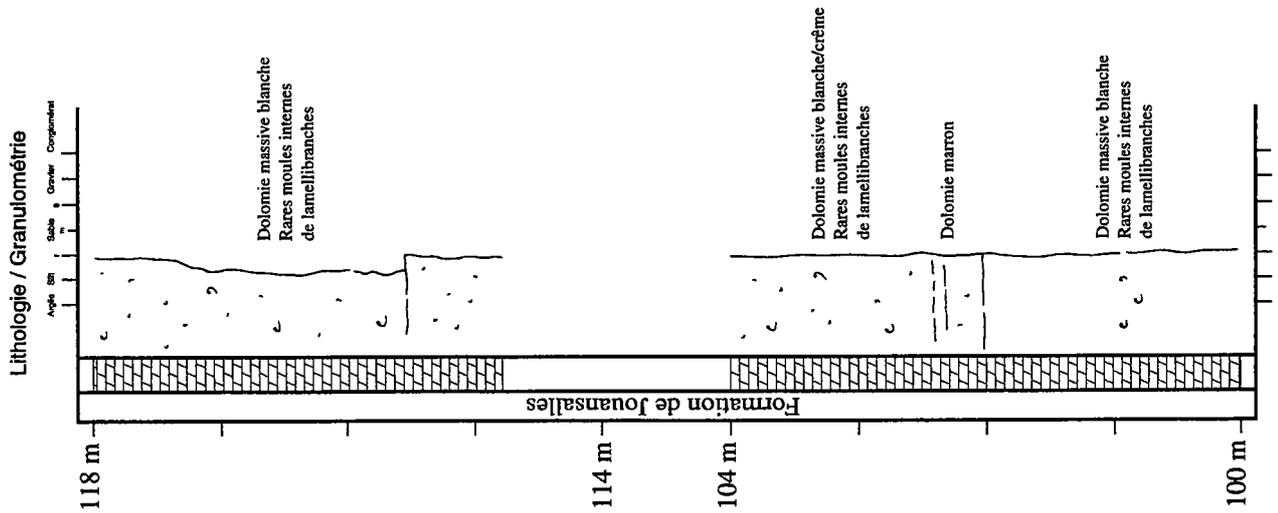
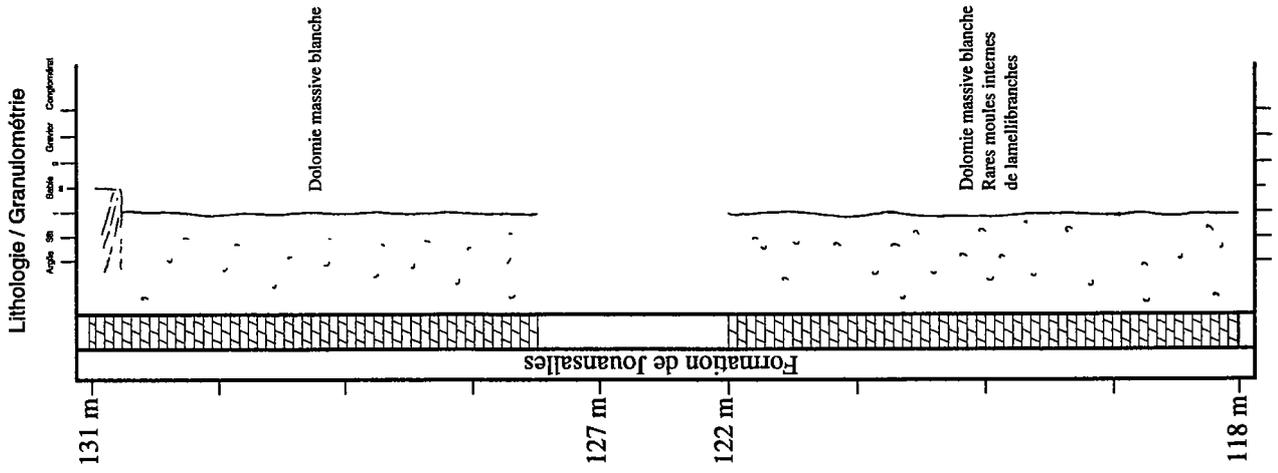
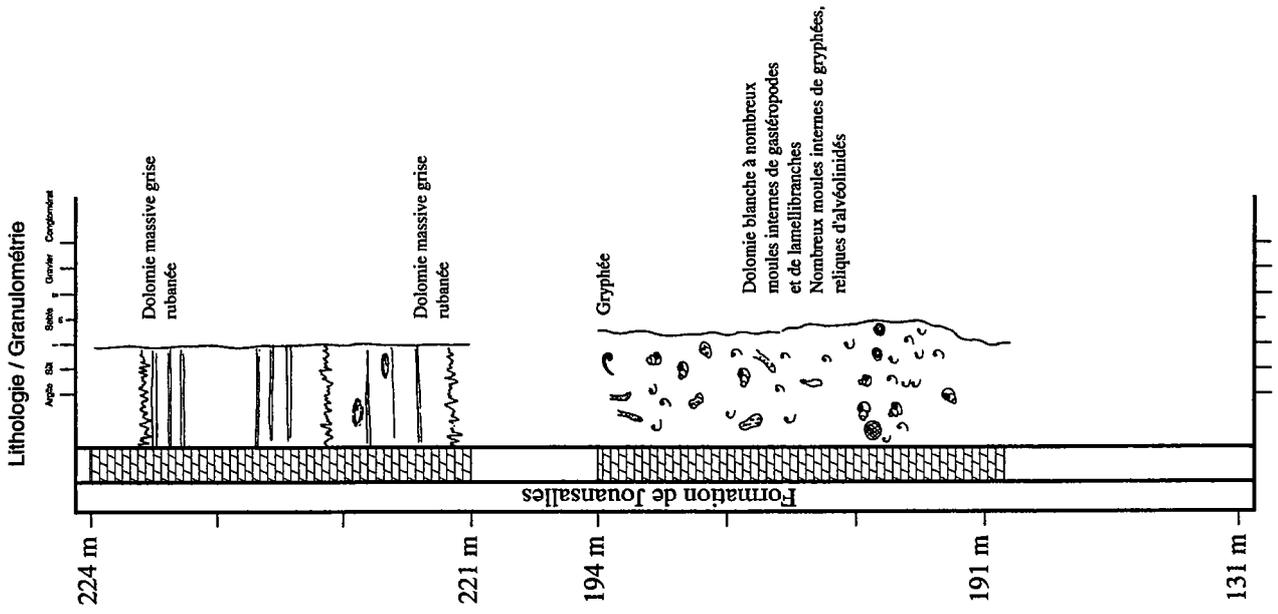
Lithologie / Granulométrie

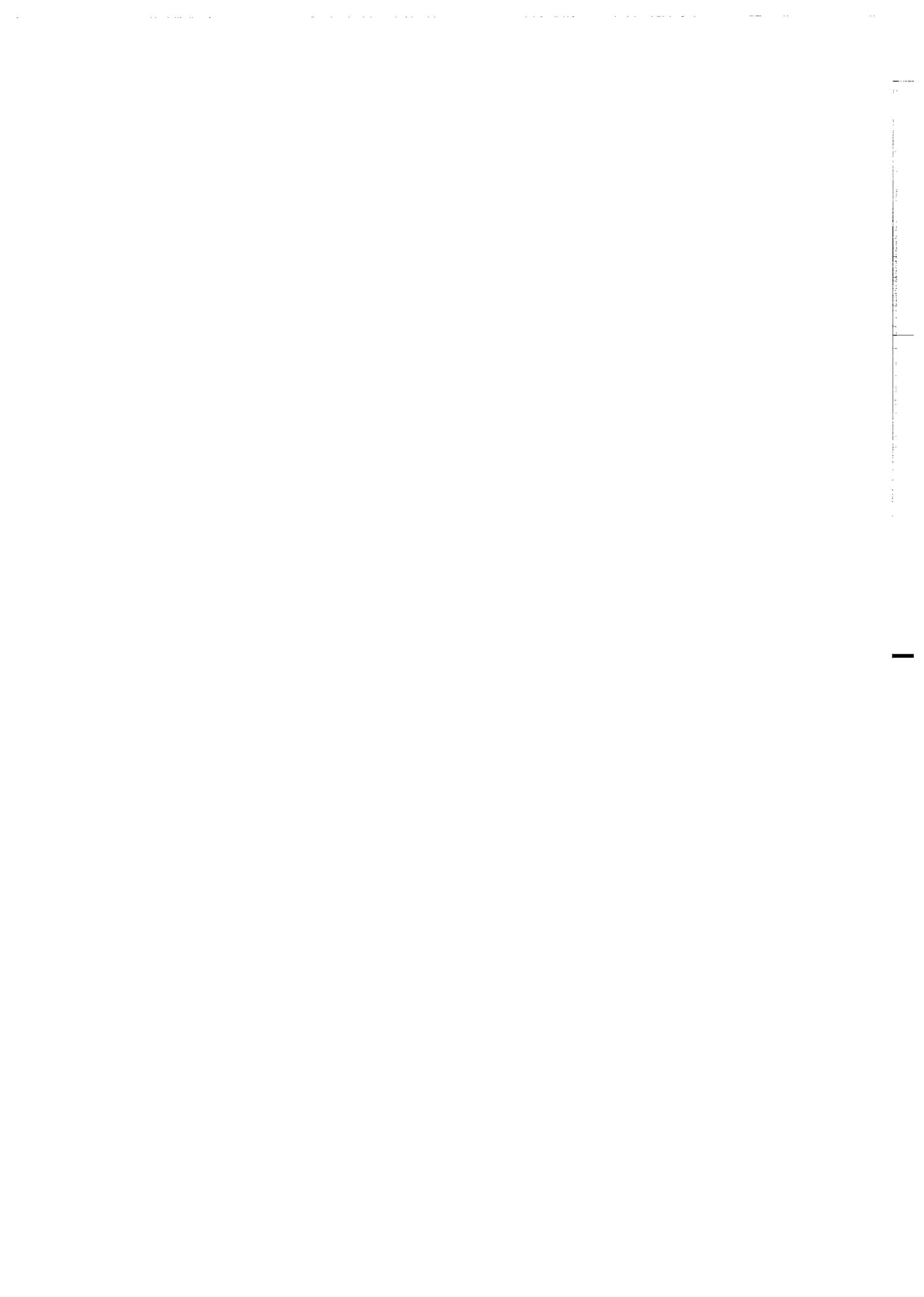


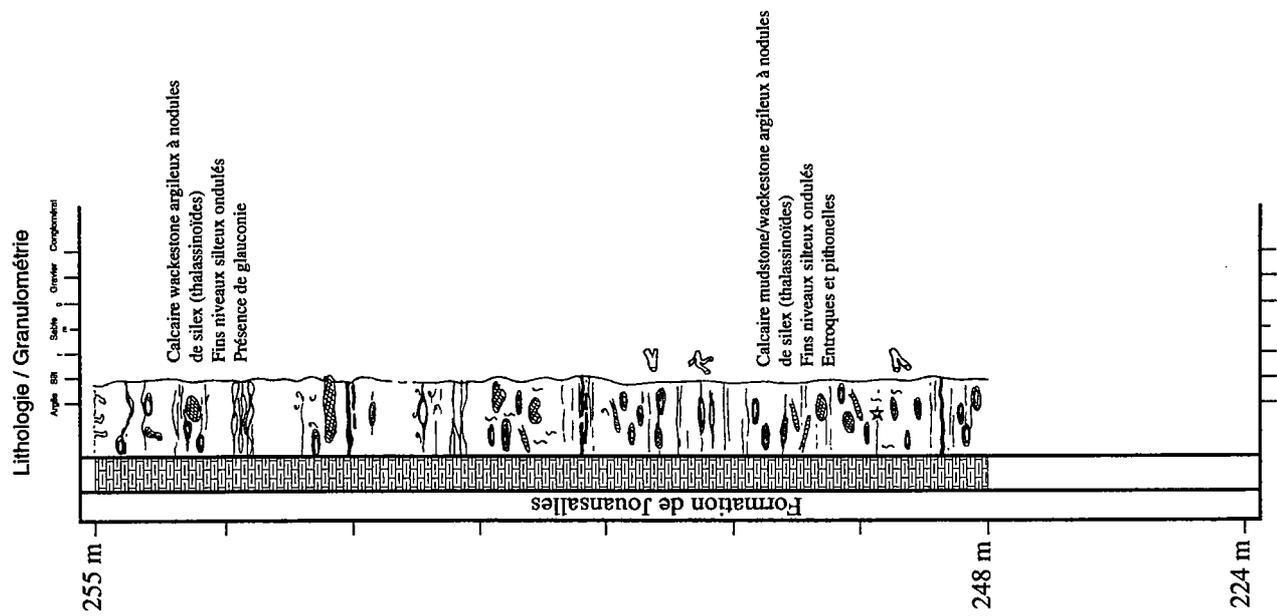
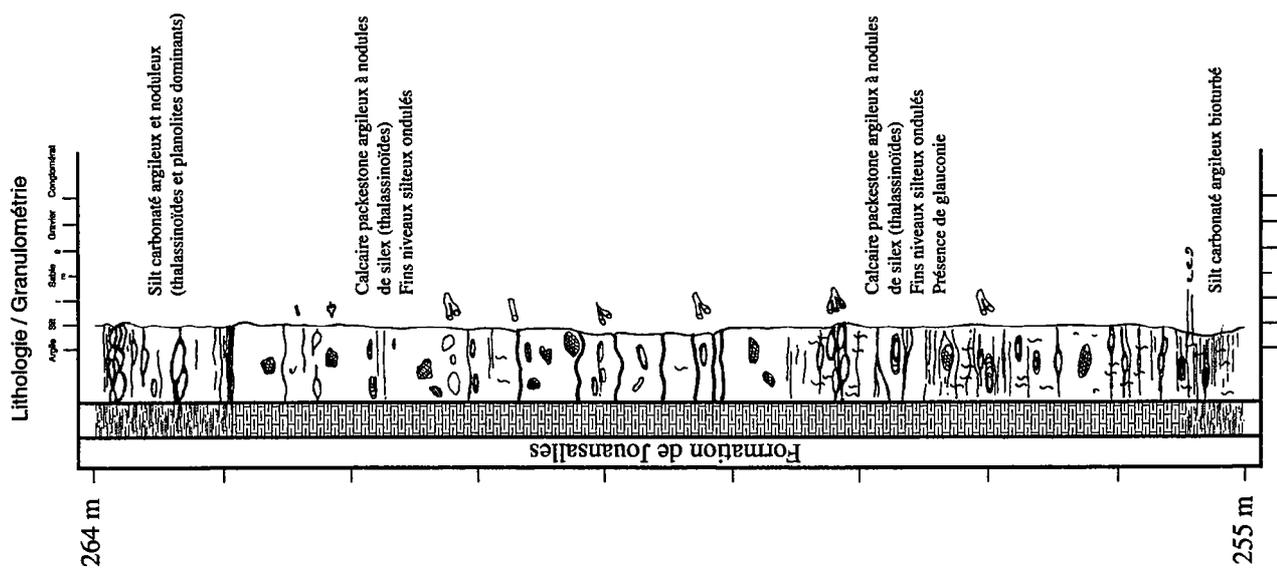
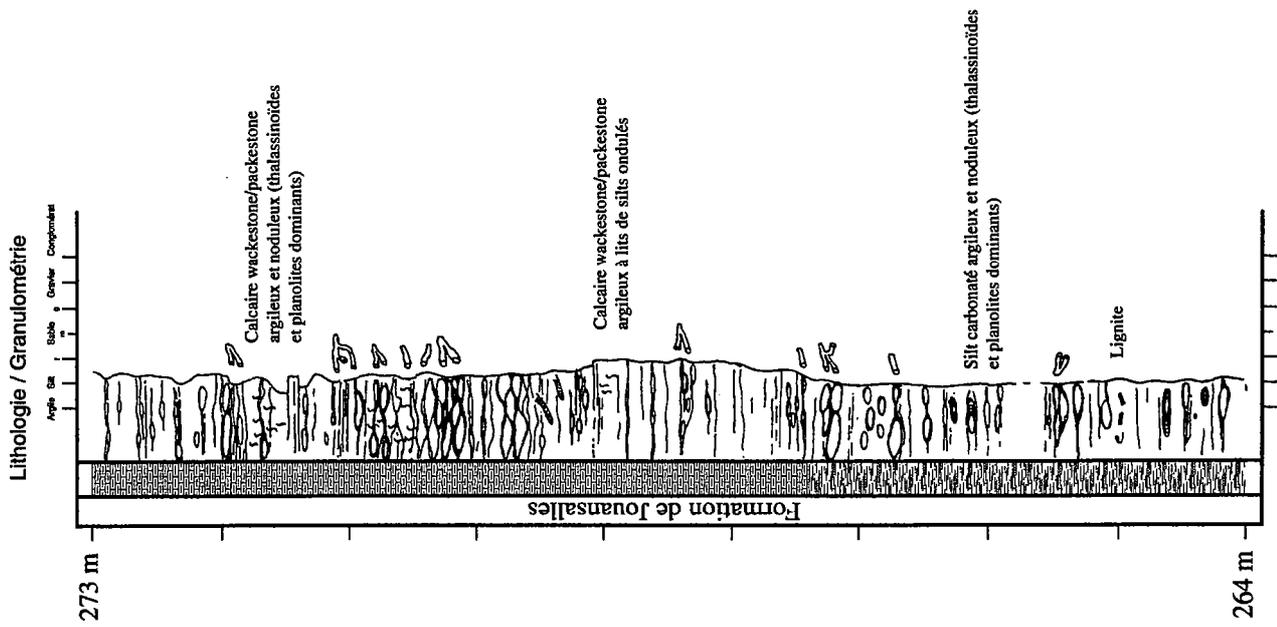


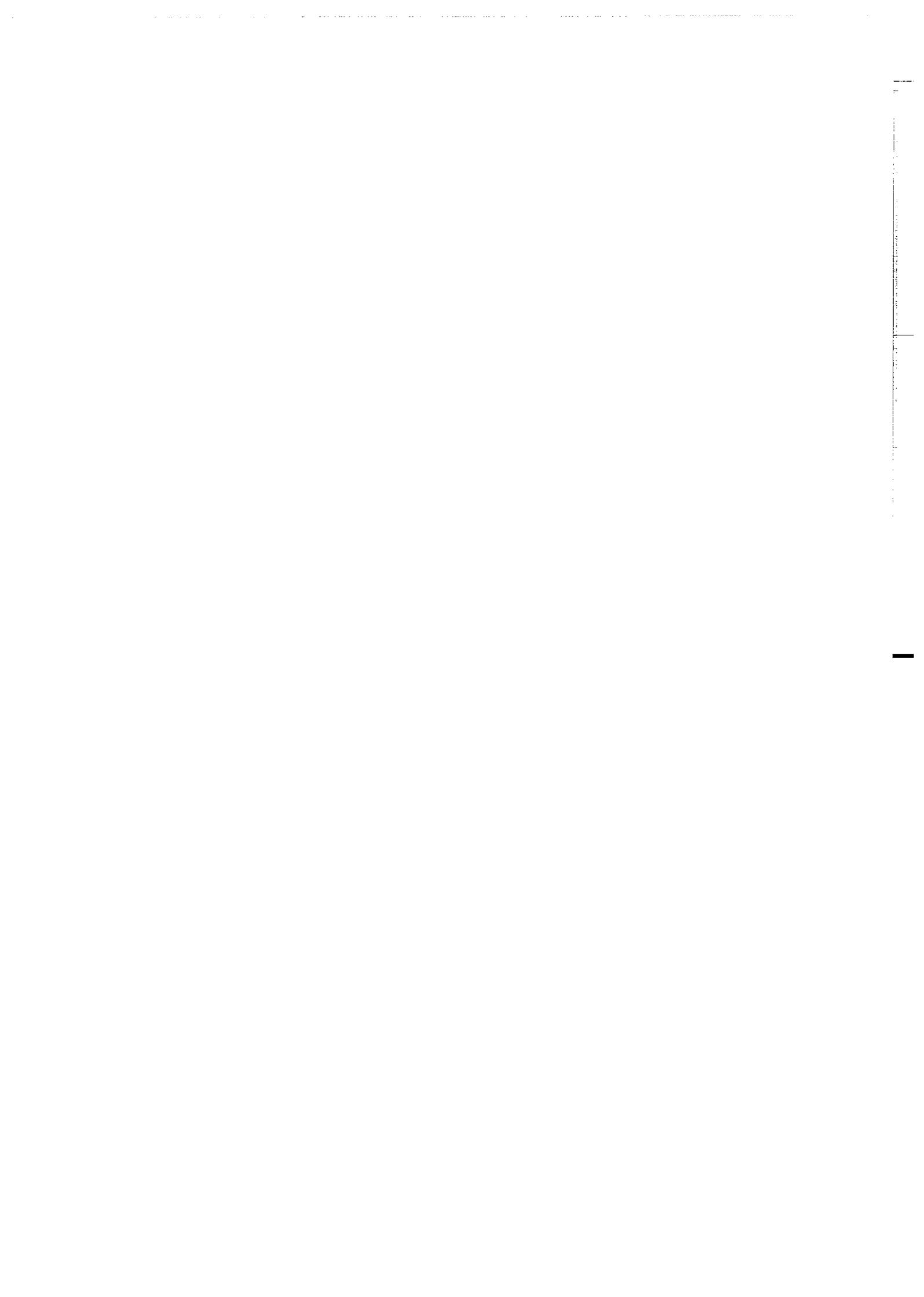




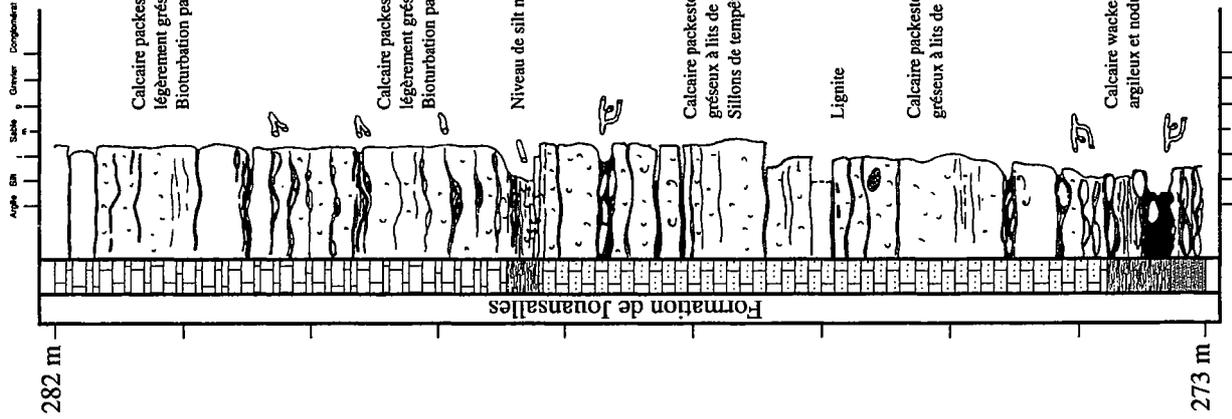




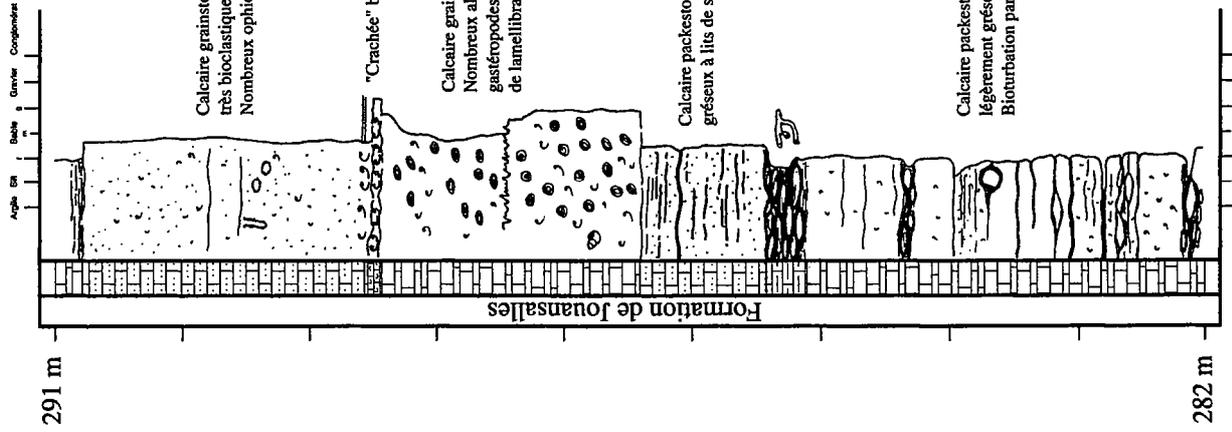




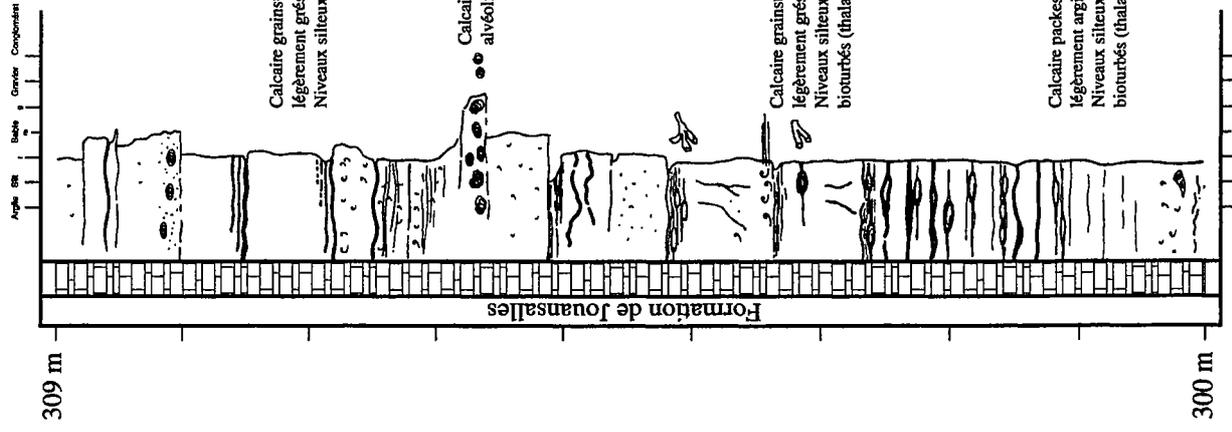
Lithologie / Granulométrie

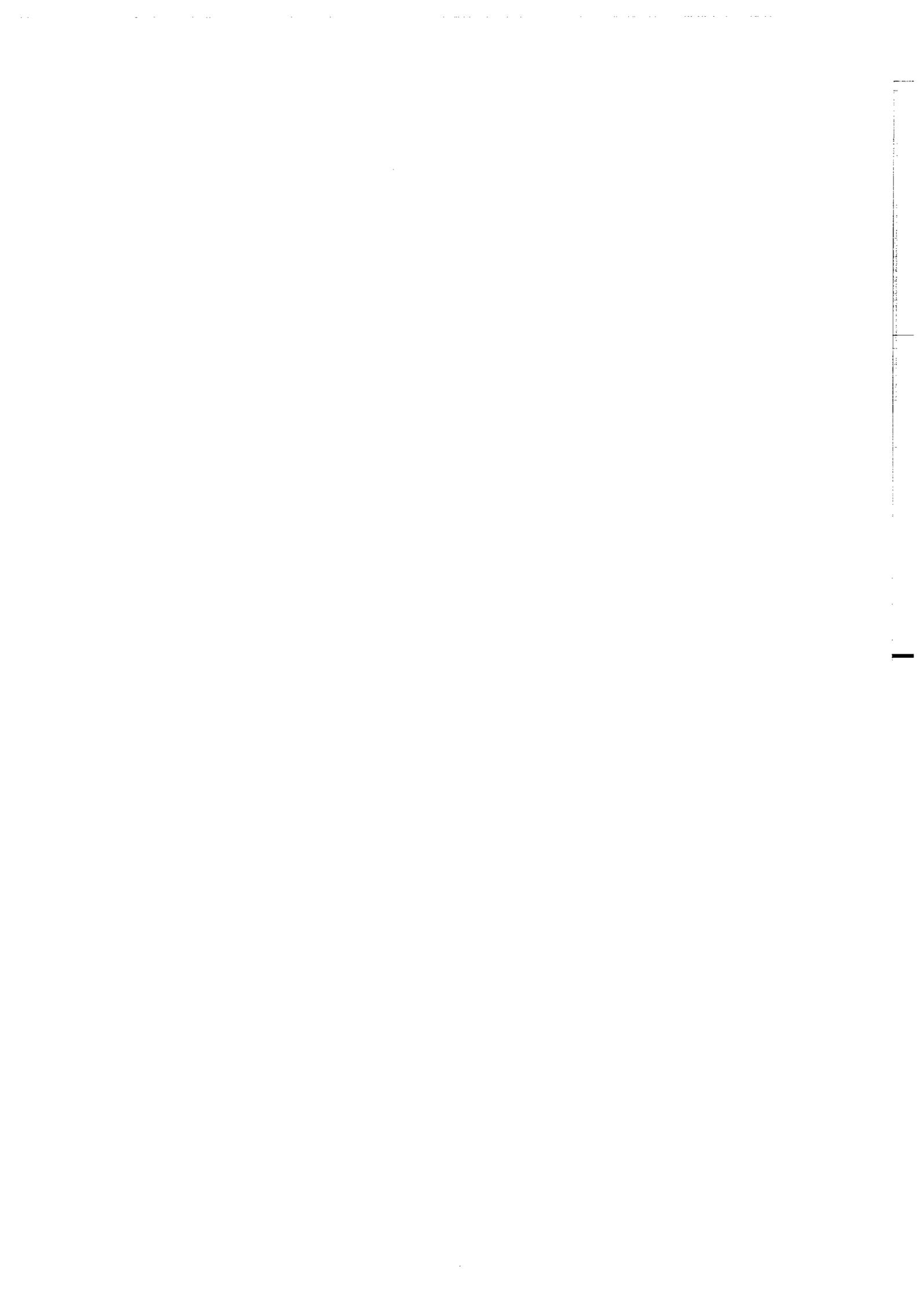


Lithologie / Granulométrie

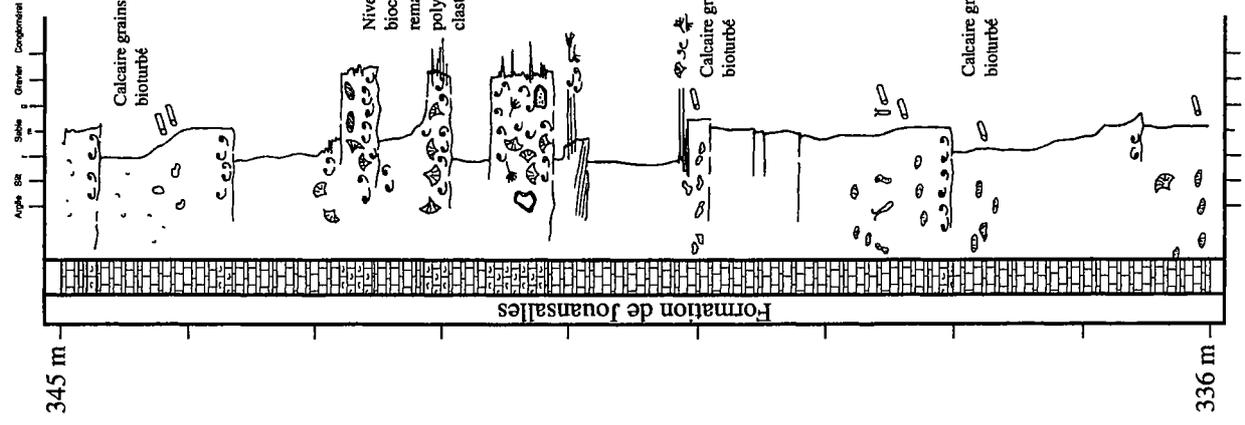


Lithologie / Granulométrie

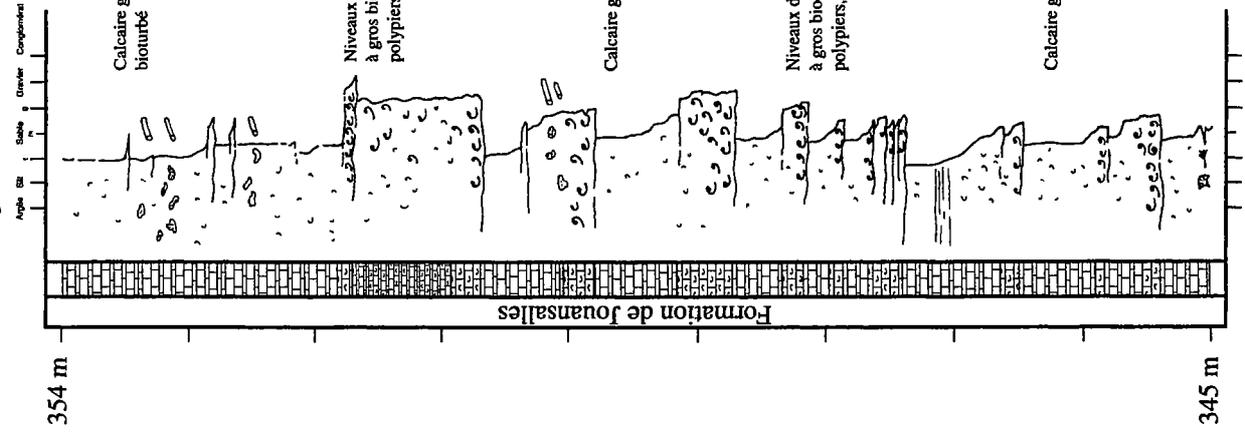




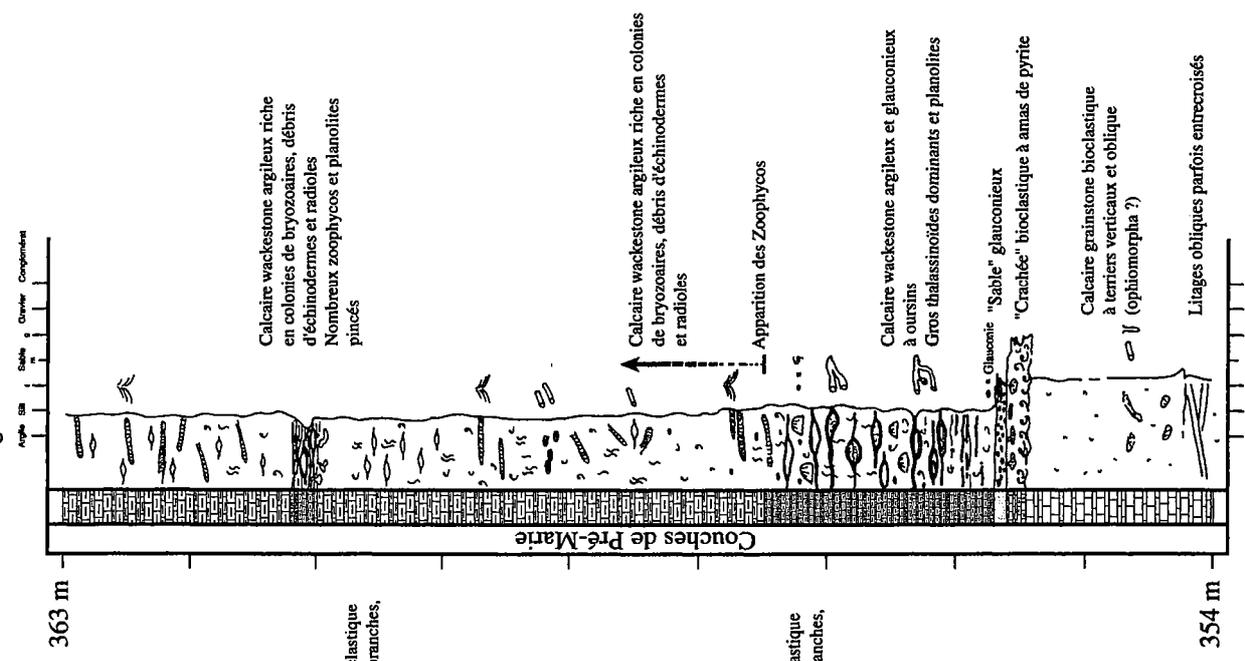
Lithologie / Granulométrie



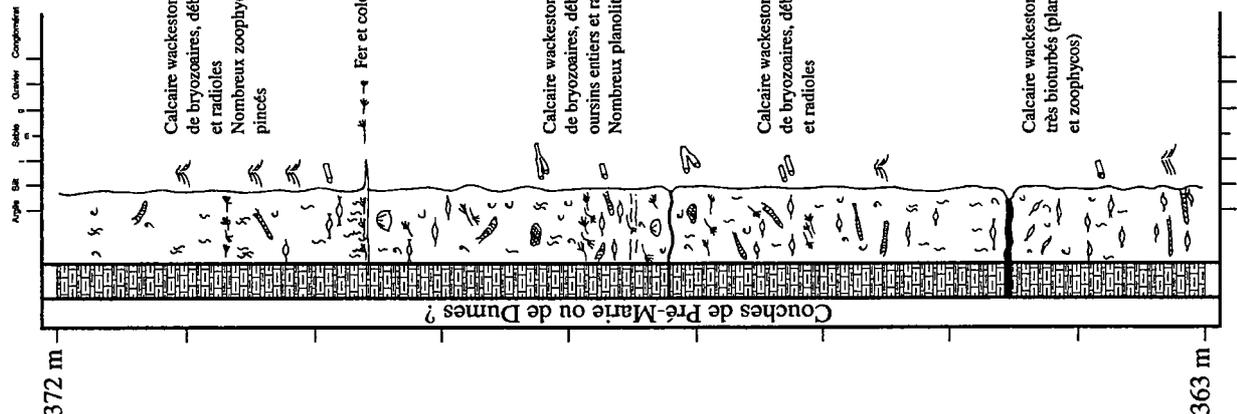
Lithologie / Granulométrie



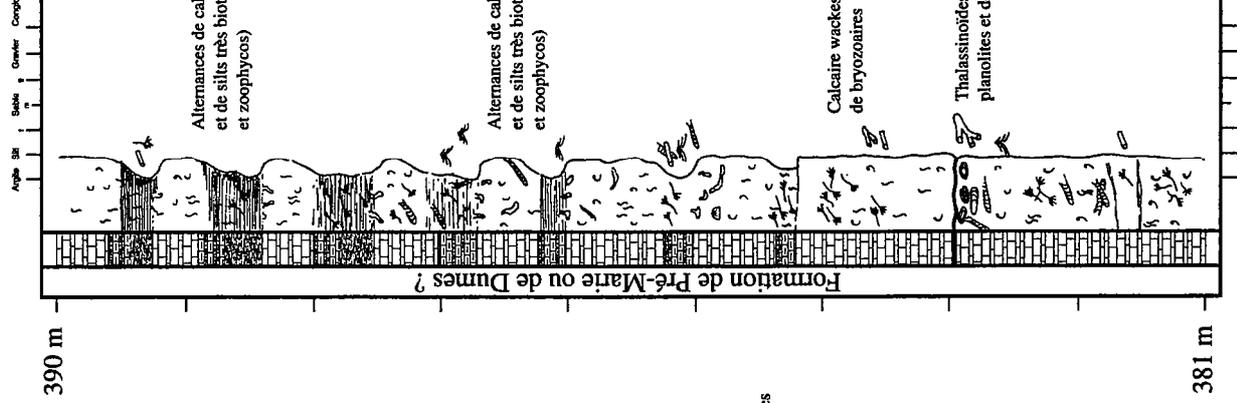
Lithologie / Granulométrie



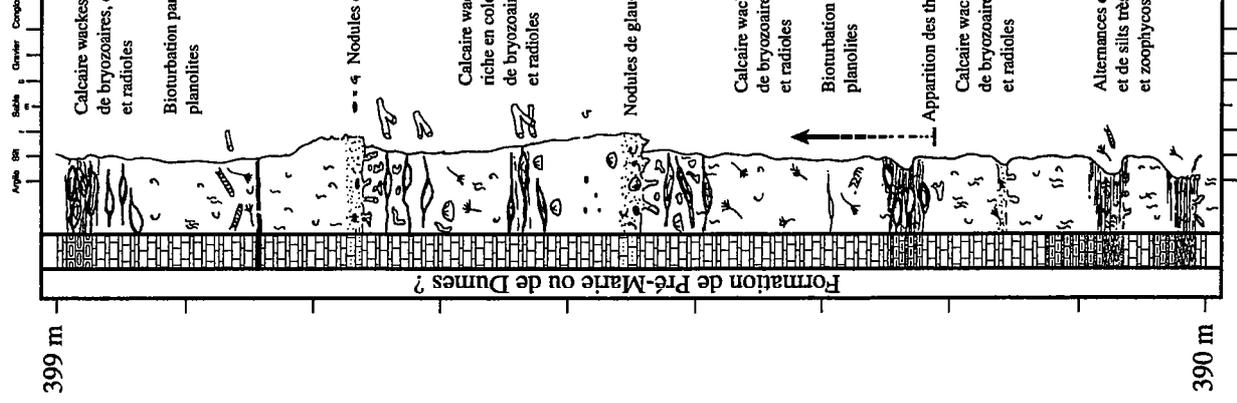
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie



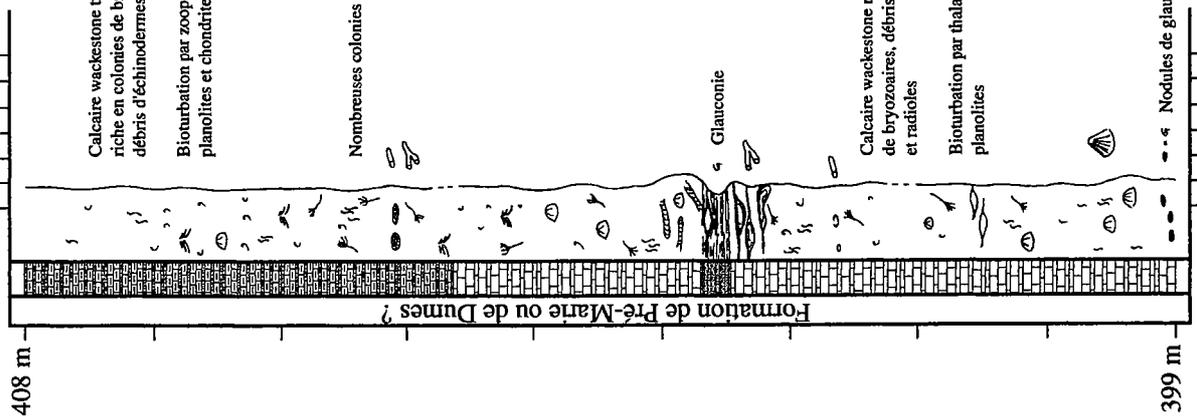
Lithologie / Granulométrie





Lithologie / Granulométrie

Angle 50° Sable Gravier Conglomérat

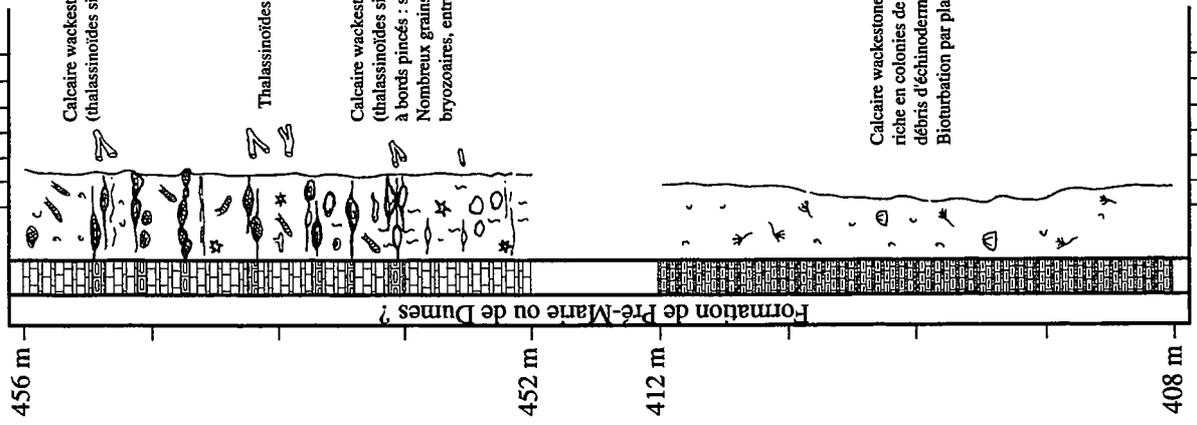


408 m

399 m

Lithologie / Granulométrie

Angle 50° Sable Gravier Conglomérat



456 m

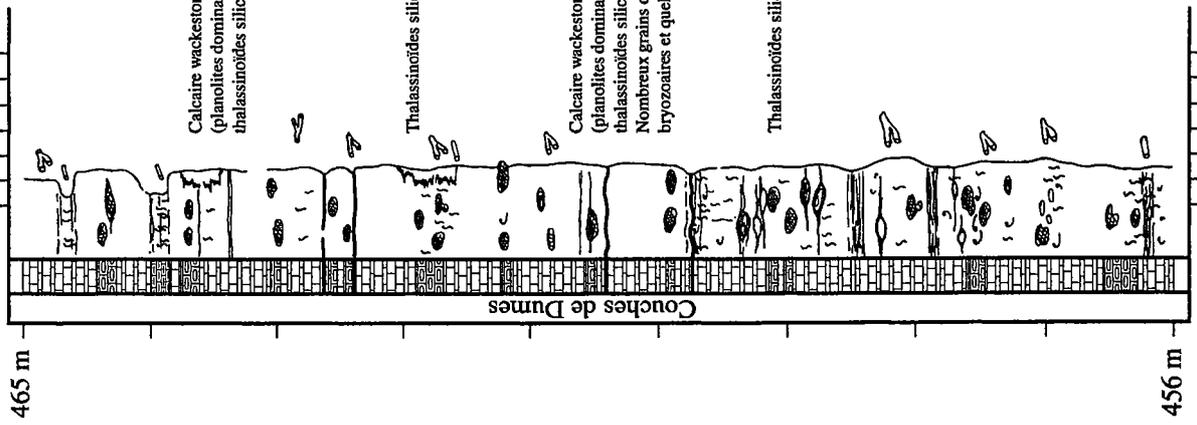
452 m

412 m

408 m

Lithologie / Granulométrie

Angle 50° Sable Gravier Conglomérat



465 m

456 m



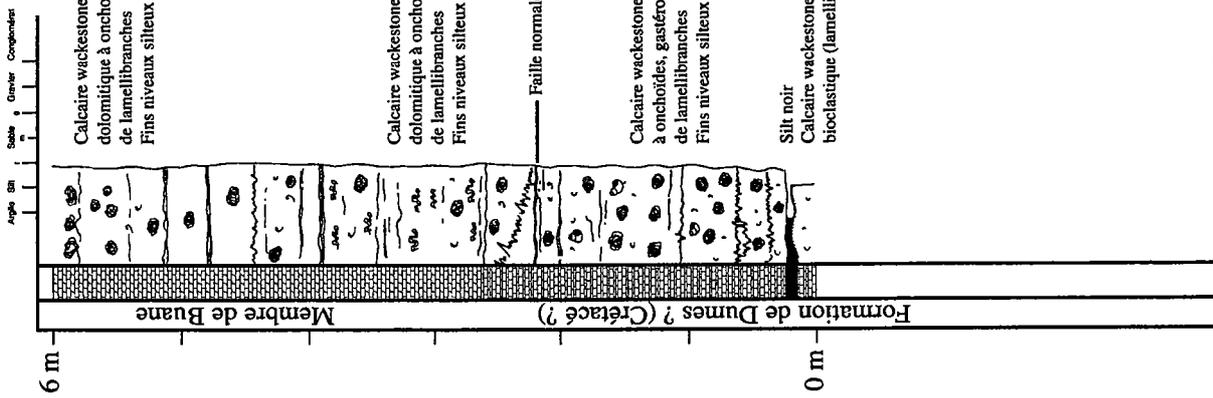
ANNEXE DU CHAPITRE 3

DÉSCRIPTIONS SÉDIMENTOLOGIQUES DES FACIÈS SUR CAROTTES (Logs présentés au 1/60 ème)

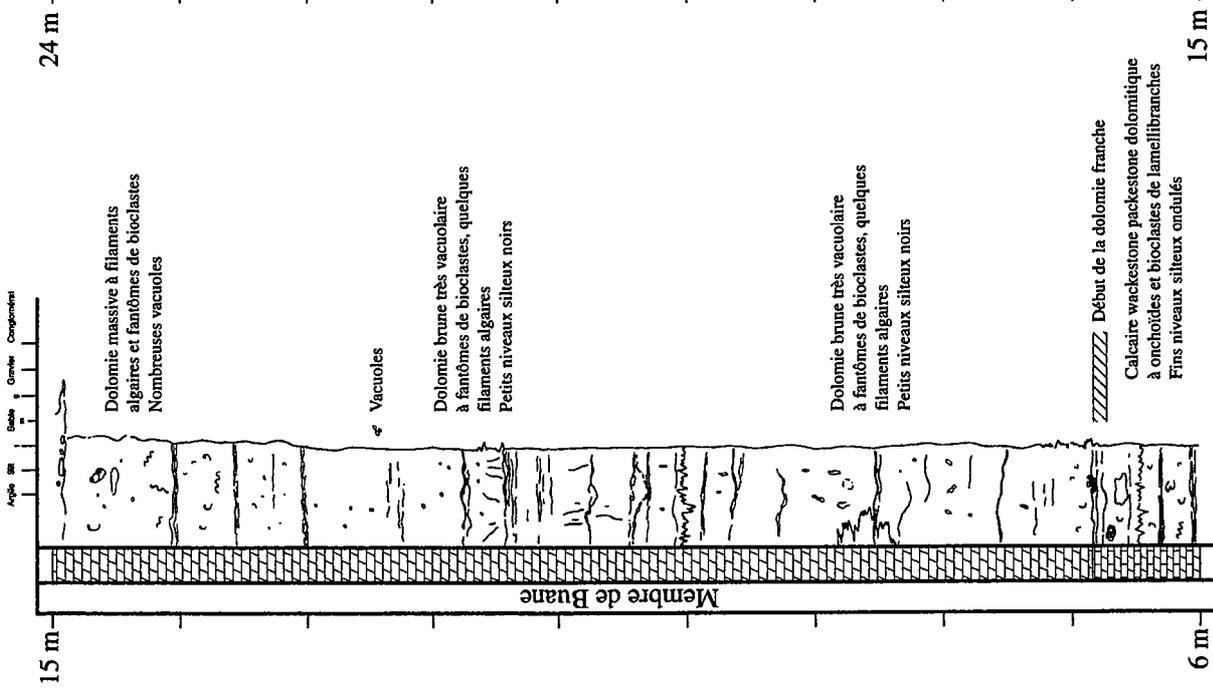
PUITS LANDES DE SIOUGOS 2

Crétacé supérieur (Formation de Dumes)
au
Priabonien (Formation des Marnes de Campagne)

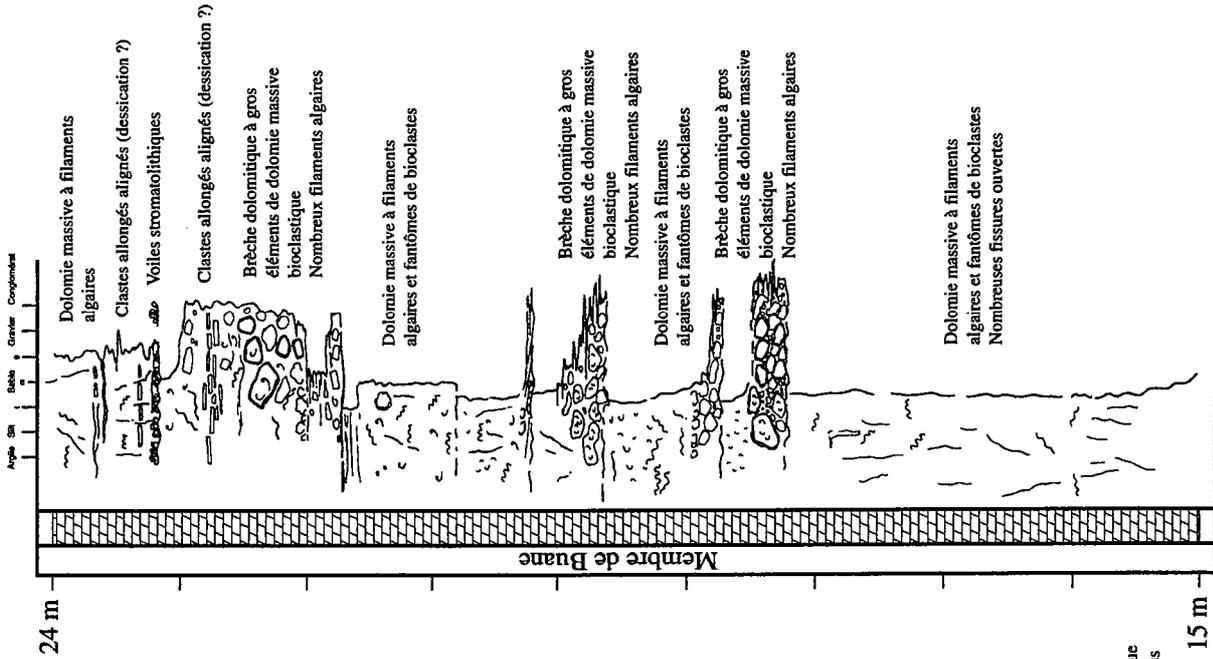
Lithologie / Granulométrie

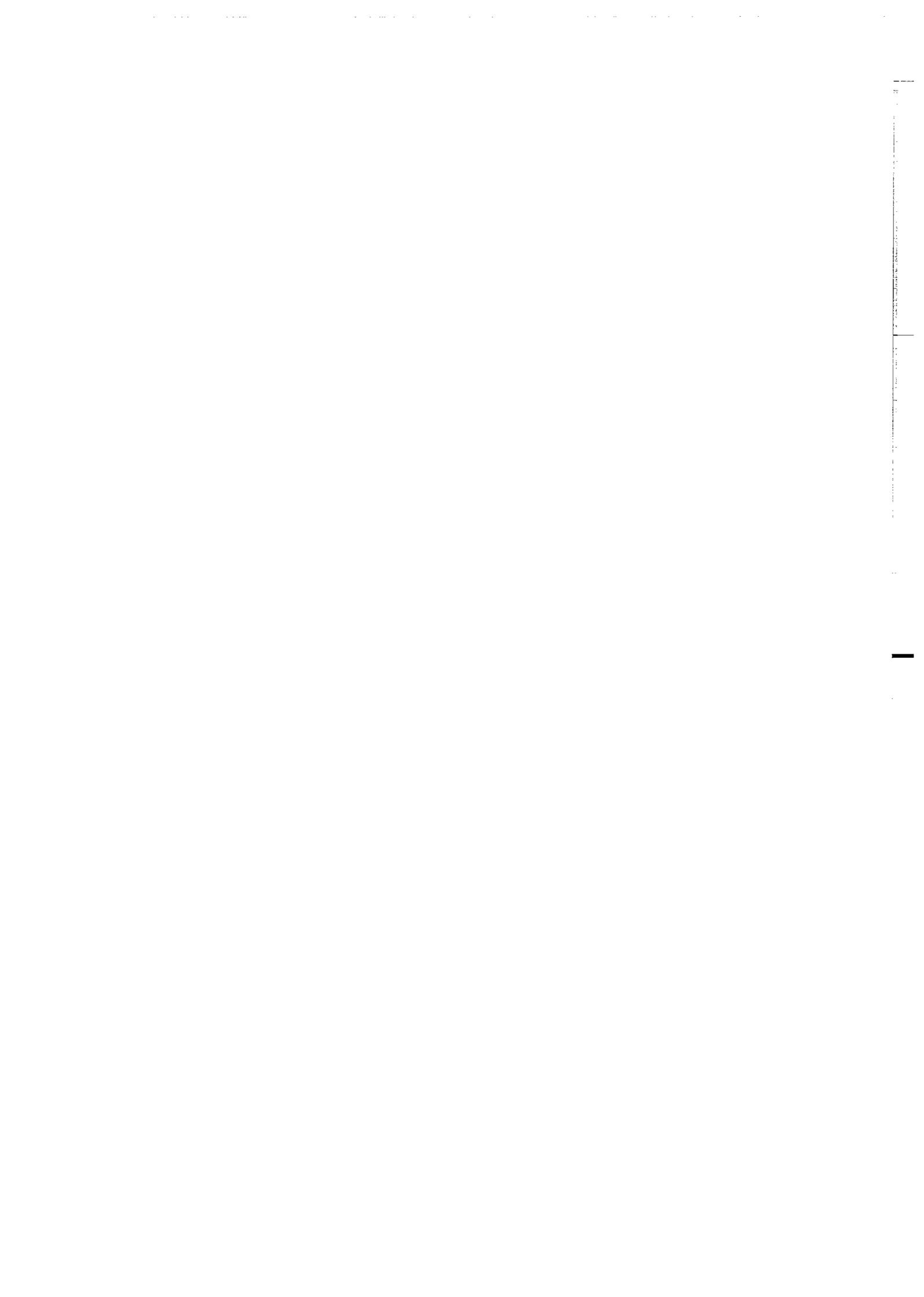


Lithologie / Granulométrie

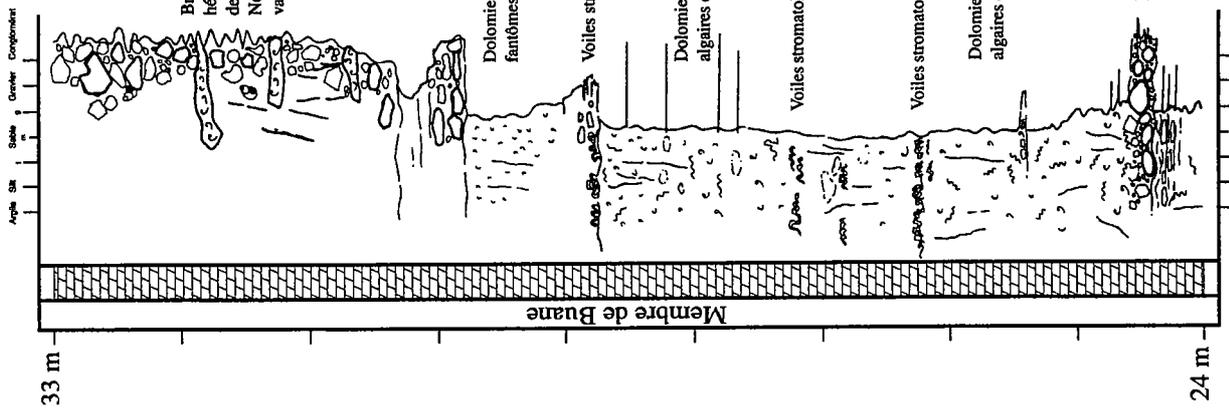


Lithologie / Granulométrie

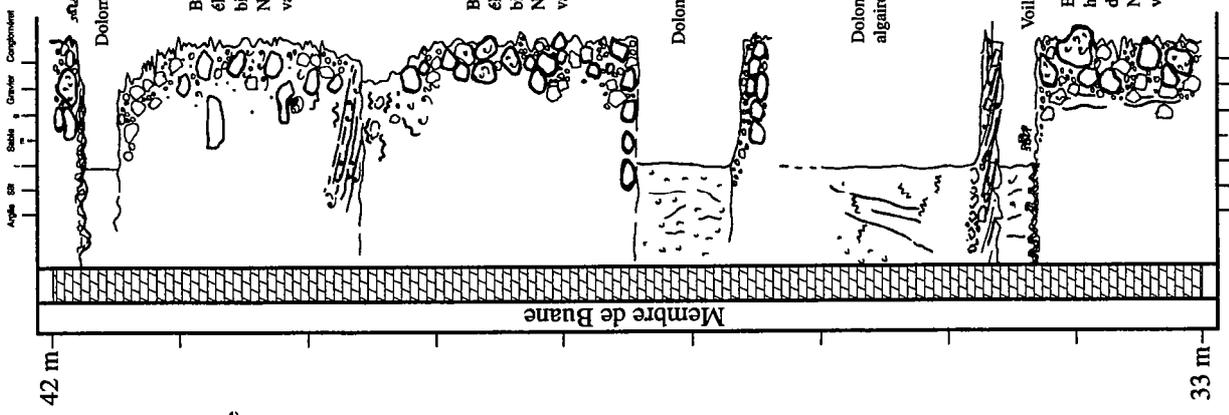




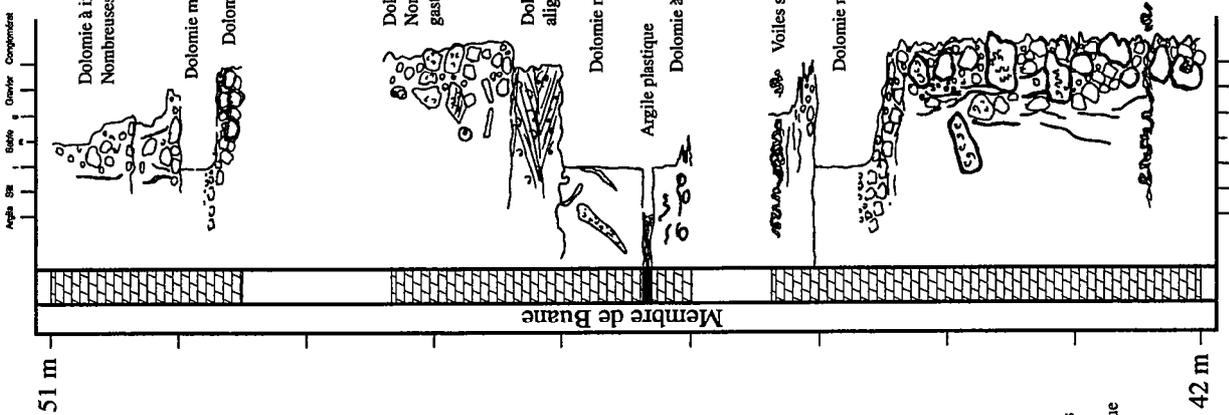
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie

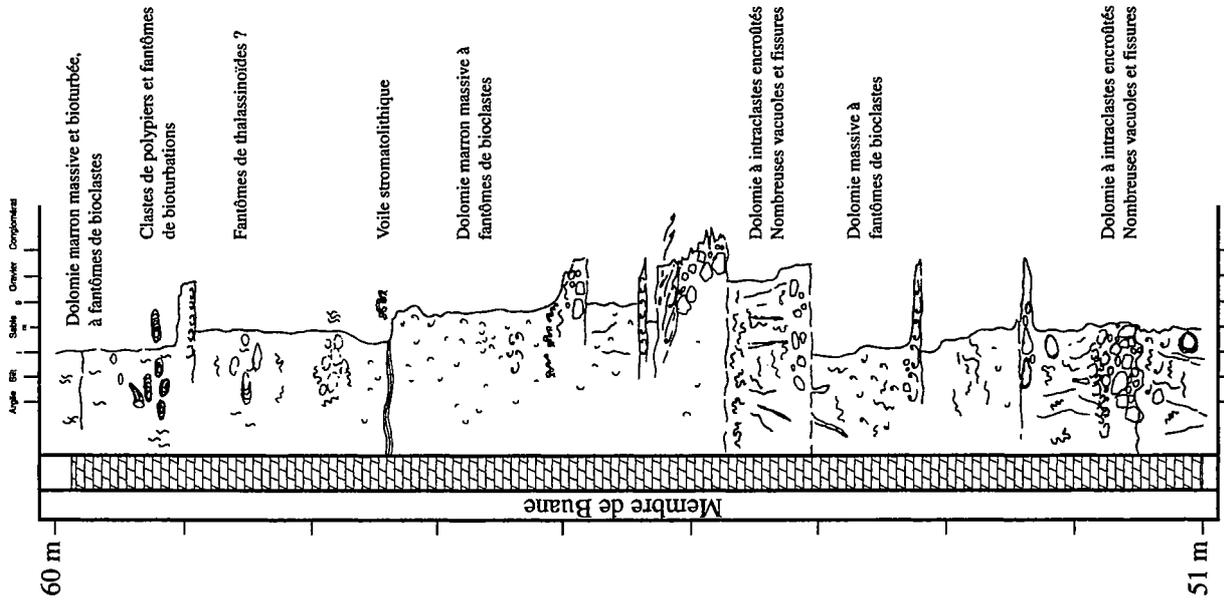


Lithologie / Granulométrie

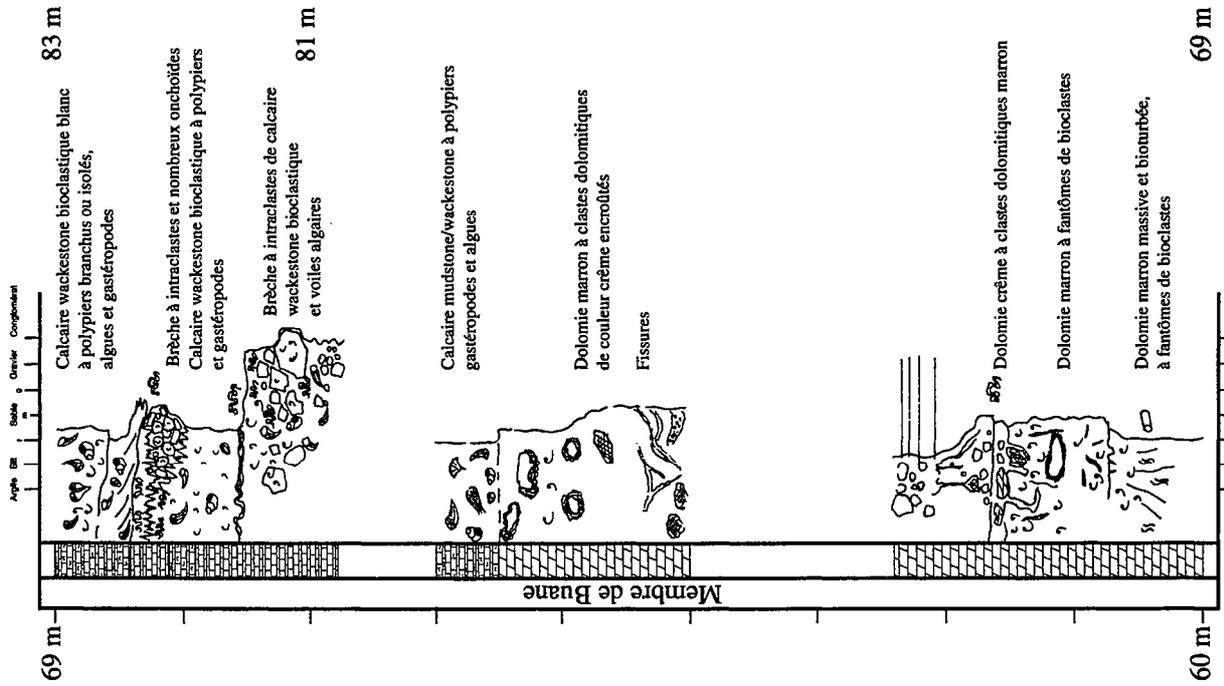




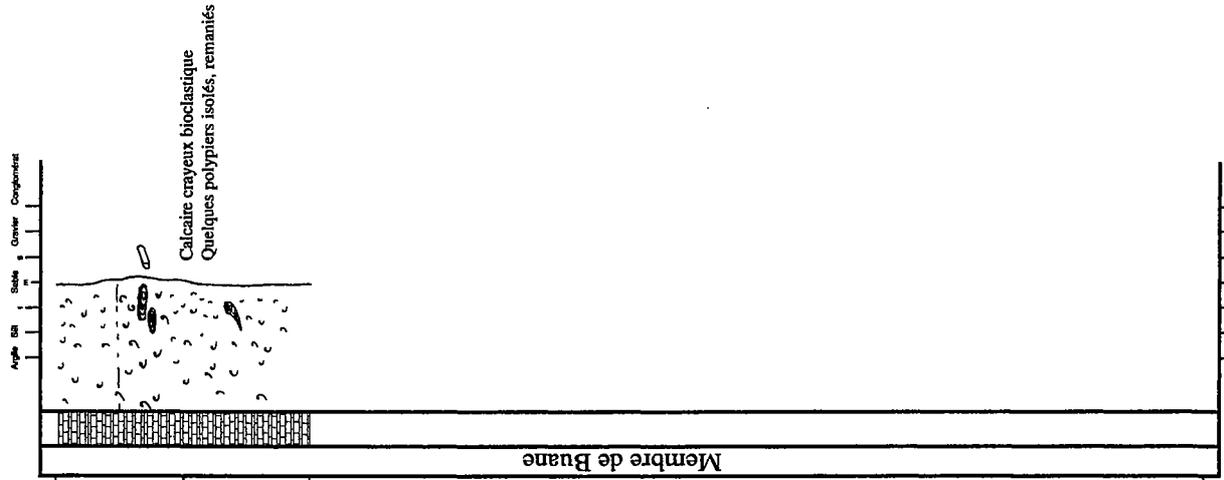
Lithologie / Granulométrie

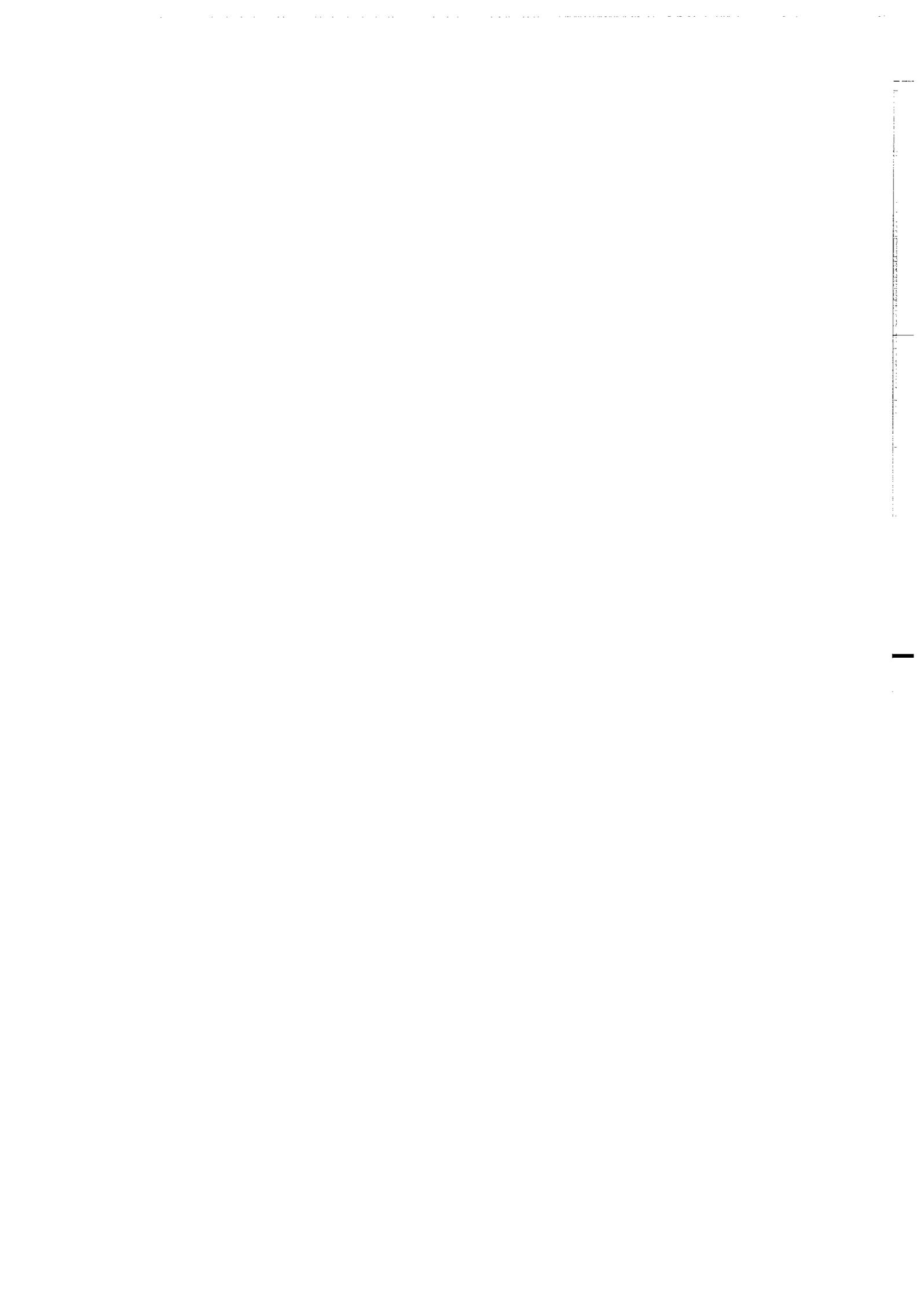


Lithologie / Granulométrie



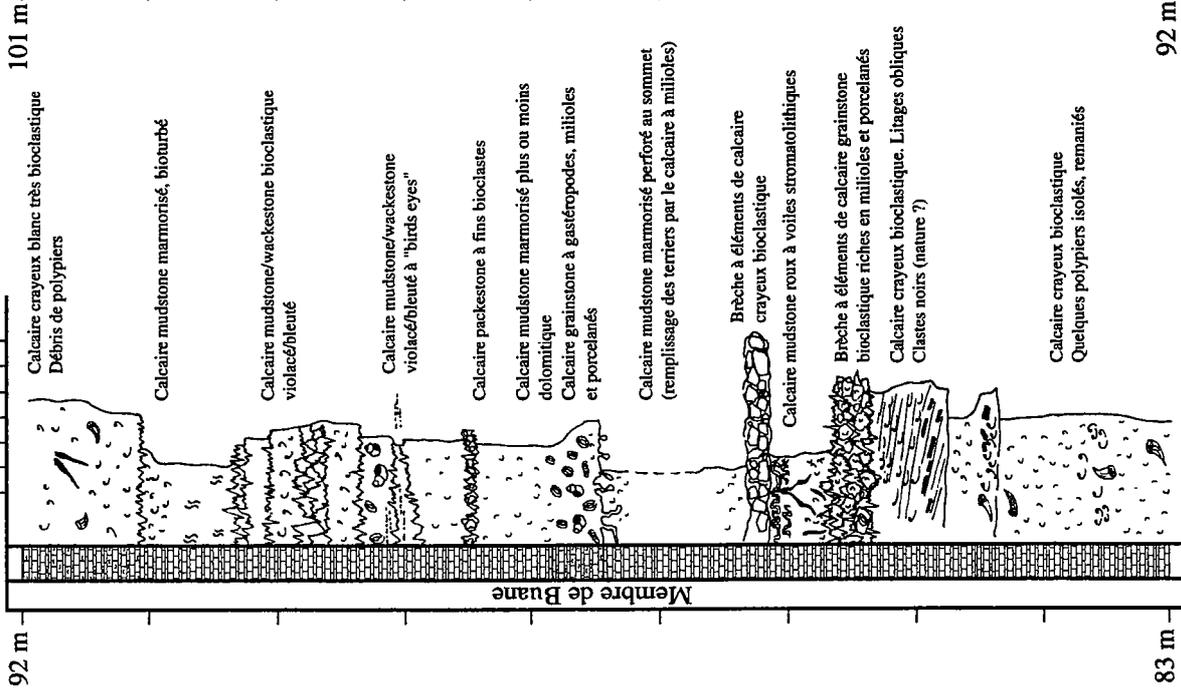
Lithologie / Granulométrie





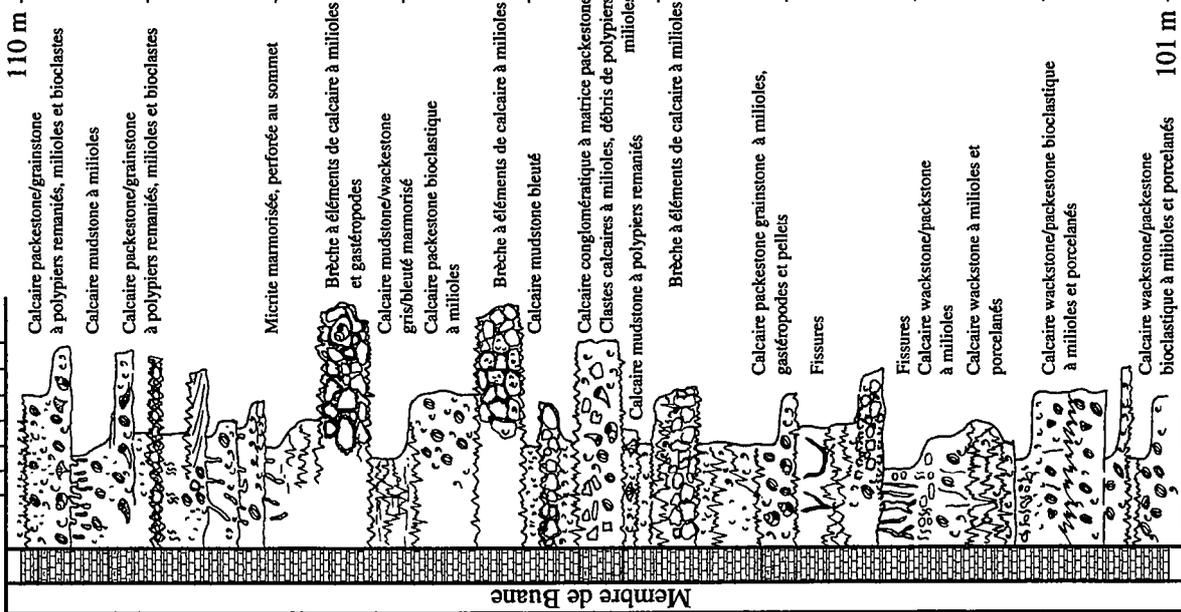
Lithologie / Granulométrie

Argile SR Sable Gravier Conglomérat



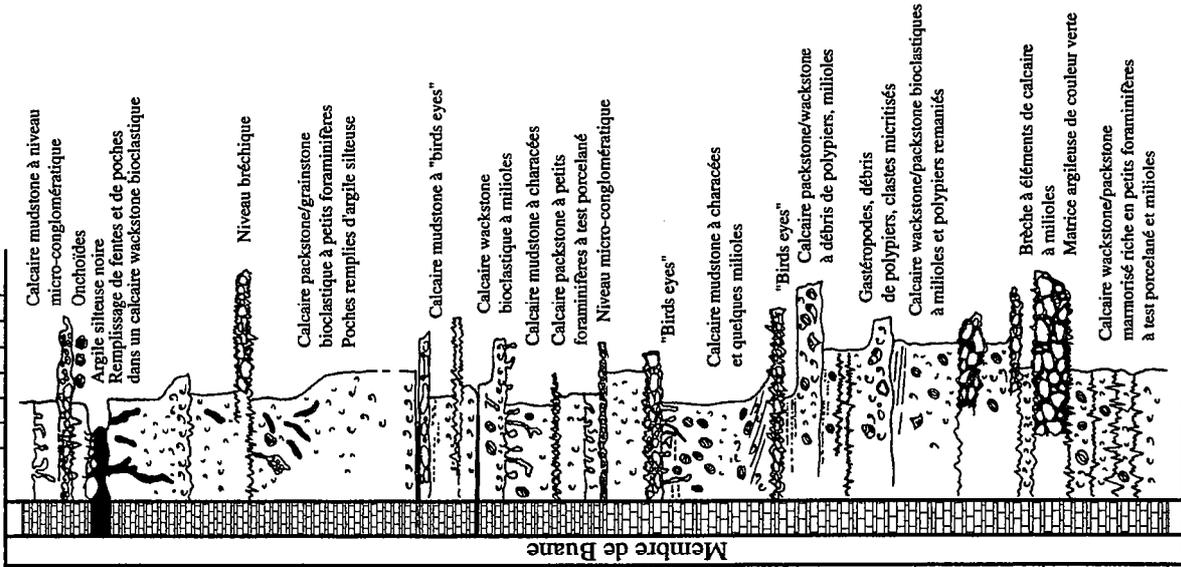
Lithologie / Granulométrie

Argile SR Sable Gravier Conglomérat



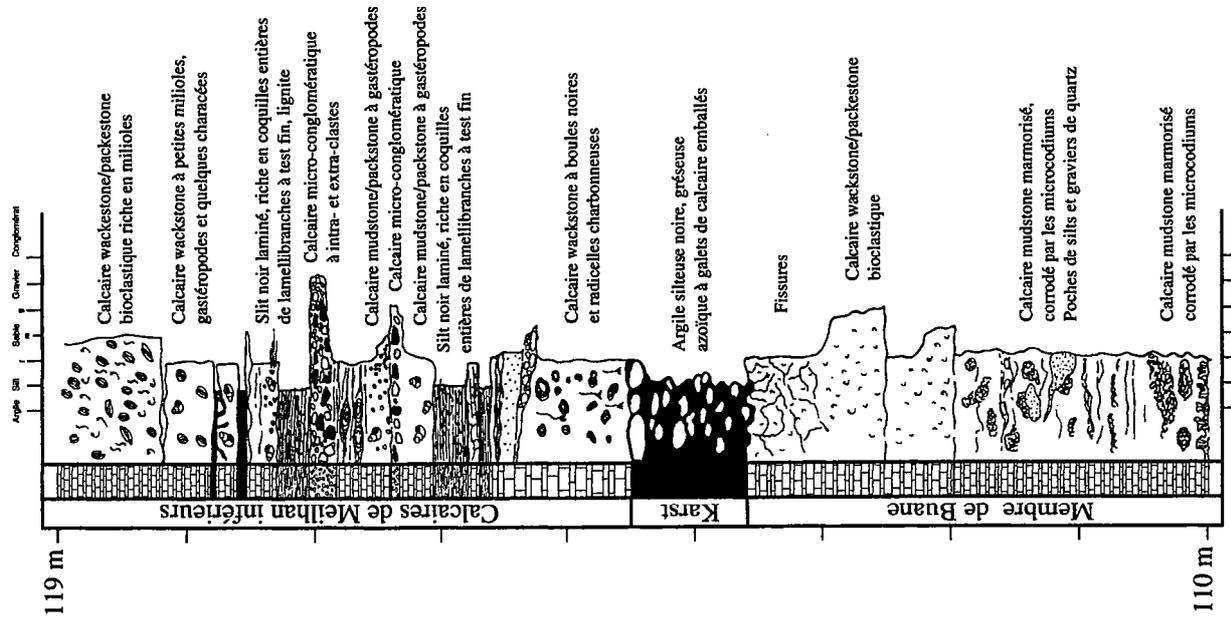
Lithologie / Granulométrie

Argile SR Sable Gravier Conglomérat

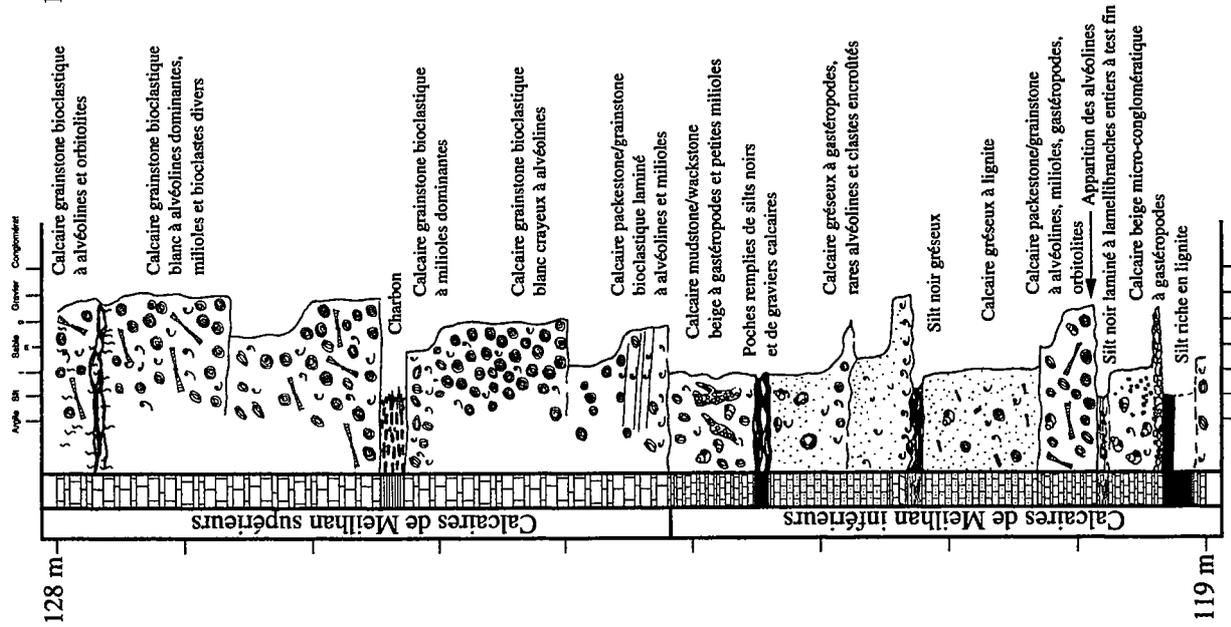




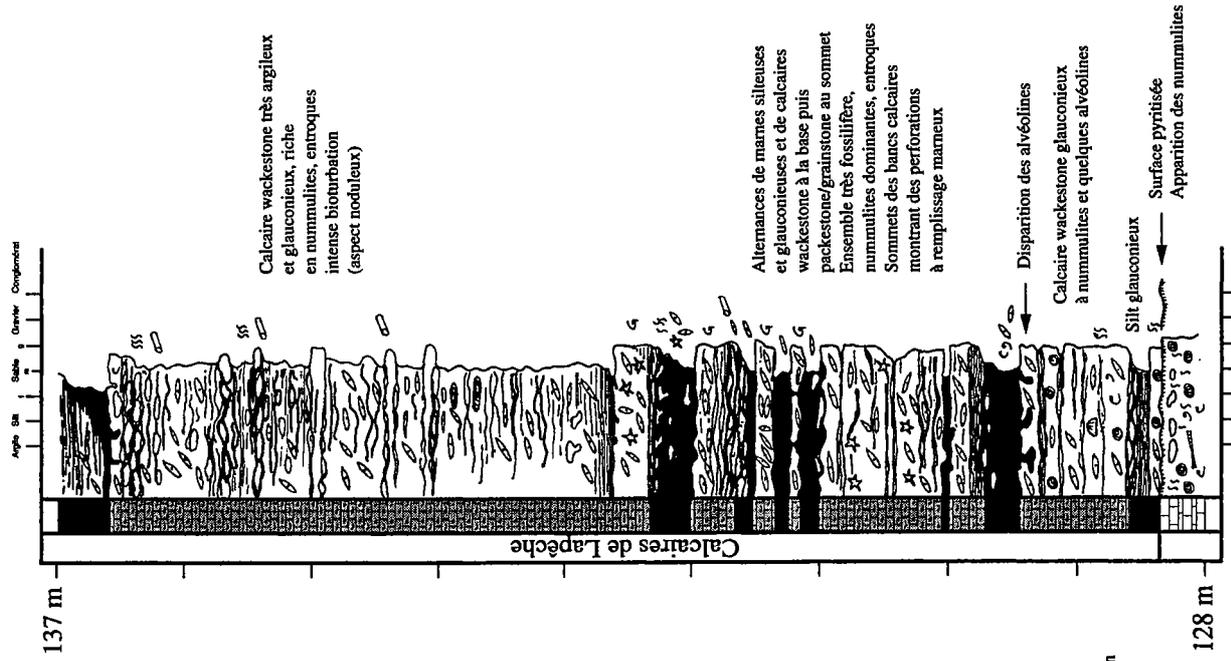
Lithologie / Granulométrie

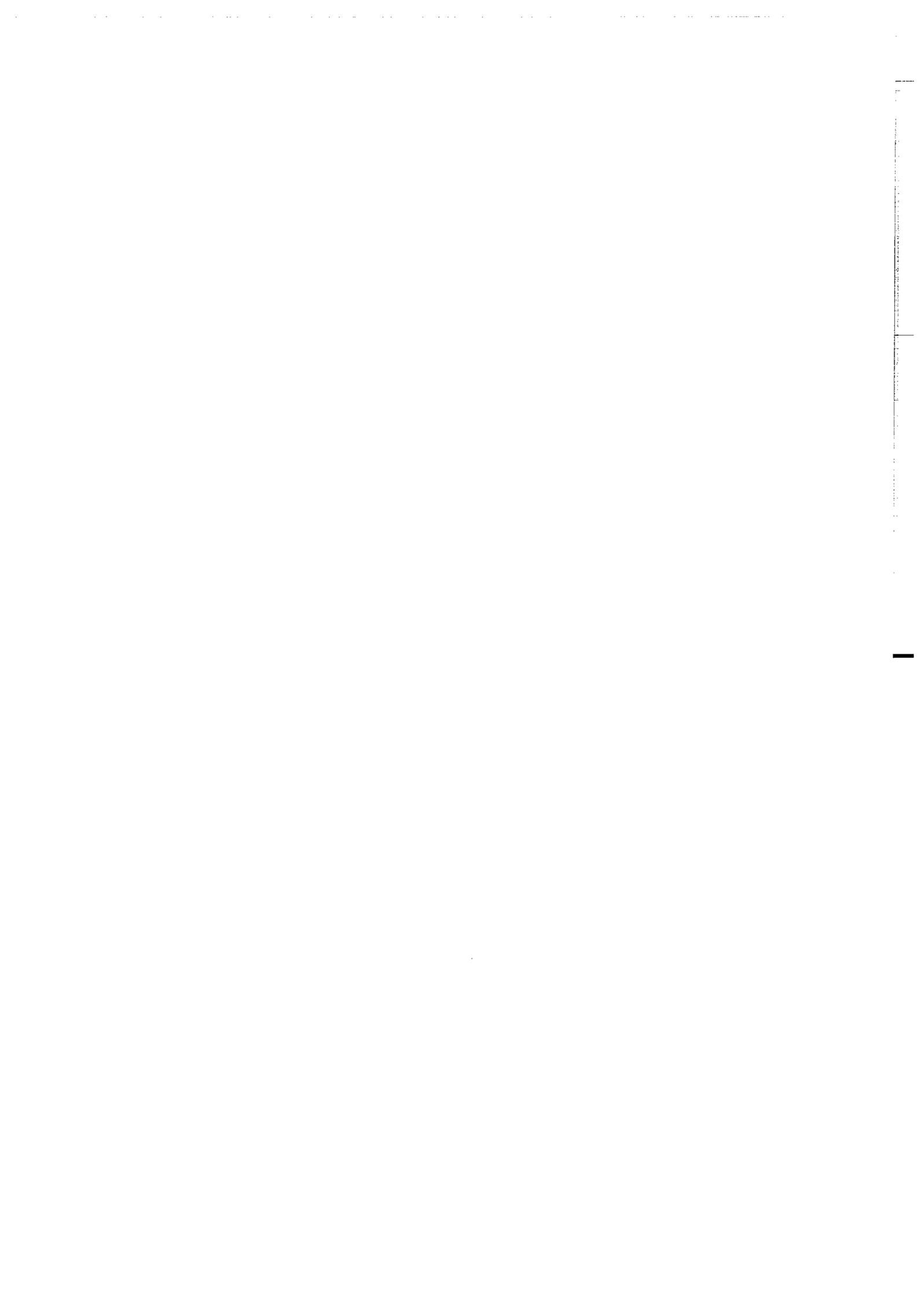


Lithologie / Granulométrie

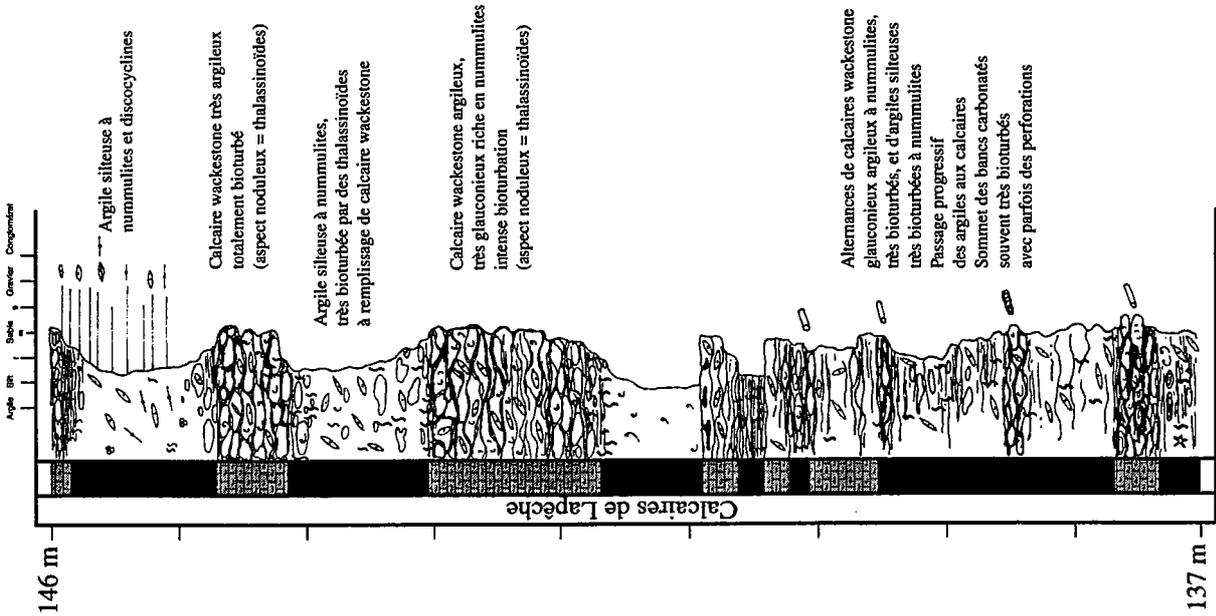


Lithologie / Granulométrie

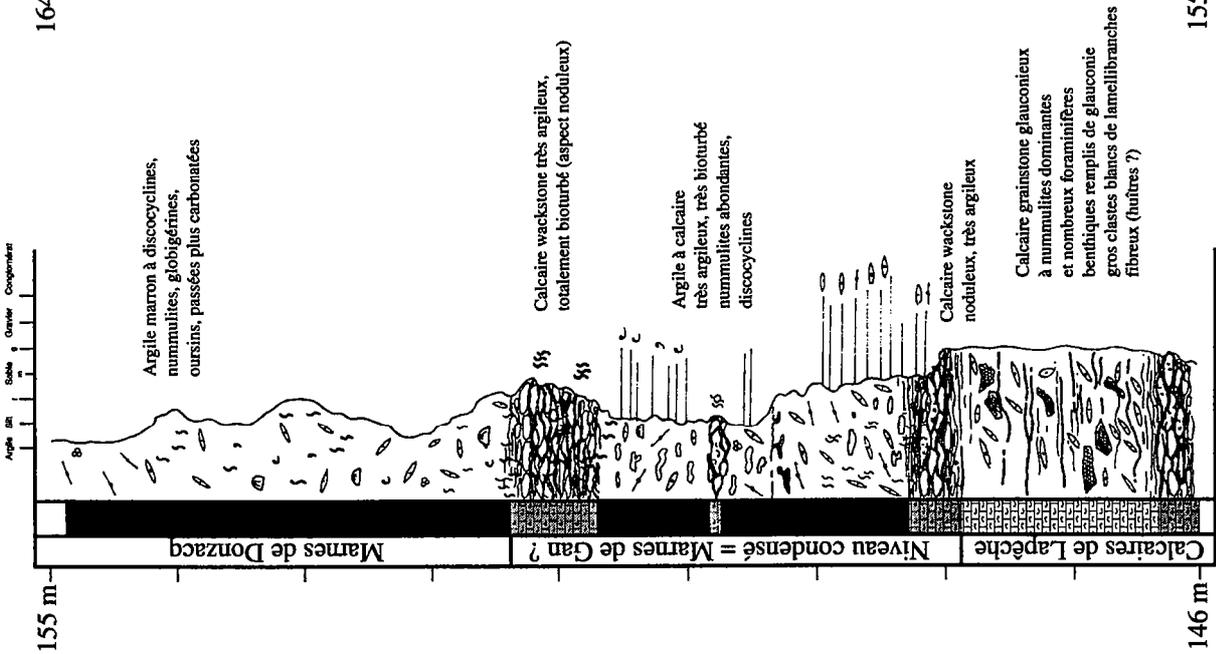




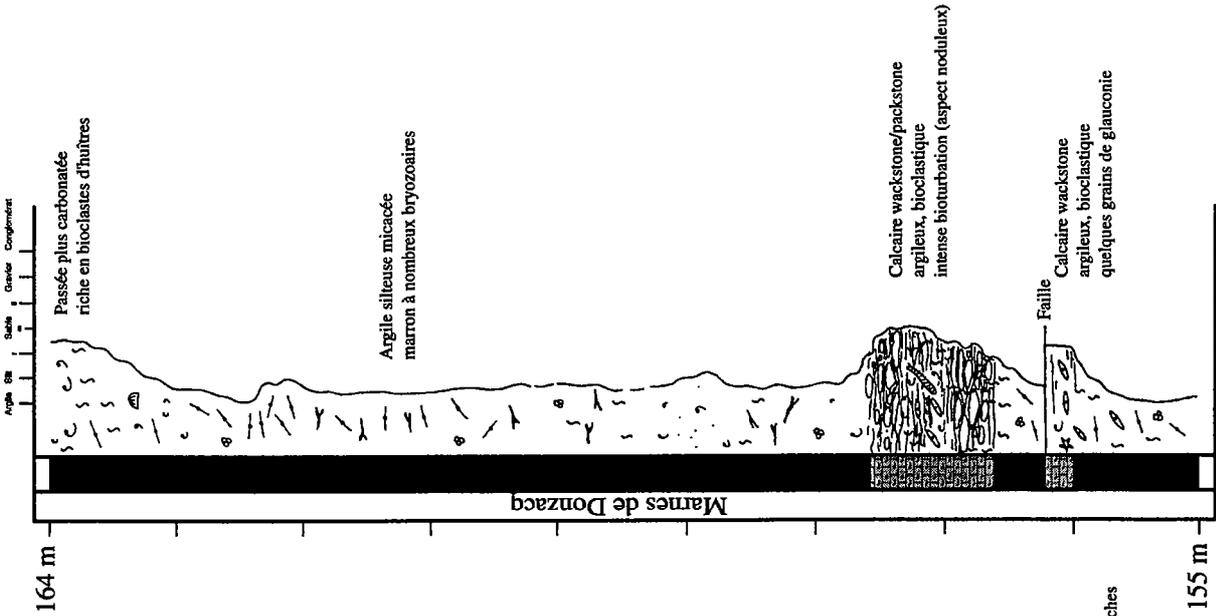
Lithologie / Granulométrie



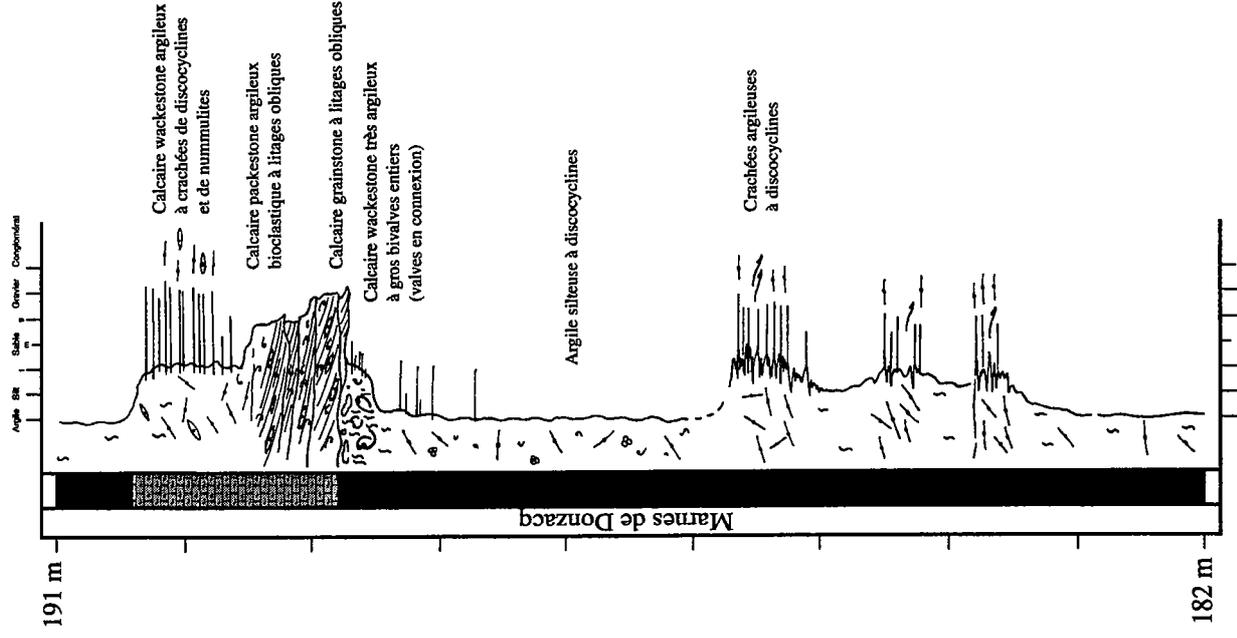
Lithologie / Granulométrie



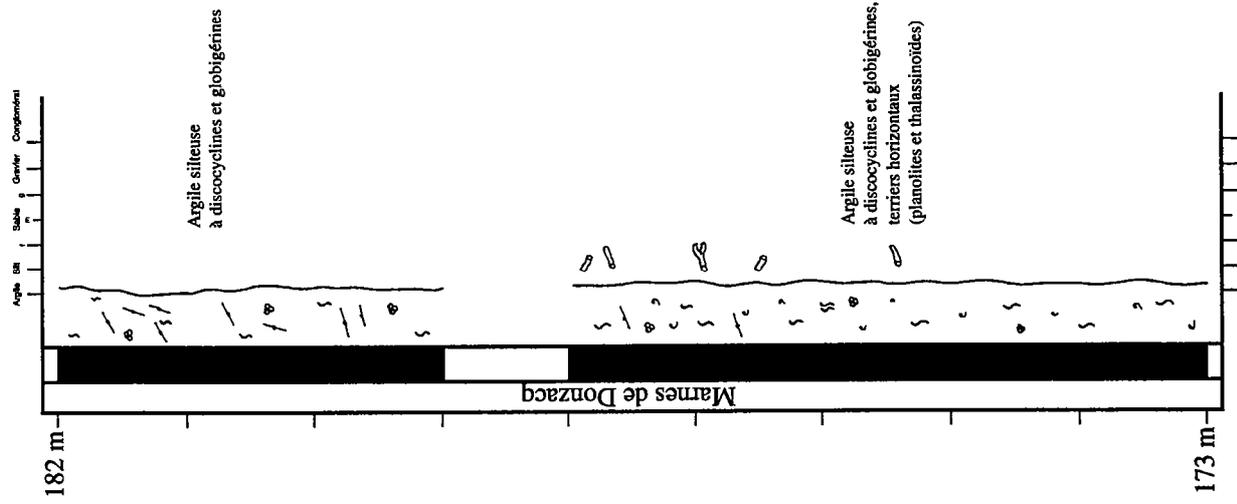
Lithologie / Granulométrie



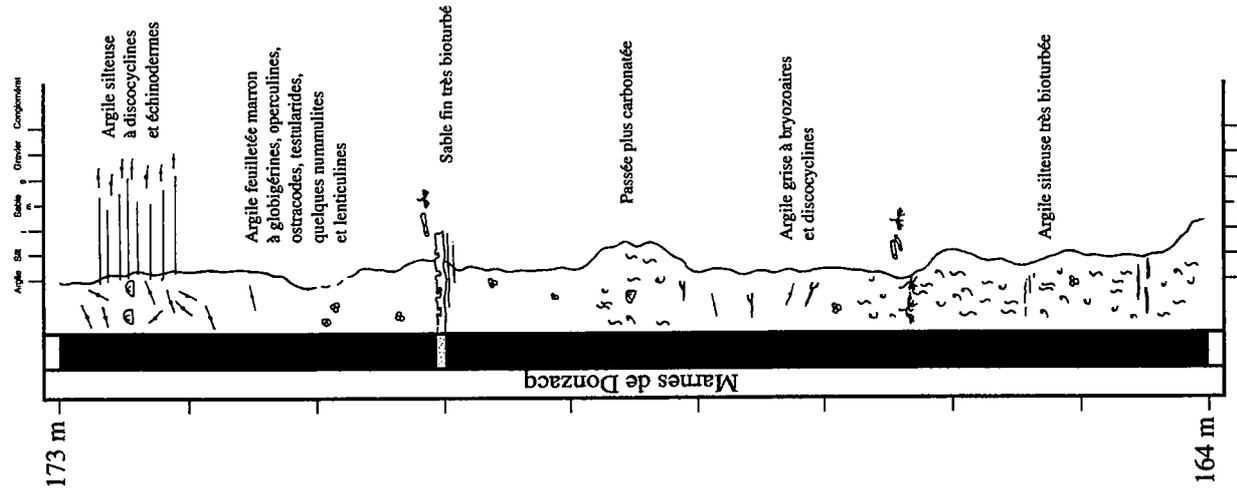
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie

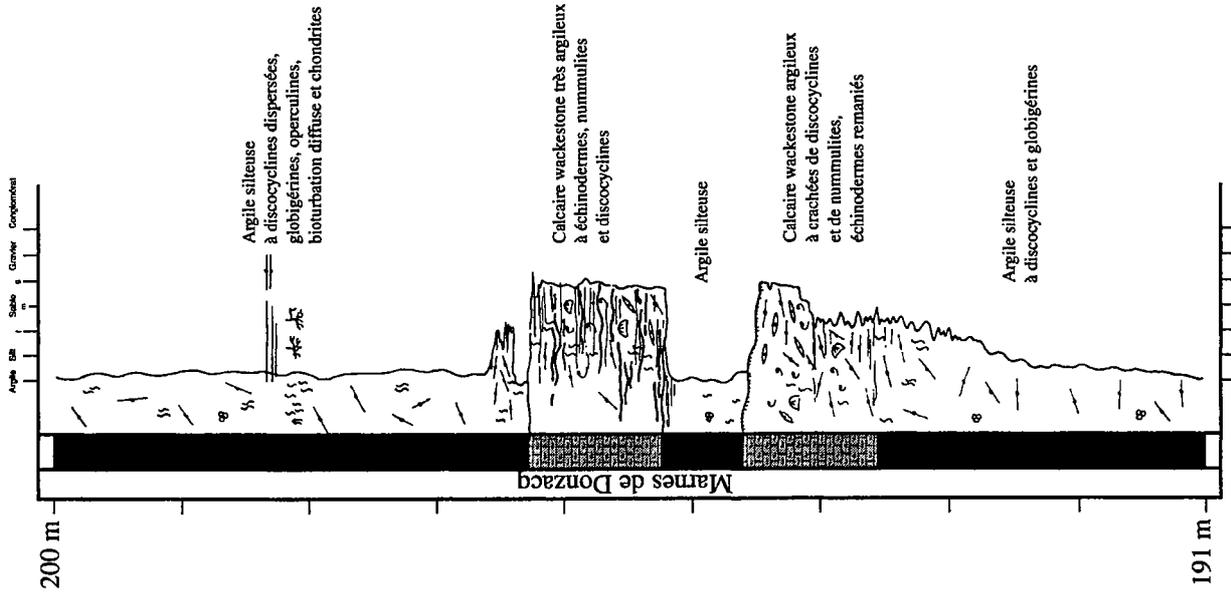


Lithologie / Granulométrie

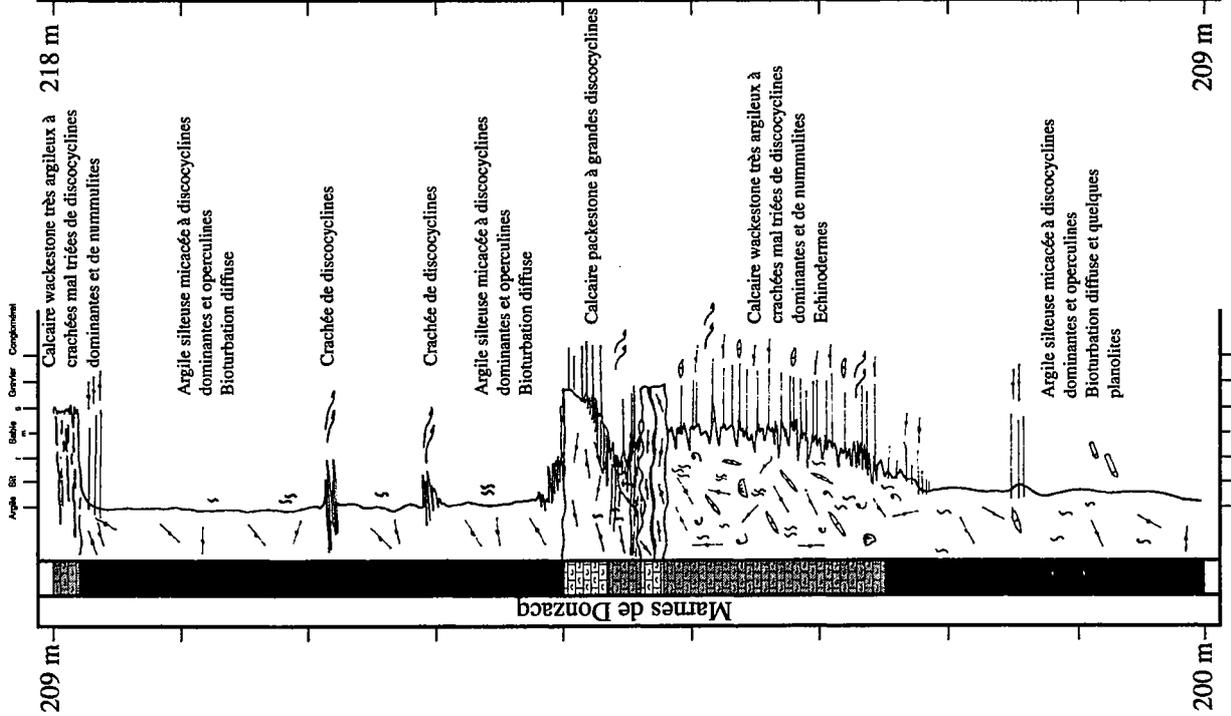




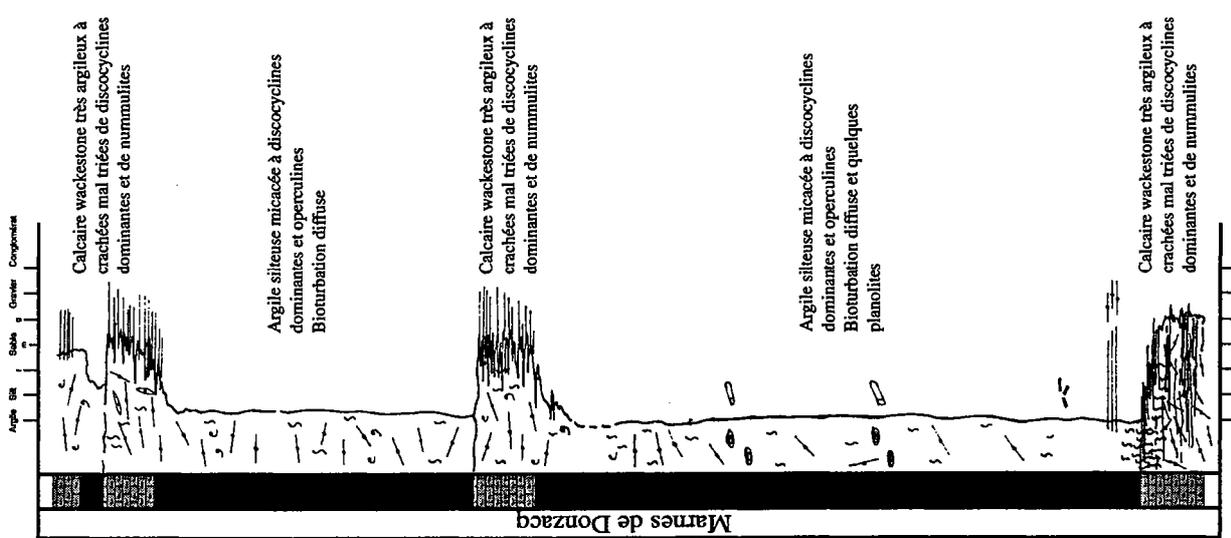
Lithologie / Granulométrie

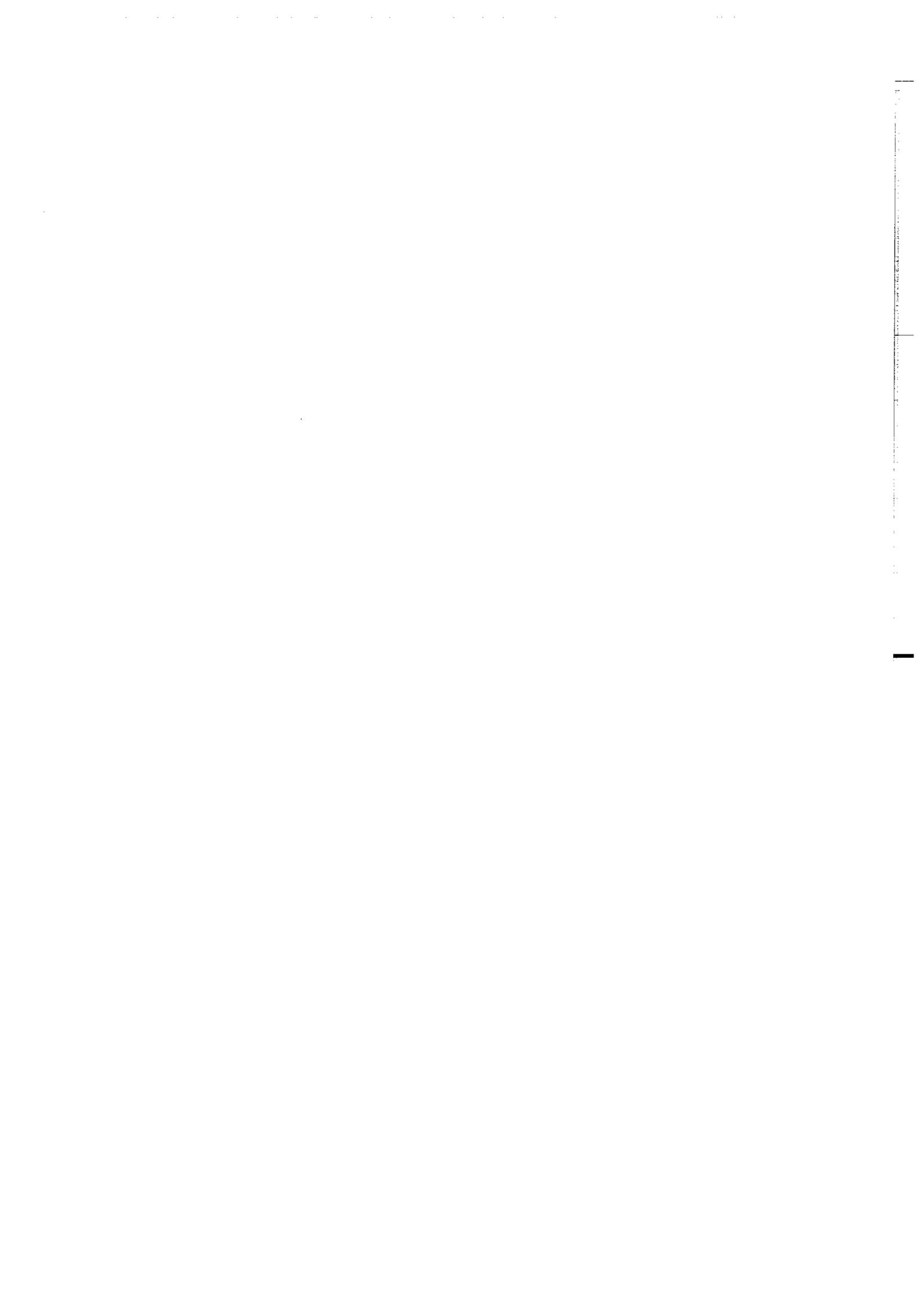


Lithologie / Granulométrie



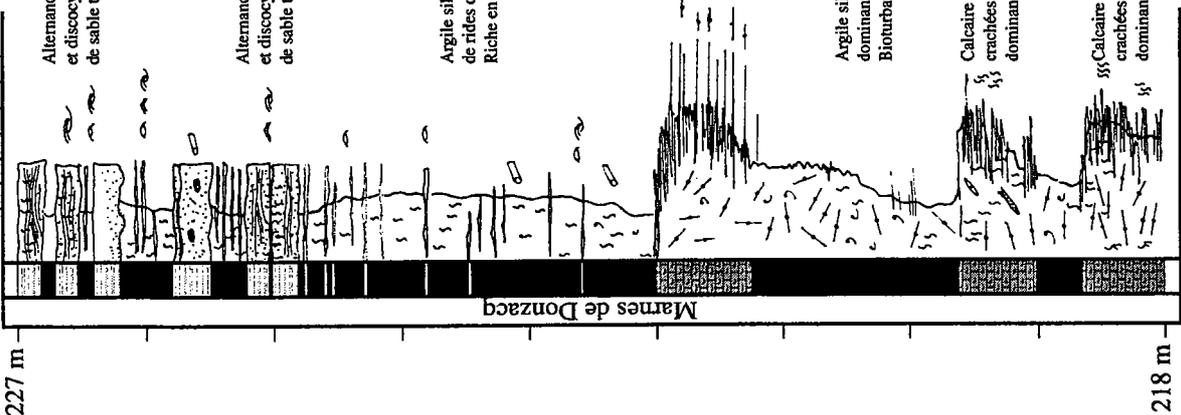
Lithologie / Granulométrie





Lithologie / Granulométrie

Argile Silt
Sable
Gravier
Complément



Alternances d'argile silteuse à operculines et discoocyclines, à structures lenticulaires de sable très fin et de sable argileux à HCS

Alternances d'argile silteuse à operculines et discoocyclines, à structures lenticulaires de sable très fin et de sable argileux à HCS

Argile silteuse à structures lenticulaires de rides de vagues ou d'HCS Riche en discoocyclines

Calcaire wackestone très argileux à crachées mal triées de discoocyclines dominantes et de nummulites

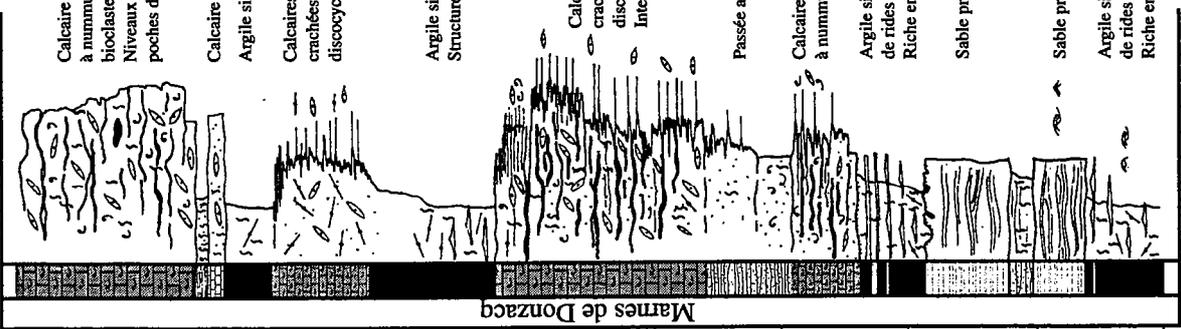
Argile silteuse micacée à discoocyclines dominantes et operculines Bioturbation diffuse

Calcaire wackestone très argileux à crachées mal triées de discoocyclines dominantes et de nummulites

Calcaire wackestone très argileux à crachées mal triées de discoocyclines dominantes et de nummulites

Lithologie / Granulométrie

Argile Silt
Sable
Gravier
Complément



Calcaire wackestone très argileux à nummulites dominantes et bioclastes de lamellibranches Niveaux d'argile ondulés et poches d'argile

Calcaire gréseux à nummulites

Argile silteuse à operculines et discoocyclines

Calcaires wackestone très argileux à crachées mal triées de nummulites et discoocyclines

Argile silteuse à operculines et discoocyclines Structures lenticulaires de sable très fin

Calcaires wackestone très argileux à crachées mal triées de nummulites et discoocyclines parfois ferruginisés Intense bioturbation

Passée argilo-sableuse

Calcaire wackestone argilo-gréseux à nummulites et discoocyclines

Argile silteuse à structures lenticulaires de rides de vagues ou d'HCS Riche en discoocyclines

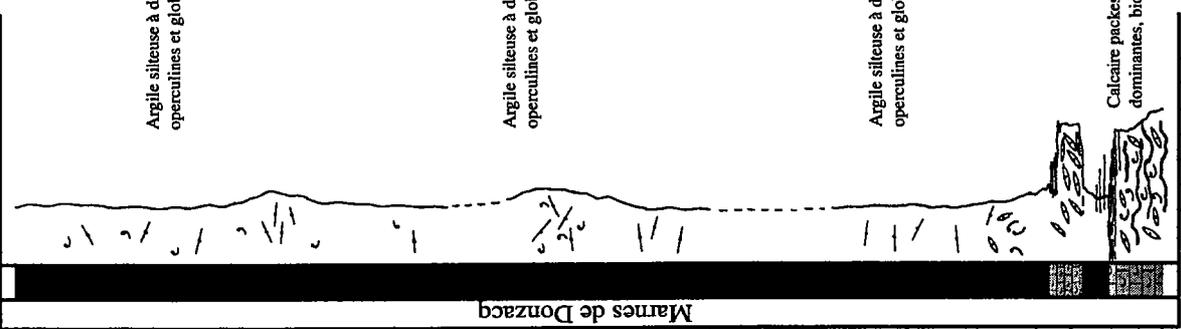
Sable propre et bien classé à HCS

Sable propre et bien classé à HCS

Argile silteuse à structures lenticulaires de rides de vagues ou d'HCS Riche en discoocyclines

Lithologie / Granulométrie

Argile Silt
Sable
Gravier
Complément

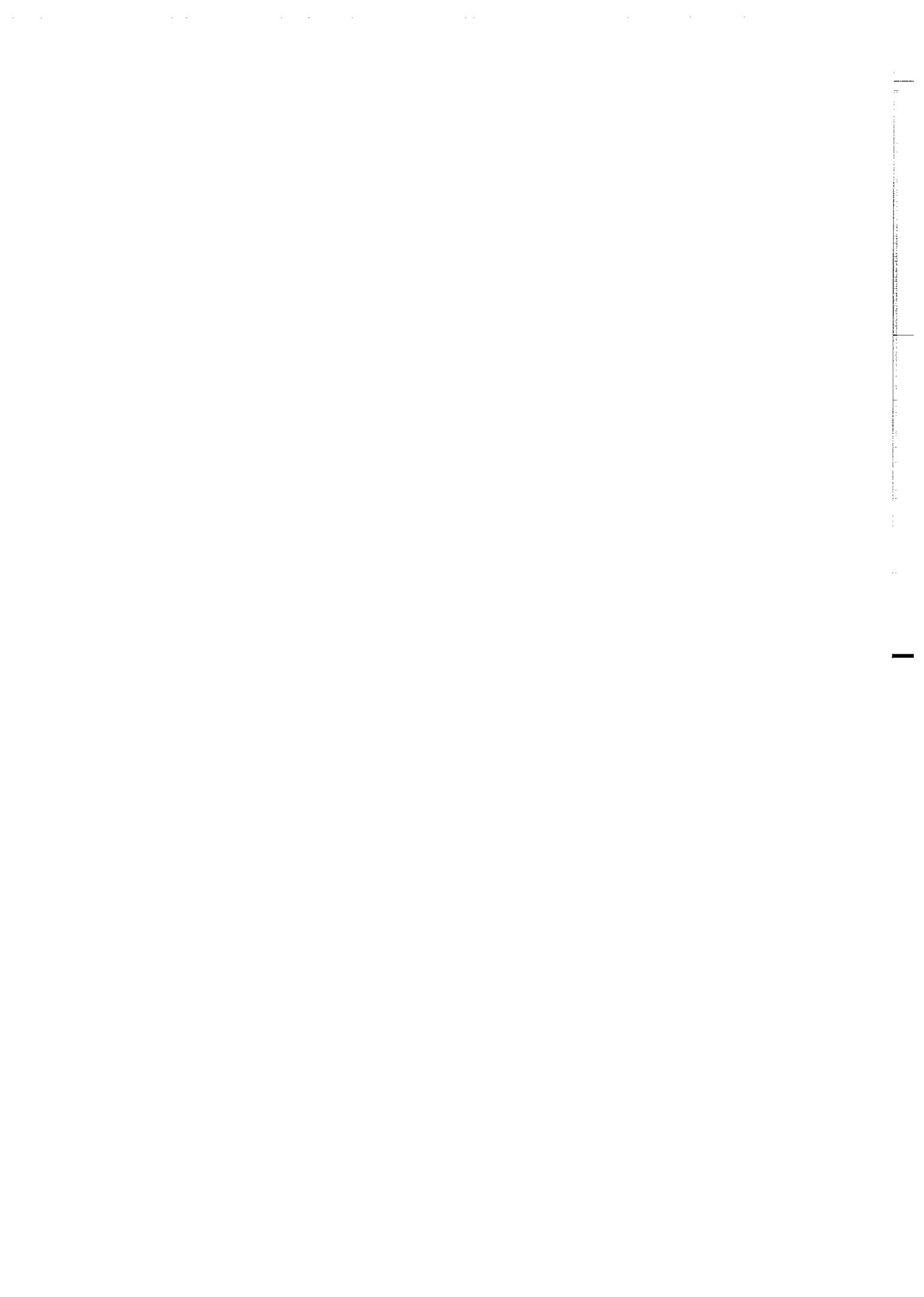


Argile silteuse à discoocyclines operculines et globigérines

Argile silteuse à discoocyclines operculines et globigérines

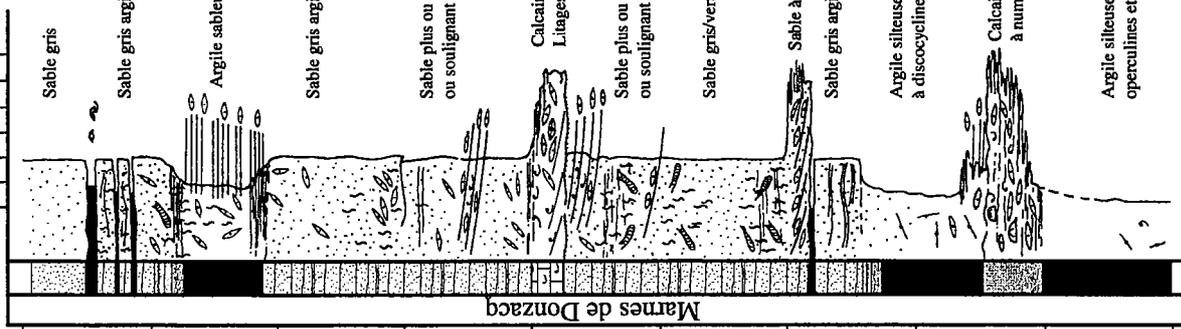
Argile silteuse à discoocyclines operculines et globigérines

Calcaire packstone très argileux à nummulite dominantes, bioclastes de lamellibranches



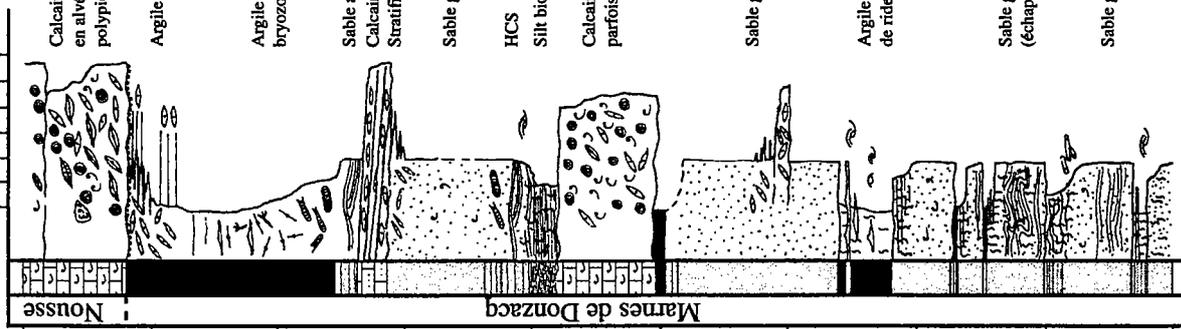
Lithologie / Granulométrie

Argile BI | Sable | Gravier | Conglomérat



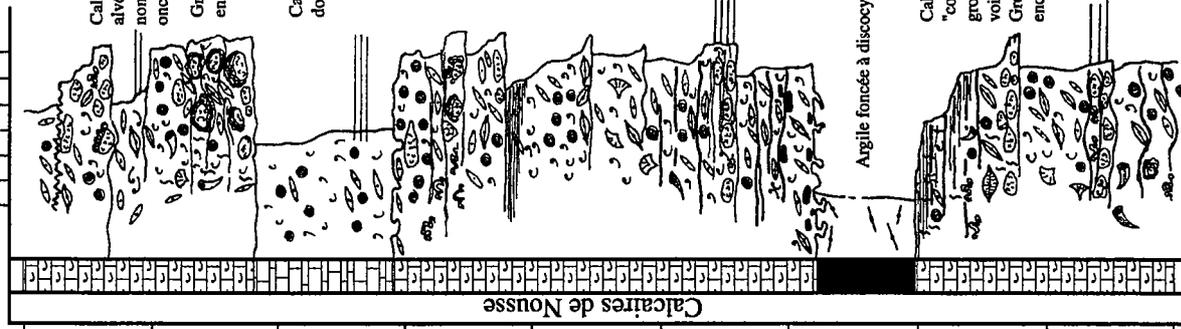
Lithologie / Granulométrie

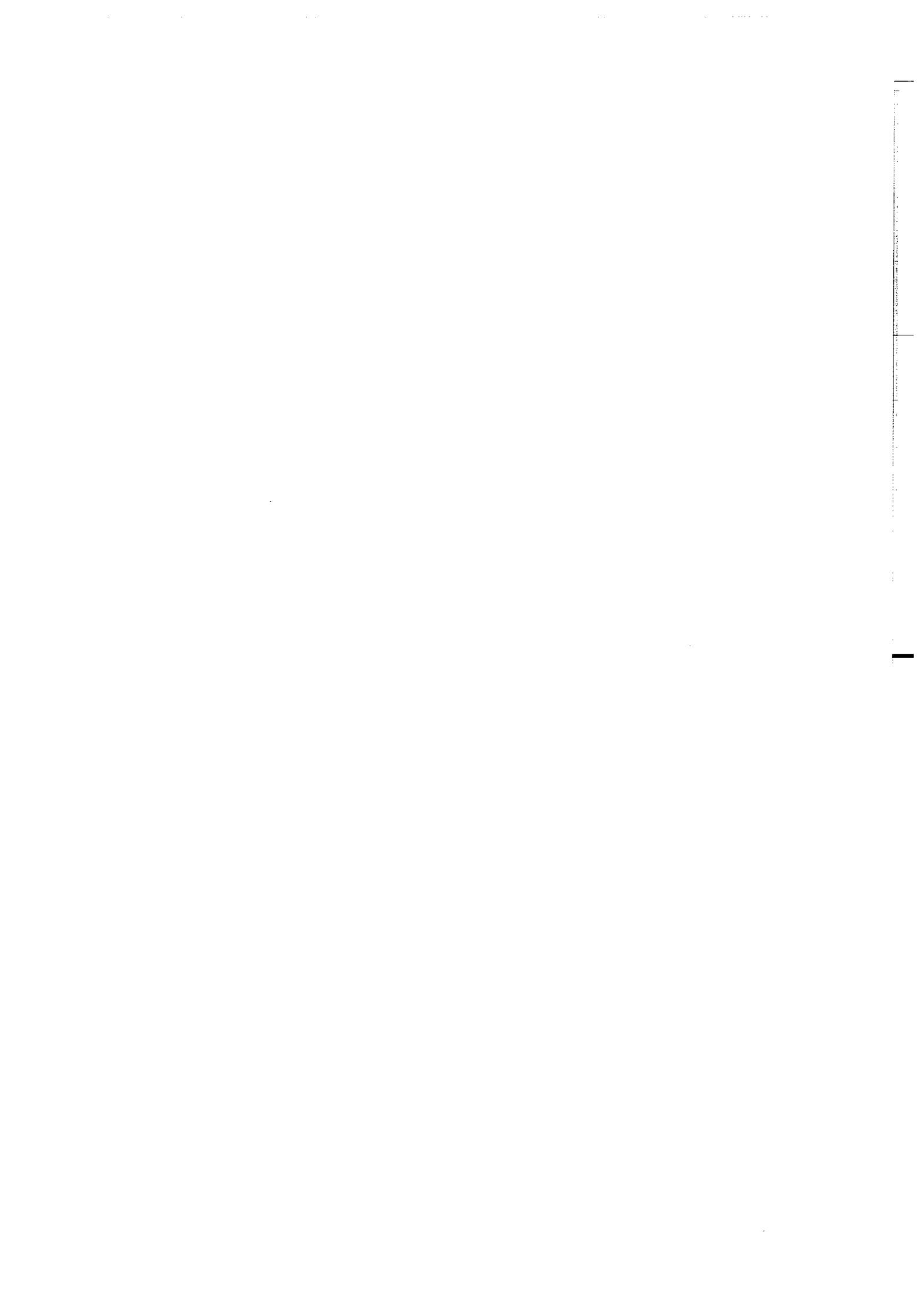
Argile BI | Sable | Gravier | Conglomérat



Lithologie / Granulométrie

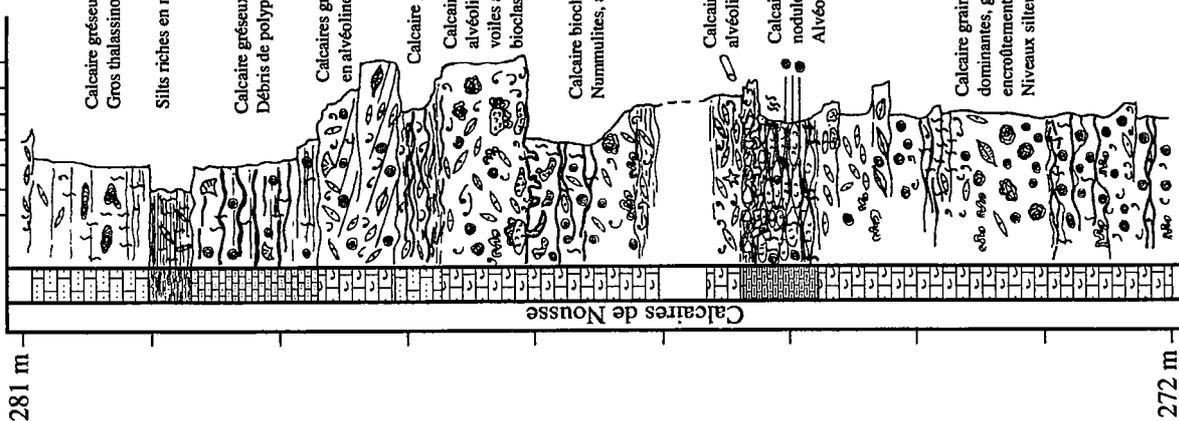
Argile BI | Sable | Gravier | Conglomérat





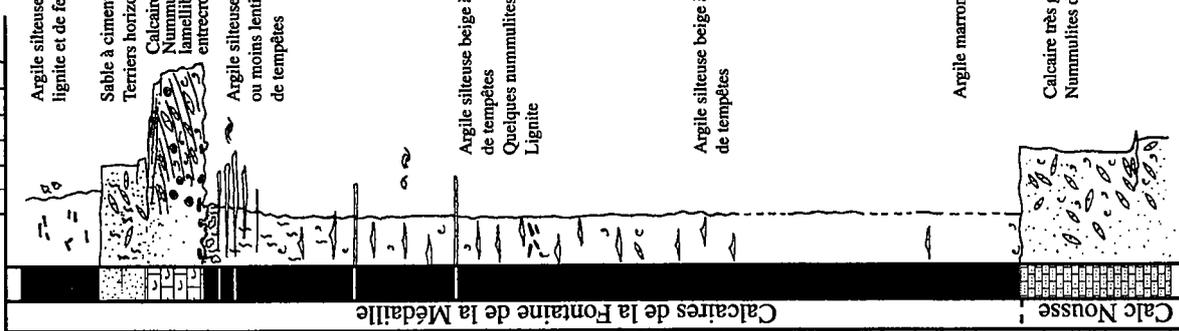
Lithologie / Granulométrie

Argile Silt Gravier Congrément



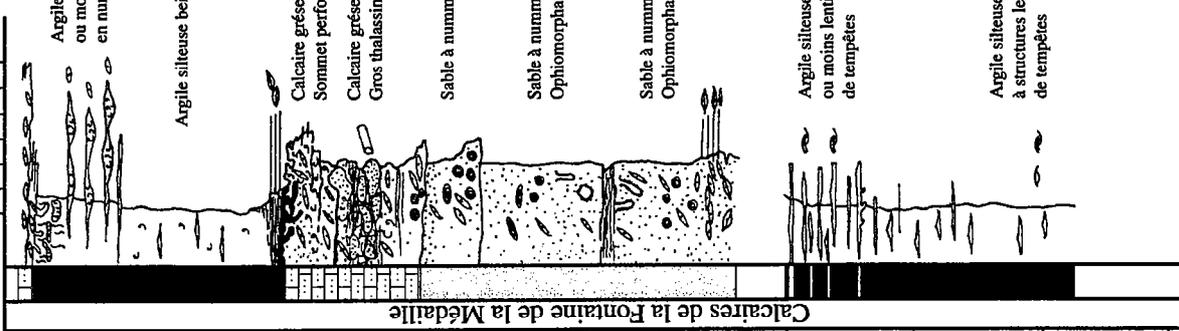
Lithologie / Granulométrie

Argile Silt Gravier Congrément



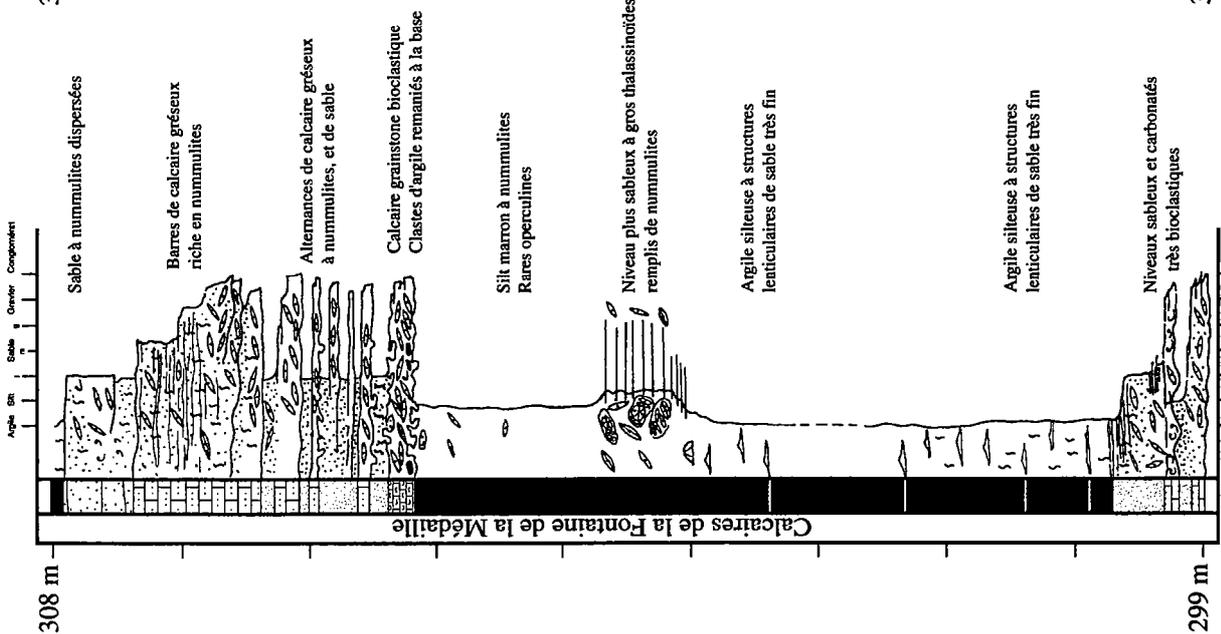
Lithologie / Granulométrie

Argile Silt Gravier Congrément

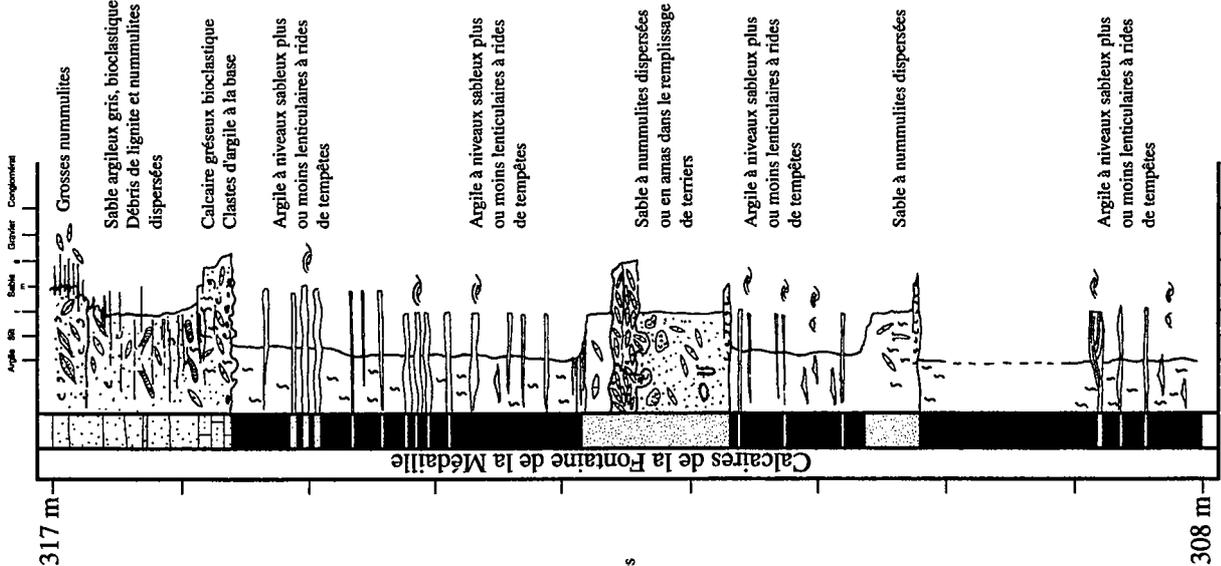




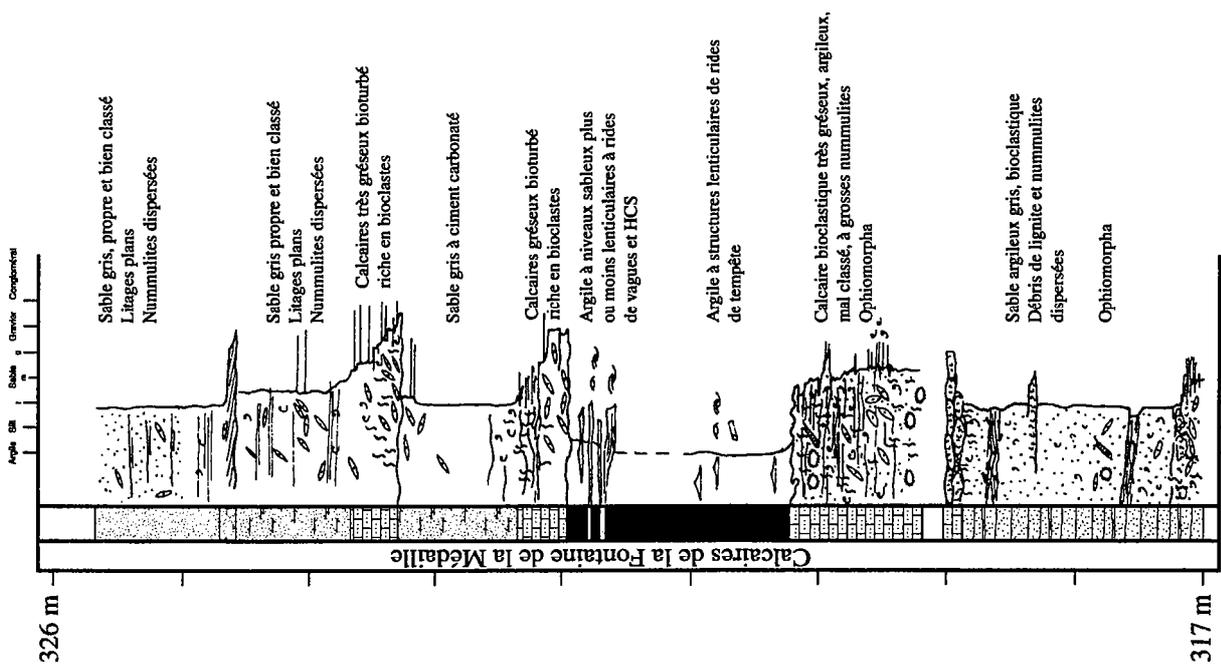
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie

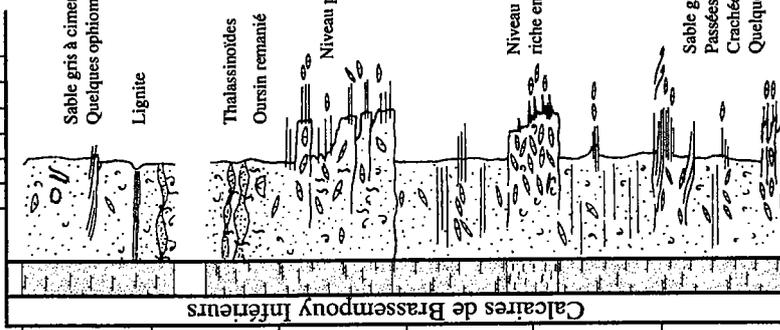


Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie

Argile SR
Sable
Gravier
Conglomérat

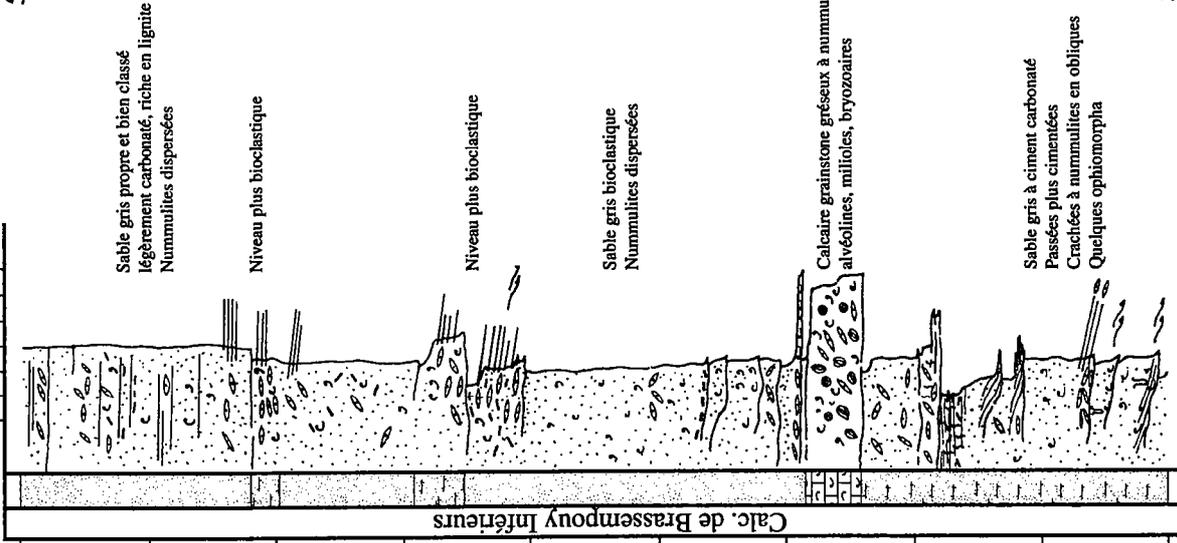


495 m

489 m

Lithologie / Granulométrie

Argile SR
Sable
Gravier
Conglomérat

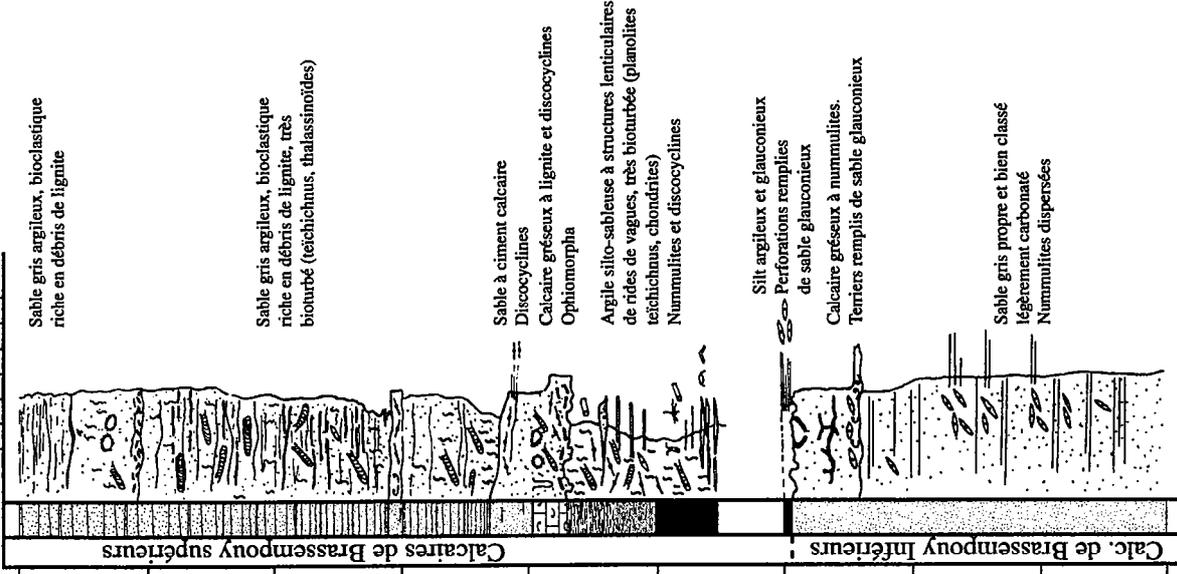


504 m

495 m

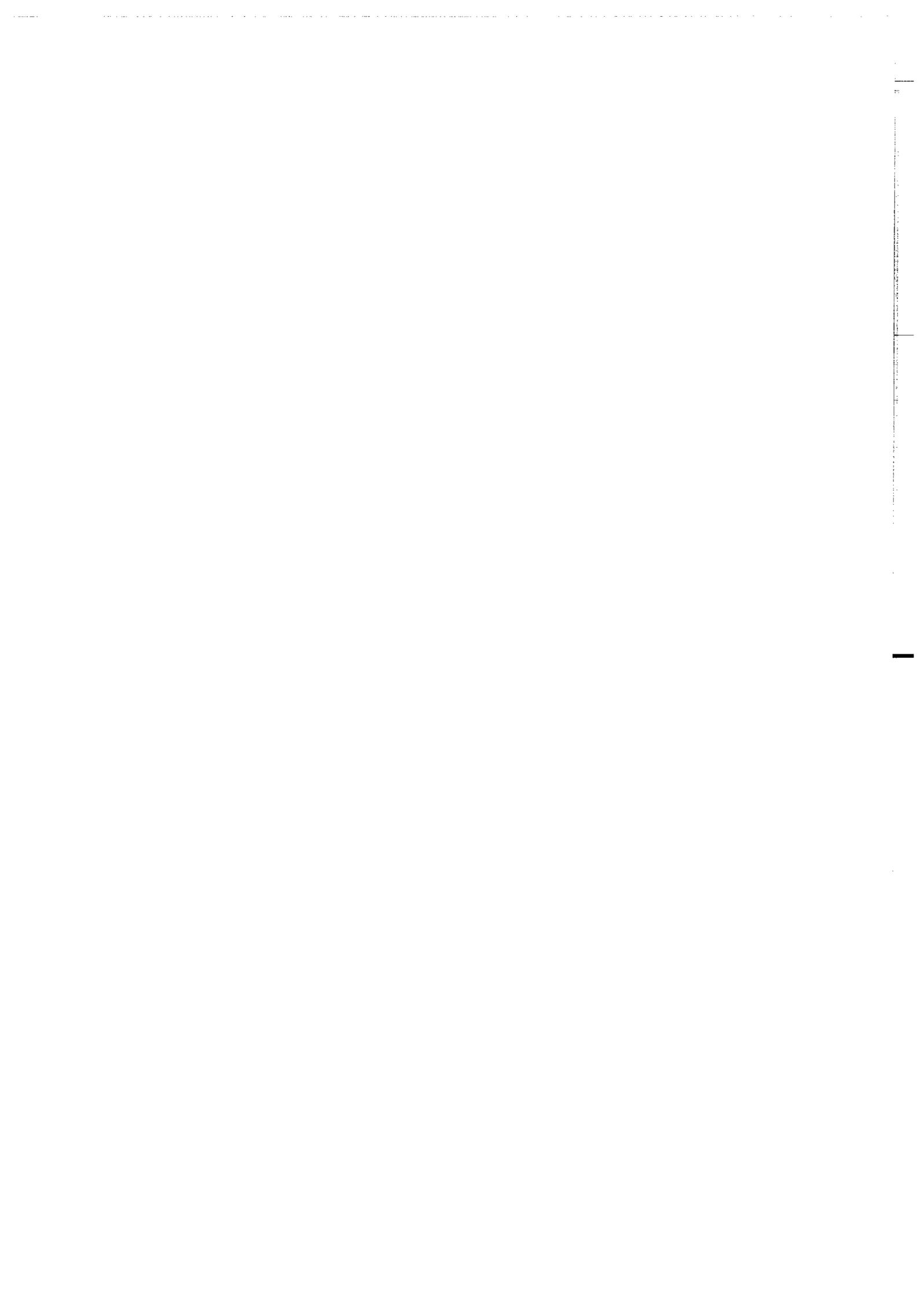
Lithologie / Granulométrie

Argile SR
Sable
Gravier
Conglomérat

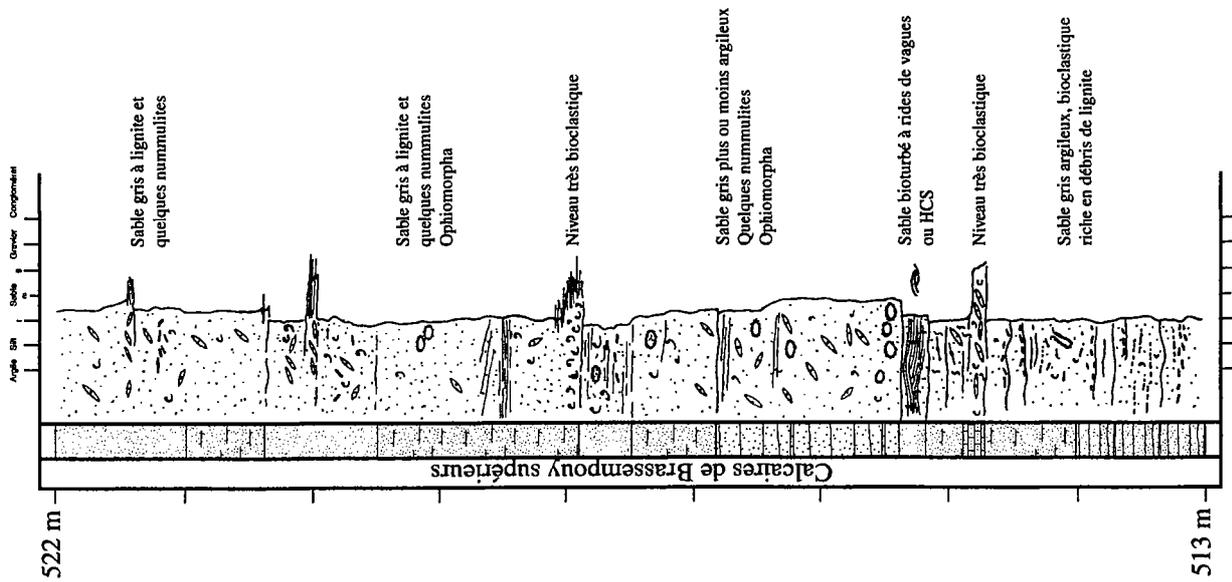


513 m

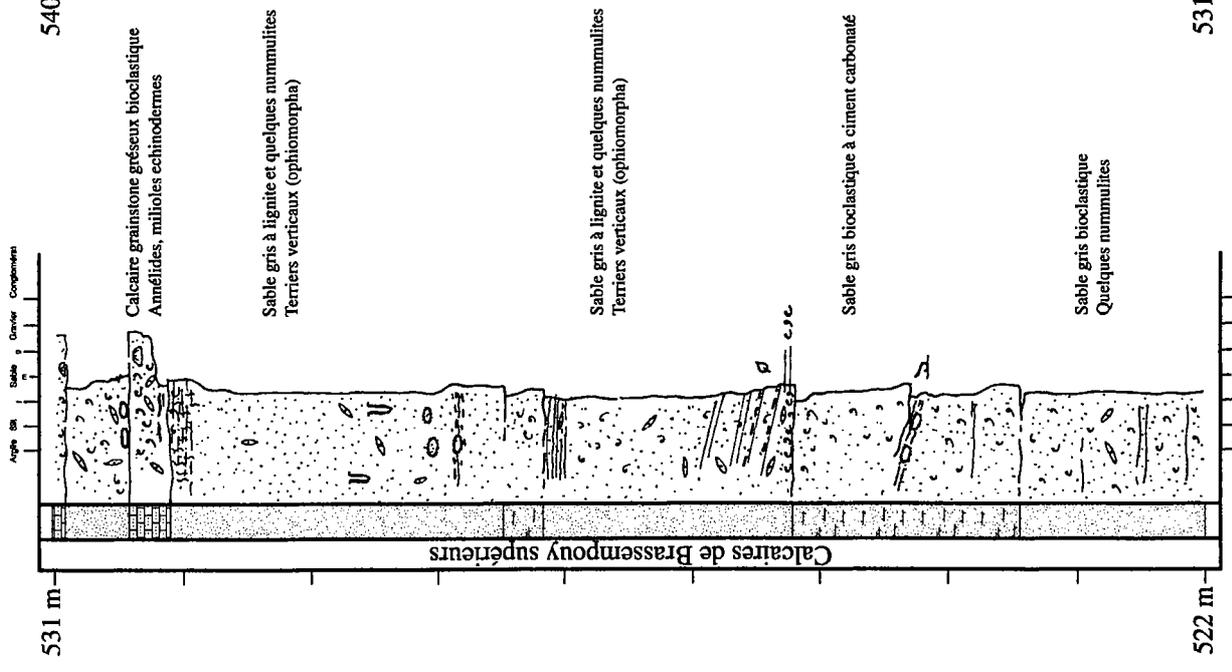
504 m



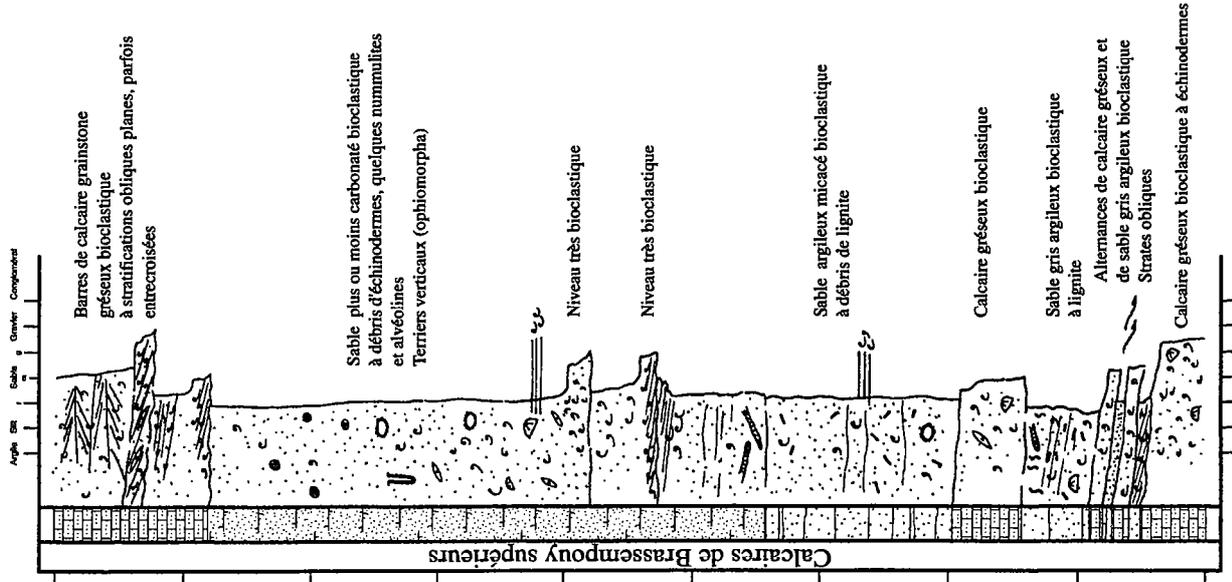
Lithologie / Granulométrie



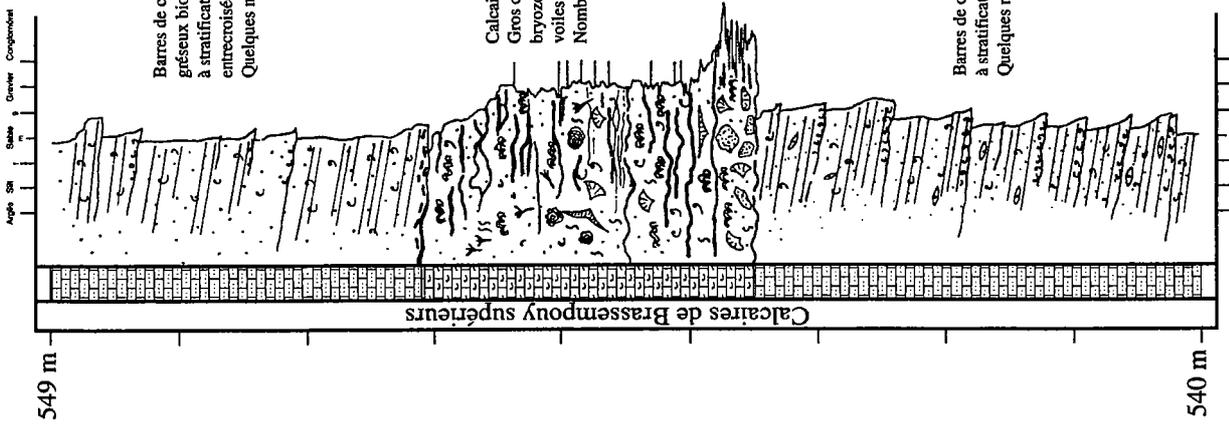
Lithologie / Granulométrie



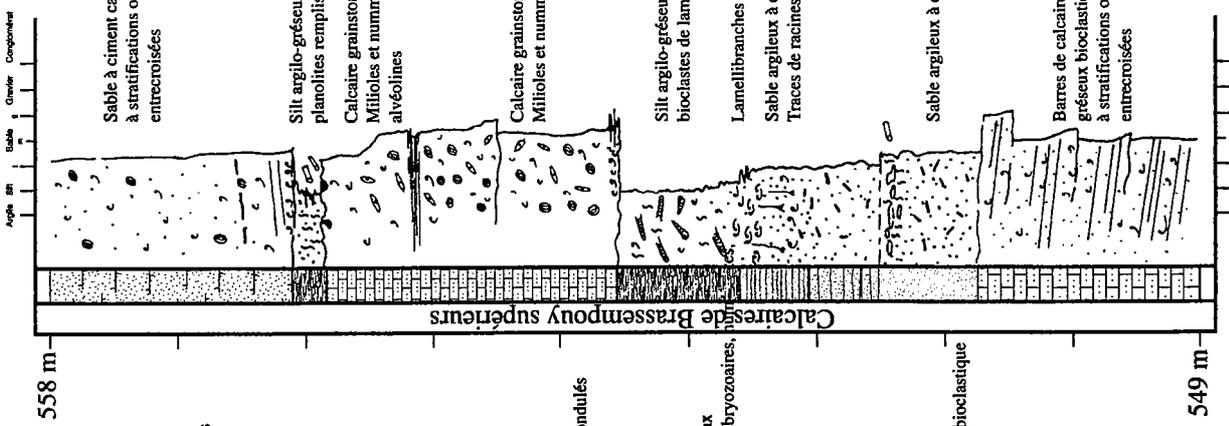
Lithologie / Granulométrie



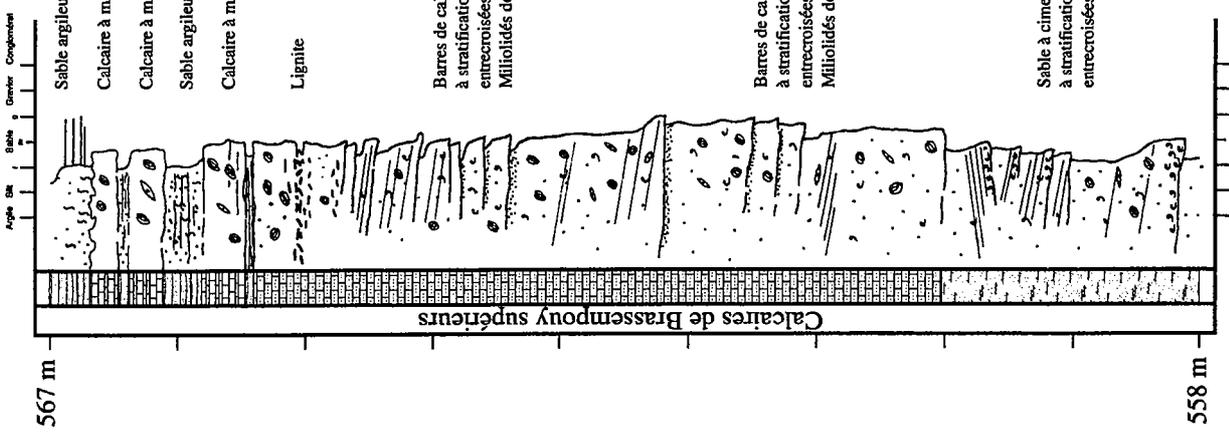
Lithologie / Granulométrie



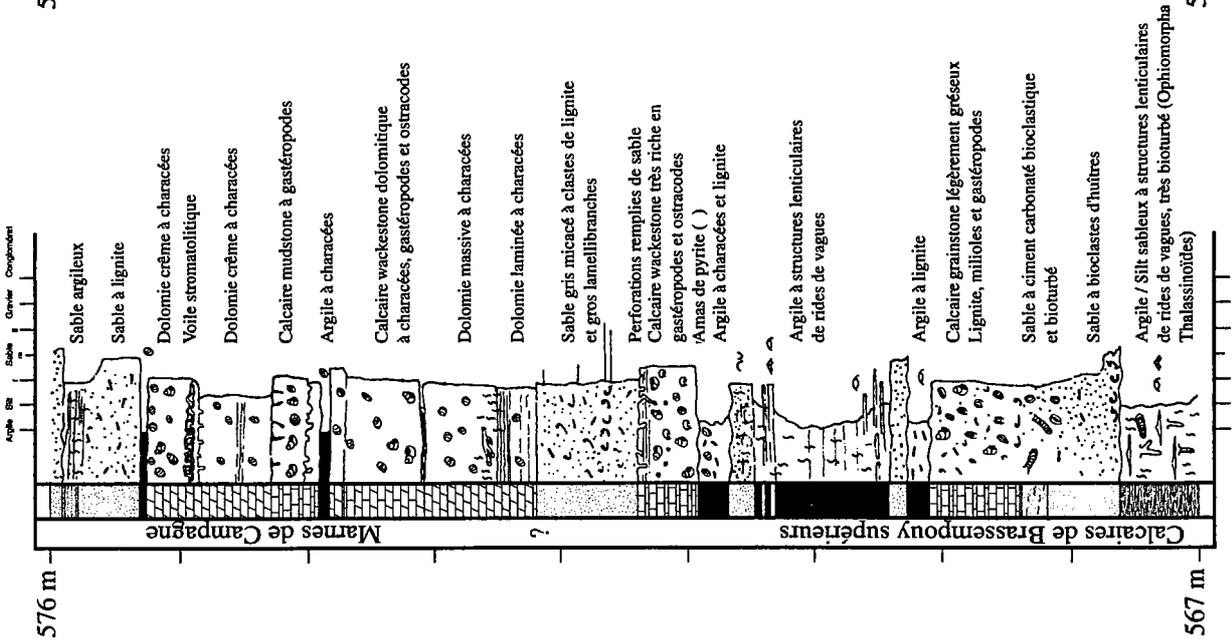
Lithologie / Granulométrie



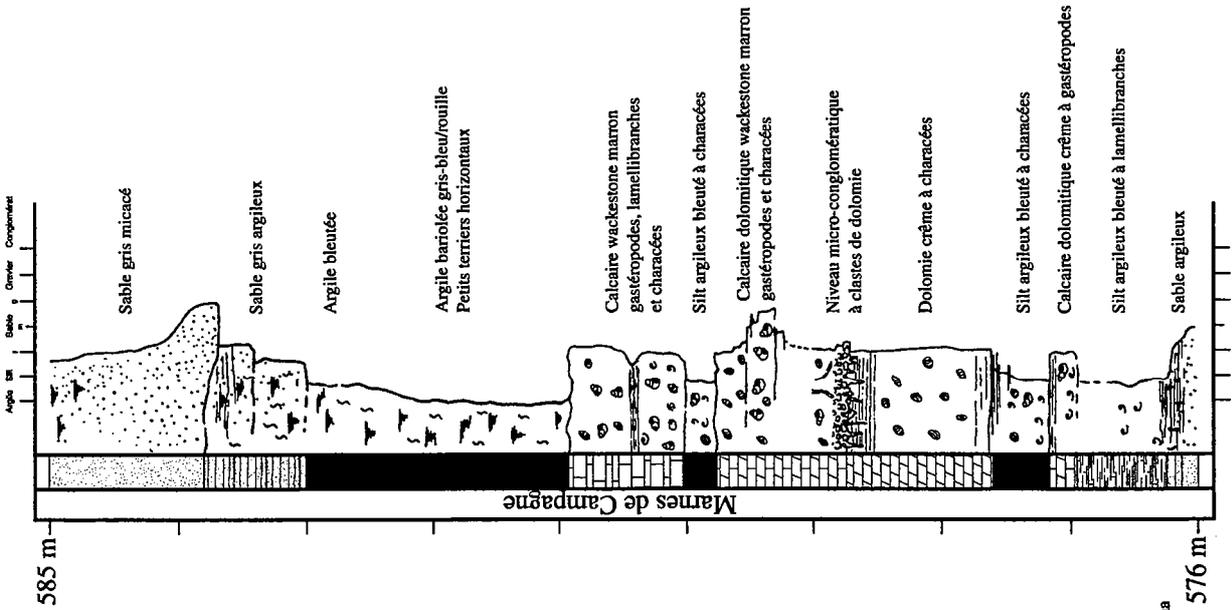
Lithologie / Granulométrie



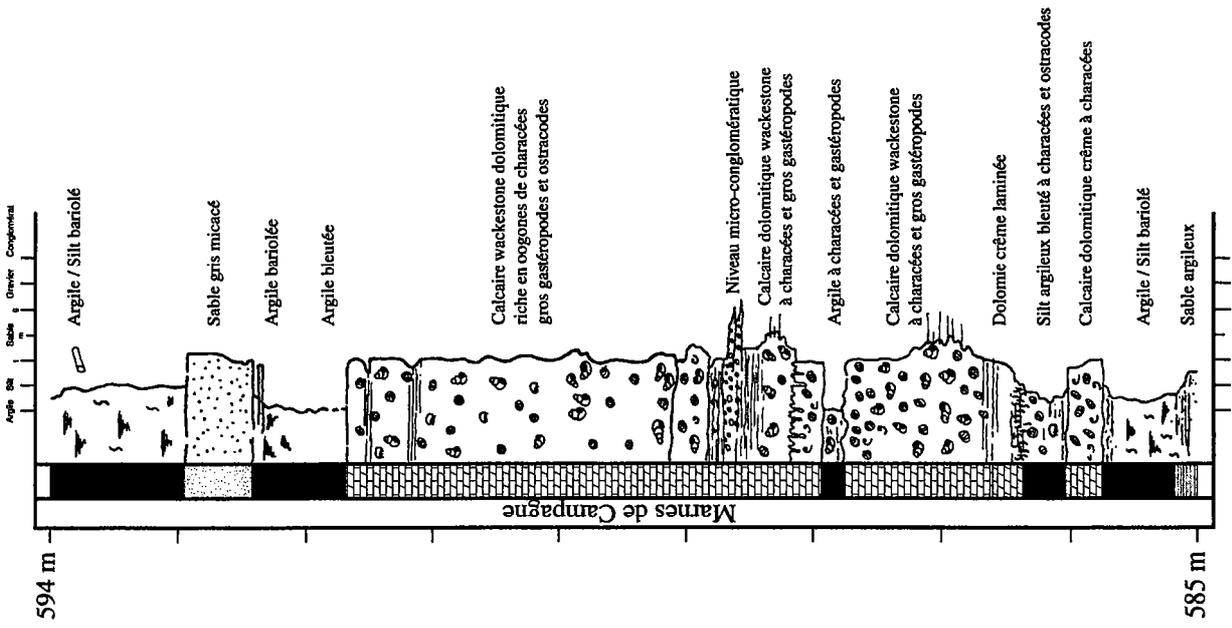
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie

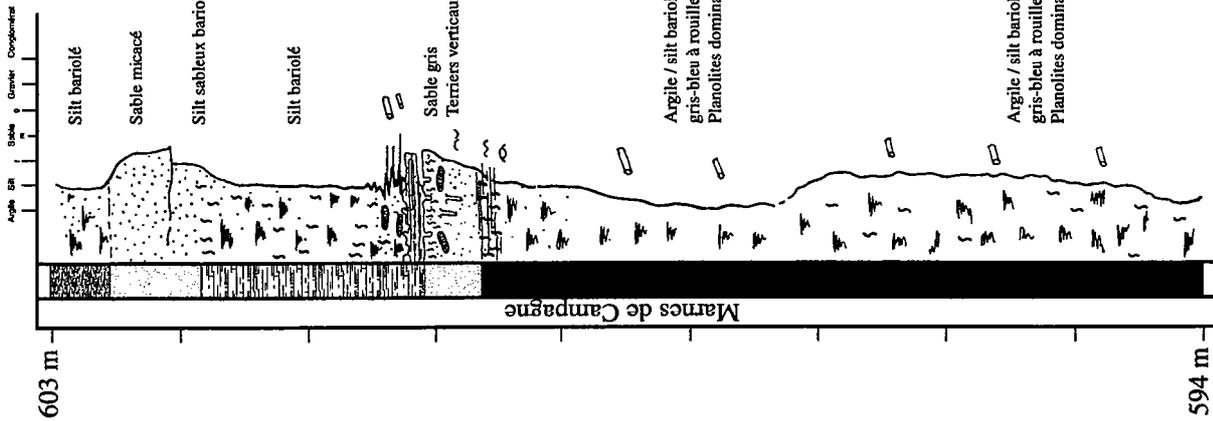


Lithologie / Granulométrie

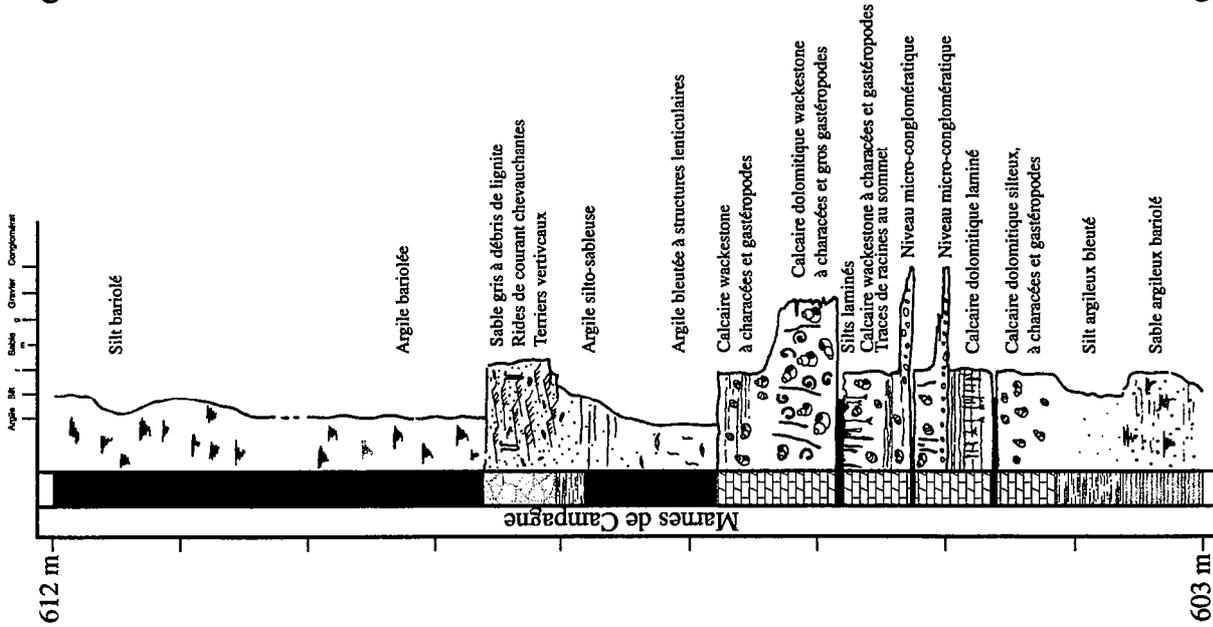




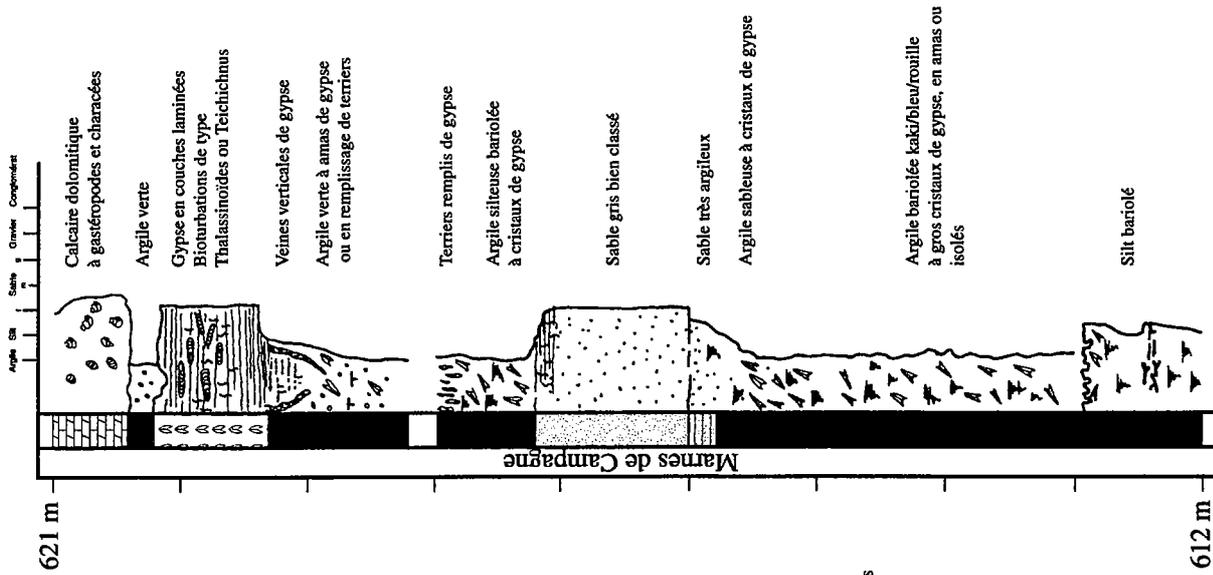
Lithologie / Granulométrie

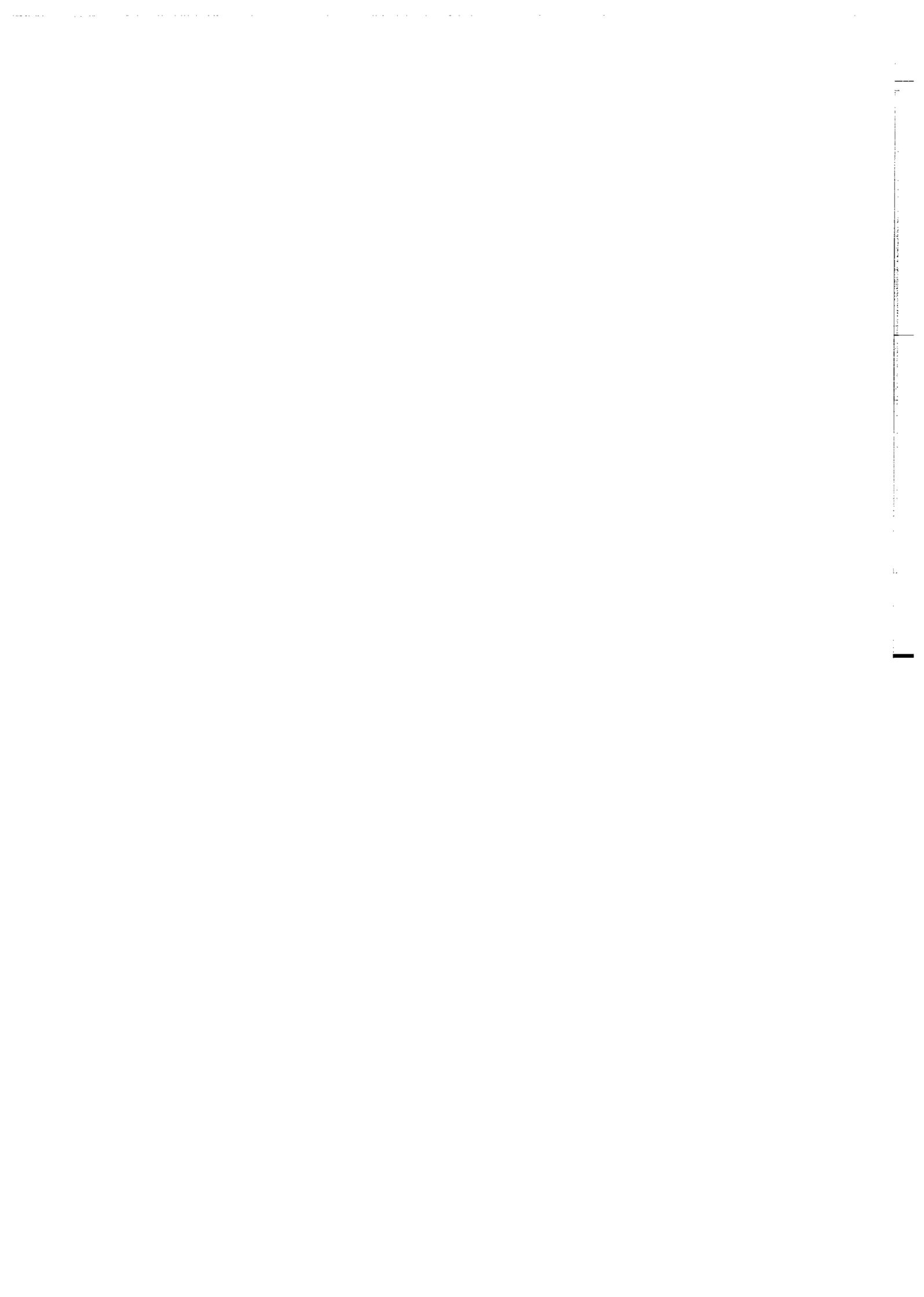


Lithologie / Granulométrie

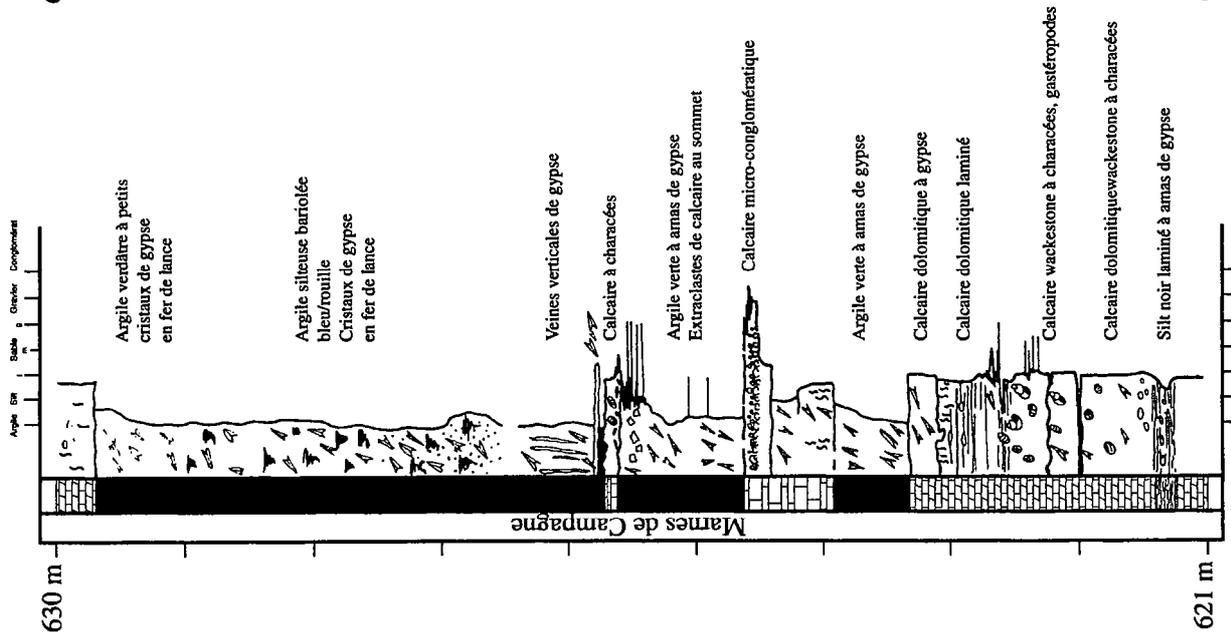


Lithologie / Granulométrie

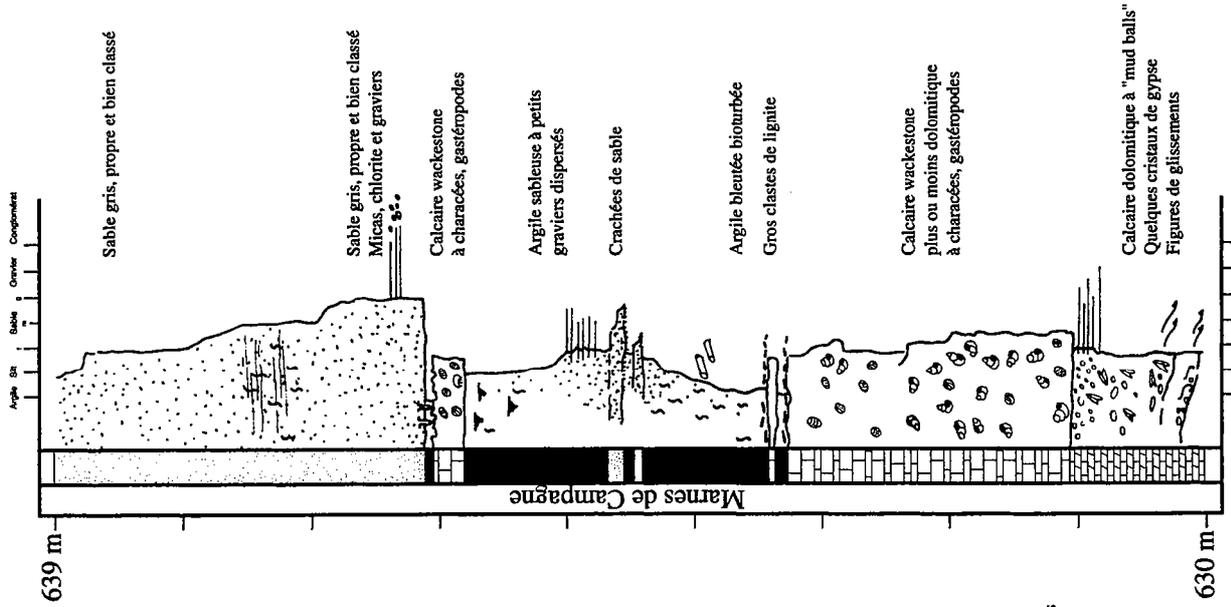




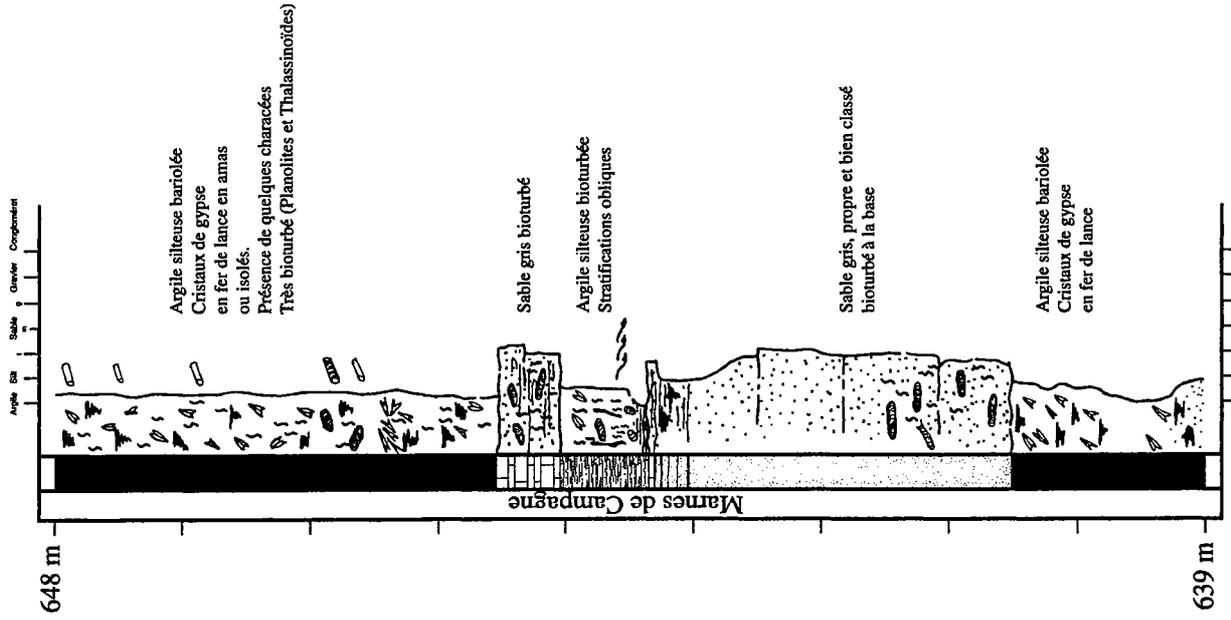
Lithologie / Granulométrie



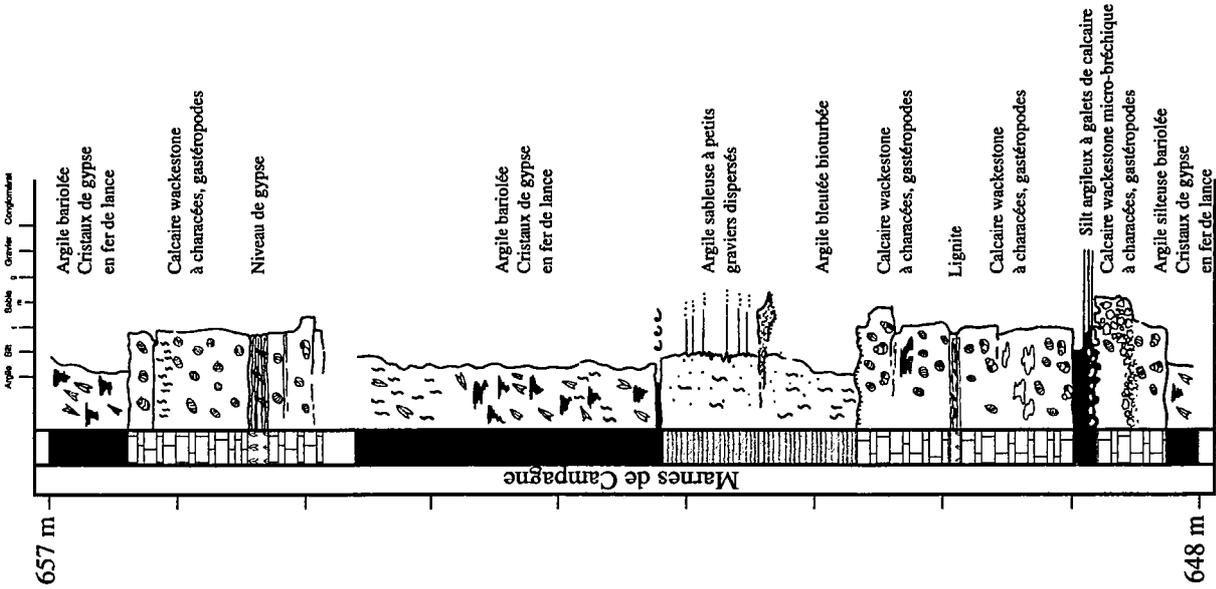
Lithologie / Granulométrie



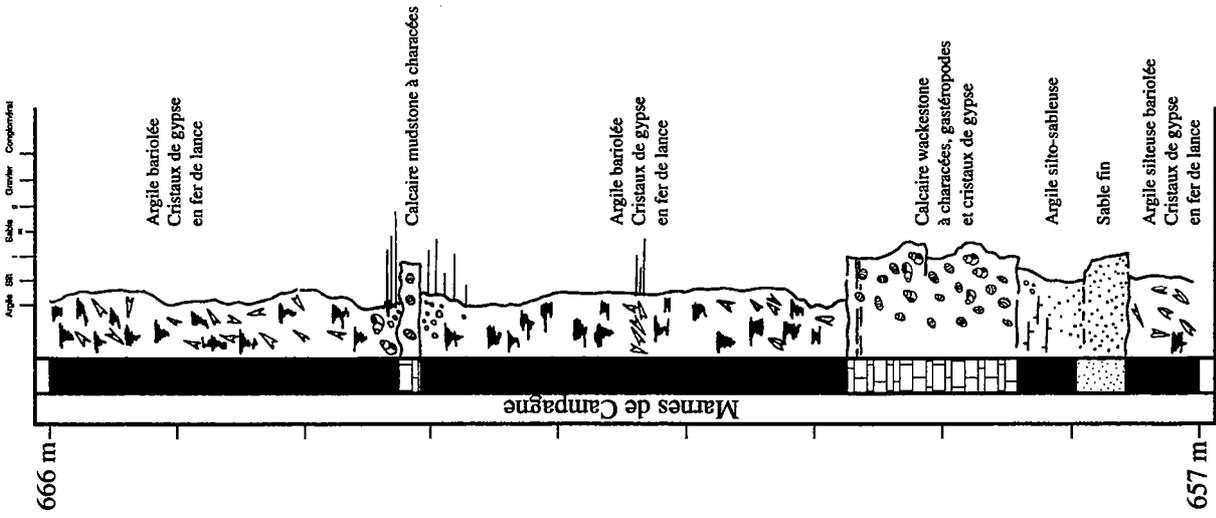
Lithologie / Granulométrie



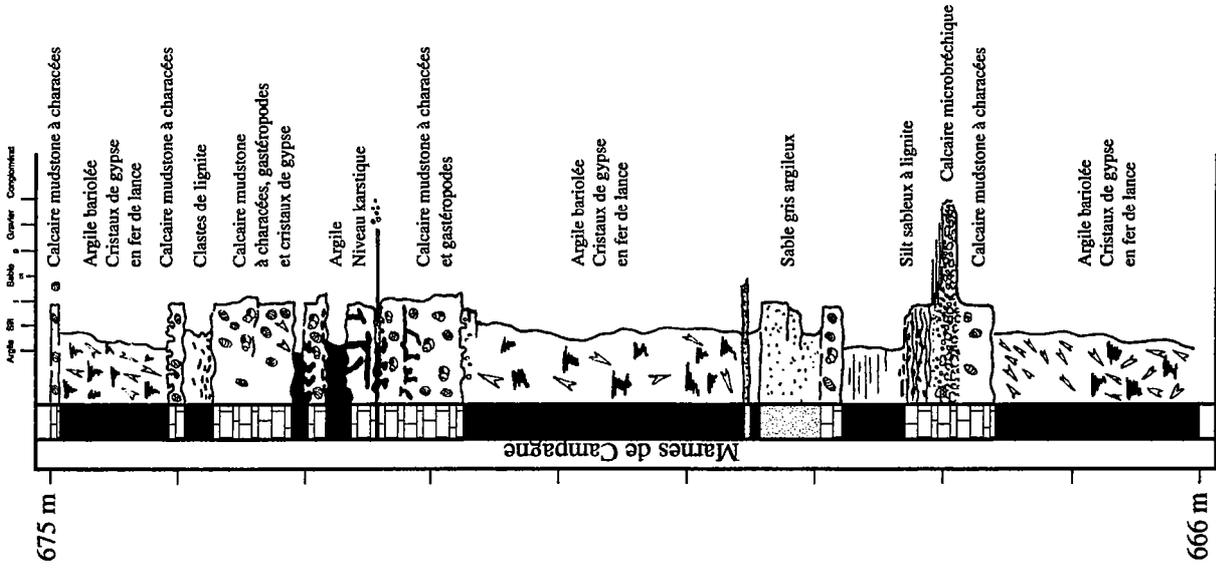
Lithologie / Granulométrie



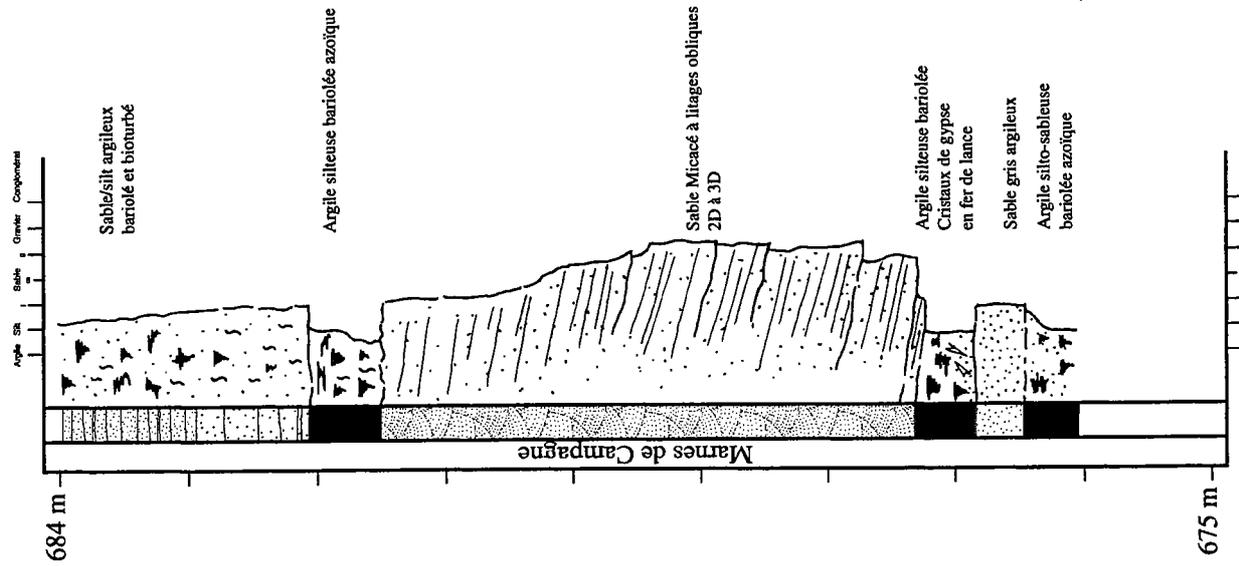
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie



ANNEXE DU CHAPITRE 3

DÉSCRIPTIONS SÉDIMENTOLOGIQUES DES FACIÈS SUR CAROTTES

(Logs présentés au 1/60 ème)

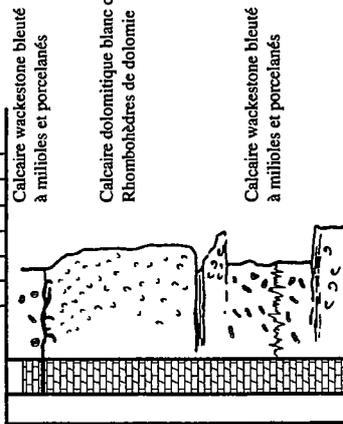
PUITS LANDES DE SIOUGOS 8

Paléocène (Membre de Buane)



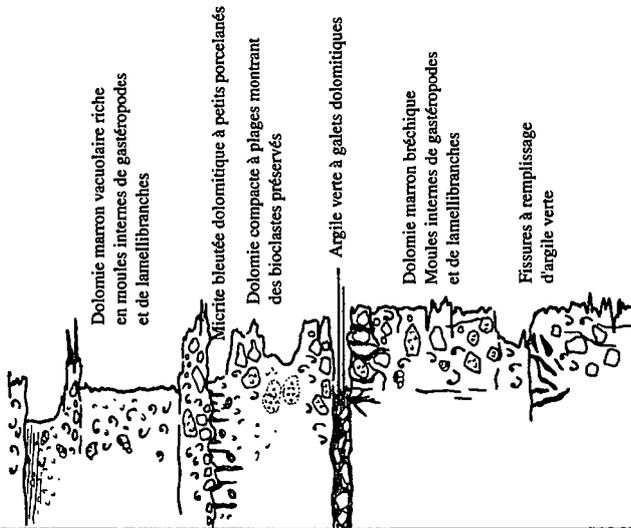
Lithologie / Granulométrie

Argile BR | Sable | Gravier | Conglomérat



76 m

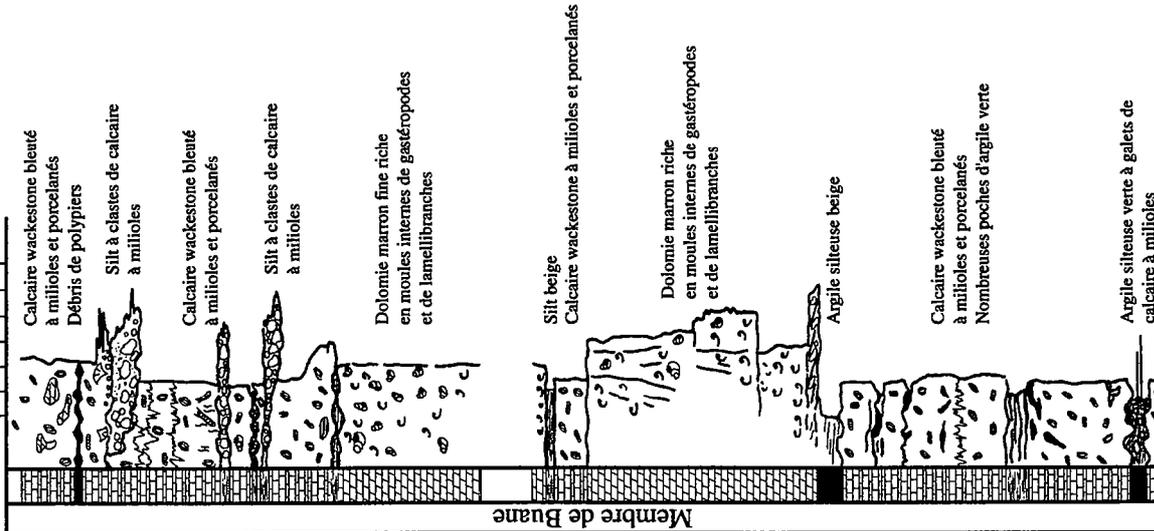
Membre de Buane



67 m

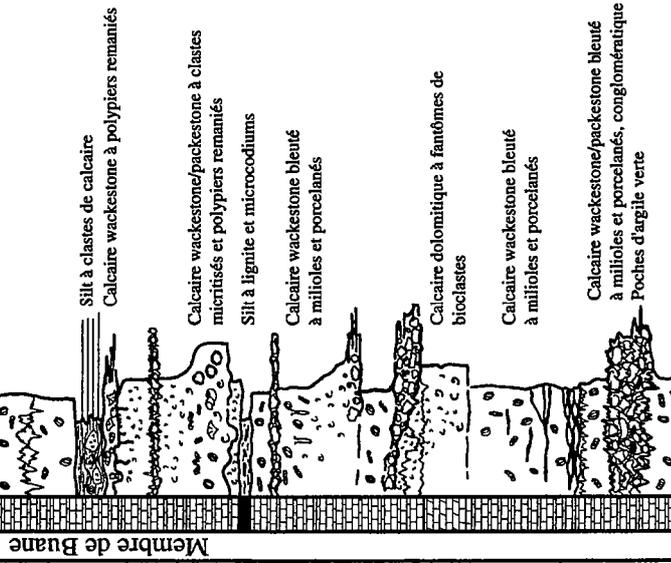
Lithologie / Granulométrie

Argile BR | Sable | Gravier | Conglomérat



85 m

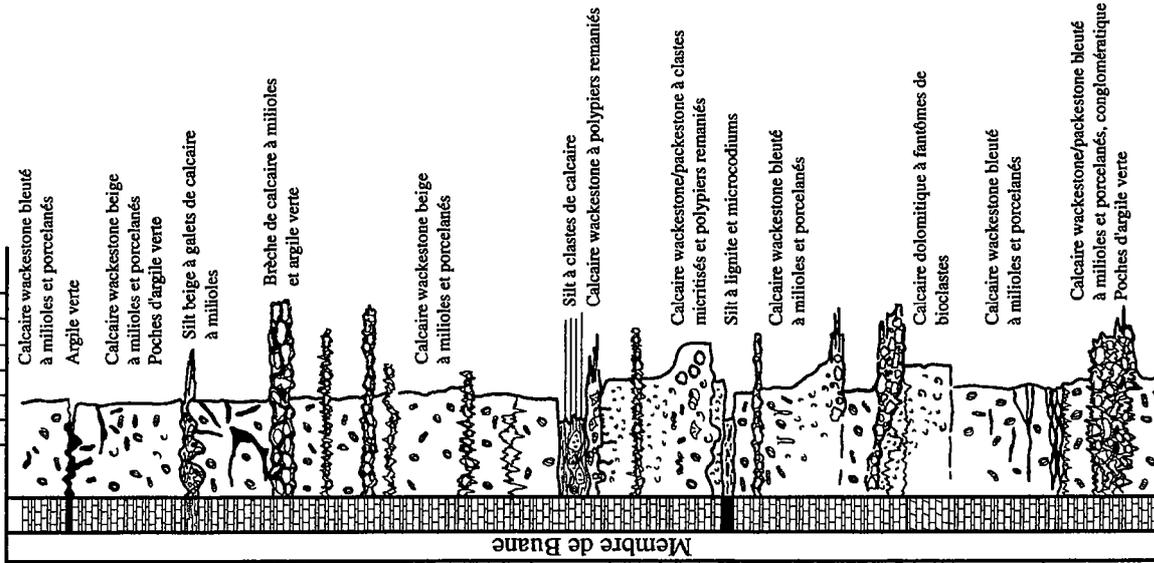
Membre de Buane



85 m

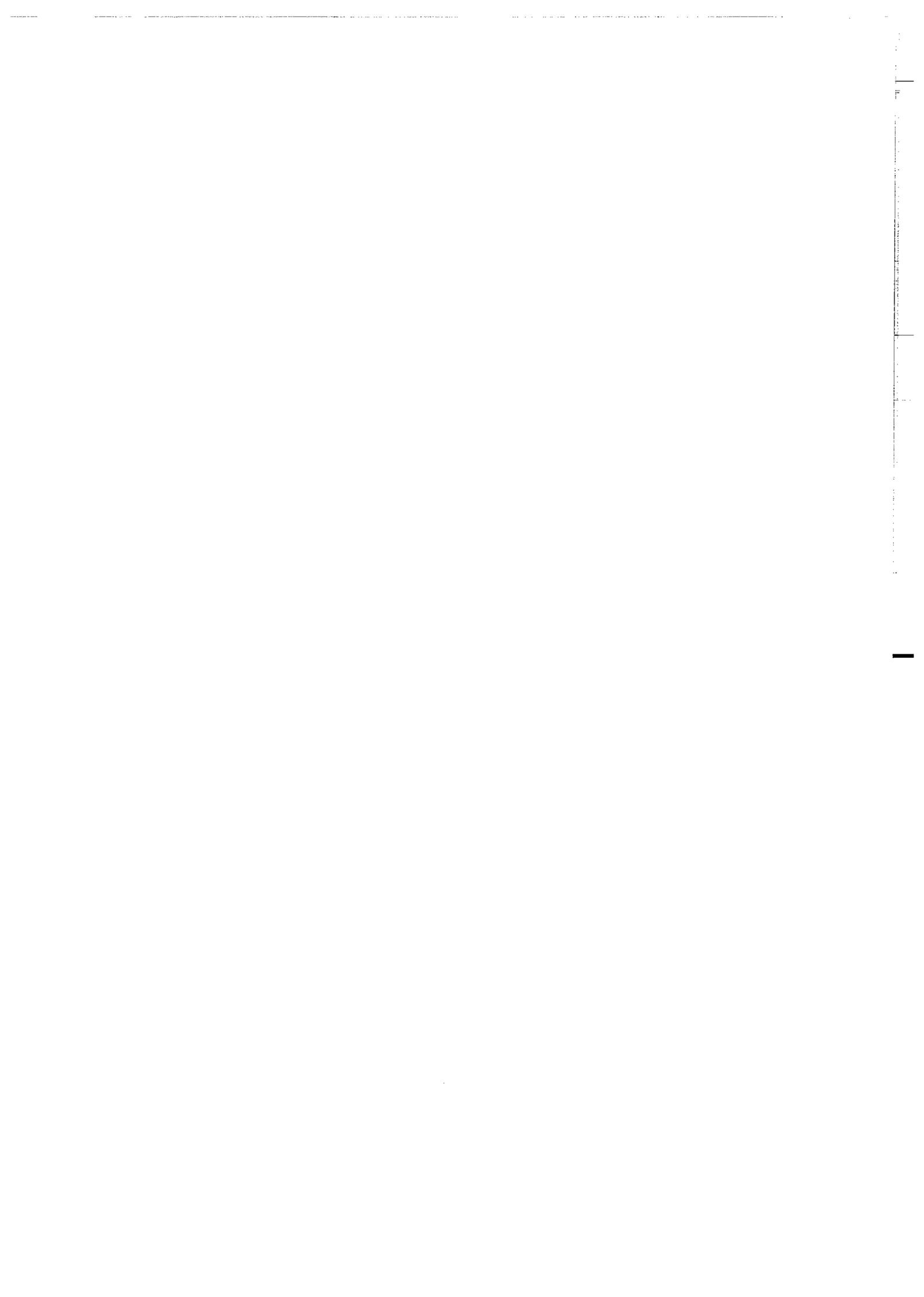
Lithologie / Granulométrie

Argile BR | Sable | Gravier | Conglomérat

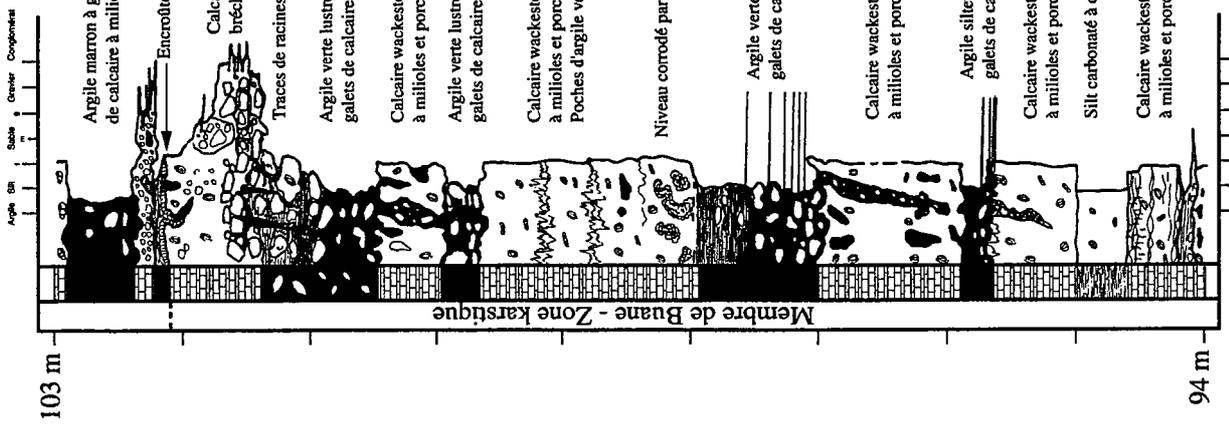


94 m

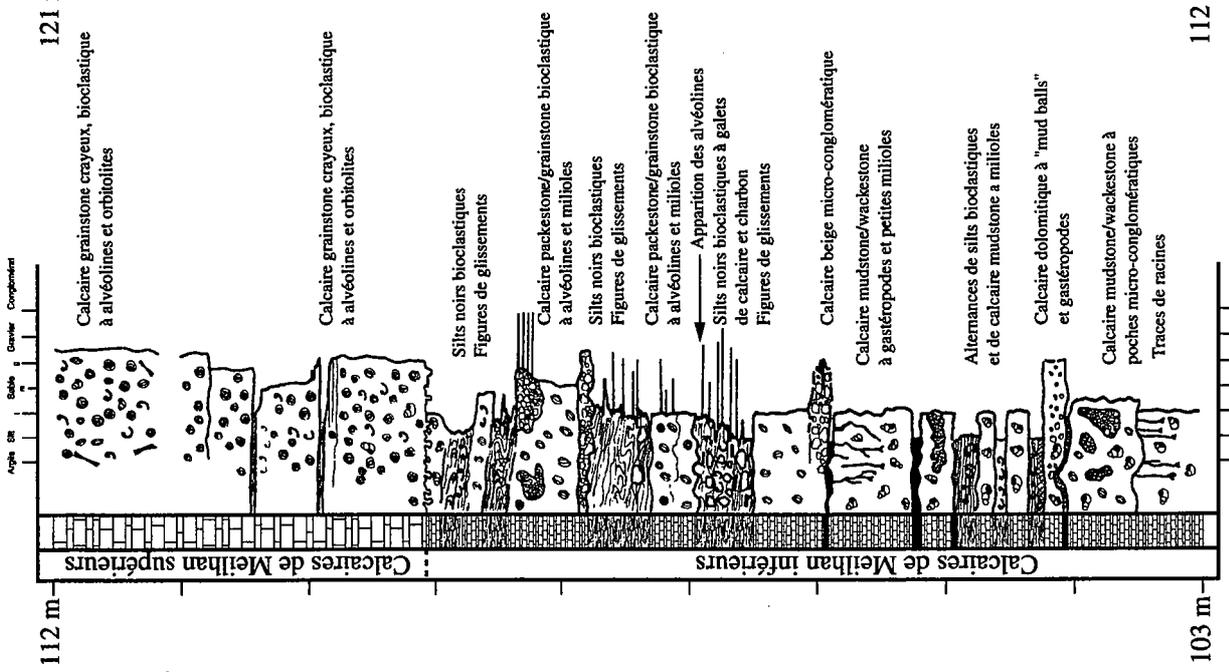
Membre de Buane



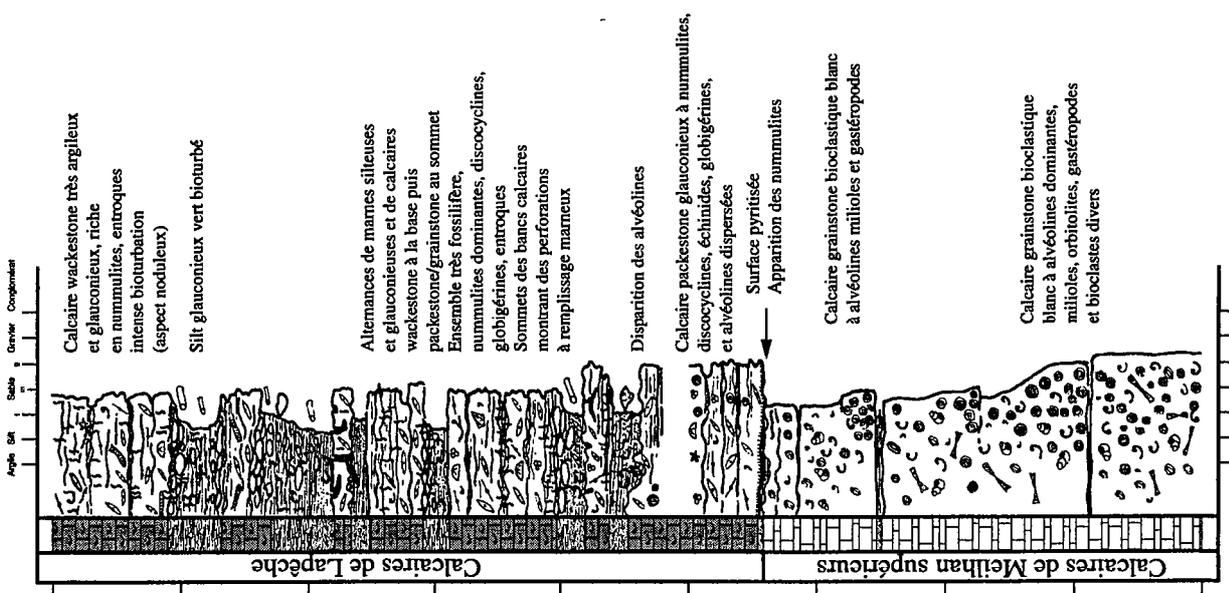
Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie



ANNEXE DU CHAPITRE 3

DÉSCRIPTIONS SÉDIMENTOLOGIQUES DES FACIÈS SUR CAROTTES (Logs présentés au 1/60 ème)

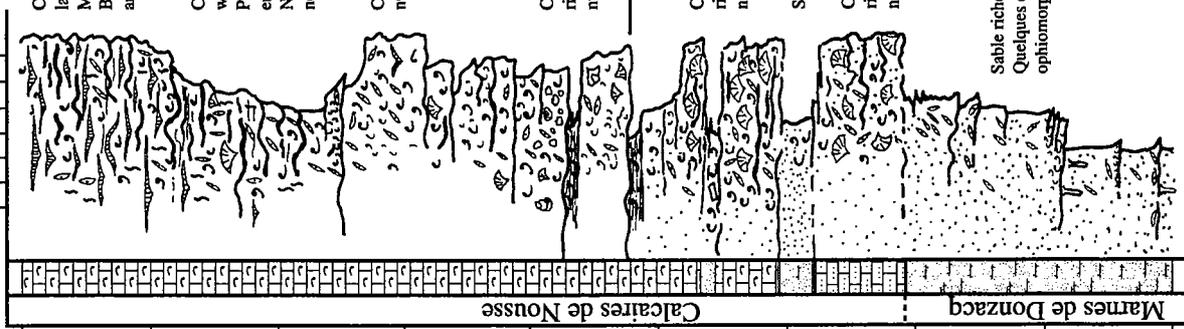
PUITS LANDES DE SIOUGOS 1

Lutétien (Formation des Calcaires de Nousse et
base Calcaires de la Fontaine de la Médaille)



Lithologie / Granulométrie

Argile
Silt
Sable
Grossier
Conglomérat



829 m

Calcaire bindstone/framestone à polyptéris lamellaires dominants et encroûtants
Matrice packestone/grainstone bioclastique
Bivalves lithophages et nombreux niveaux argileux ondulés piégés entre les polyptéris

Calcaire floatstone à matrice wackestone/packestone bioclastique
Polyptéris massifs, lamellaires et encroûtants
Niveaux d'argile verte ondulés et nombreux bivalves lithophages

Calcaire grainstone bioclastique à nummulites et débris de polyptéris

Calcaire rudstone à matrice grainstone riche en polyptéris remaniés et grosses nummulites

— Disparition du sable

Calcaire rudstone gréseux à matrice grainstone riche en polyptéris massifs remaniés et grosses nummulites

Sable à bioclastes

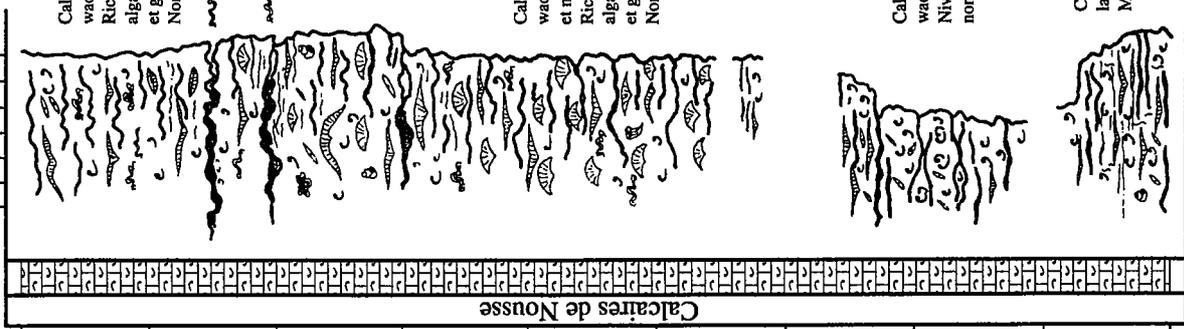
Calcaire rudstone gréseux à matrice grainstone riche en polyptéris massifs remaniés et grosses nummulites

Sable riche en nummulites
Quelques débris de lignite et ophiomorpha

820 m

Lithologie / Granulométrie

Argile
Silt
Sable
Grossier
Conglomérat



838 m

Calcaire bindstone à matrice wackestone/packestone bioclastique
Riche en grandes nummulites, voiles algaires et onchoïdes irréguliers, radioles et gastéropodes
Nombreux polyptéris massifs et lamellaires

Voiles stromatolithiques

Voiles stromatolithiques

Calcaire bindstone à matrice wackestone/packestone bioclastique et niveaux d'argile verte ondulés
Riche en grandes nummulites, voiles algaires et onchoïdes irréguliers, radioles et gastéropodes
Nombreux polyptéris massifs et lamellaires

Calcaire floatstone à matrice wackestone/packestone bioclastique
Niveaux d'argile verte ondulés et nombreux bivalves lithophages

Calcaire bindstone/framestone à polyptéris lamellaires dominants et encroûtants
Matrice packestone/grainstone bioclastique

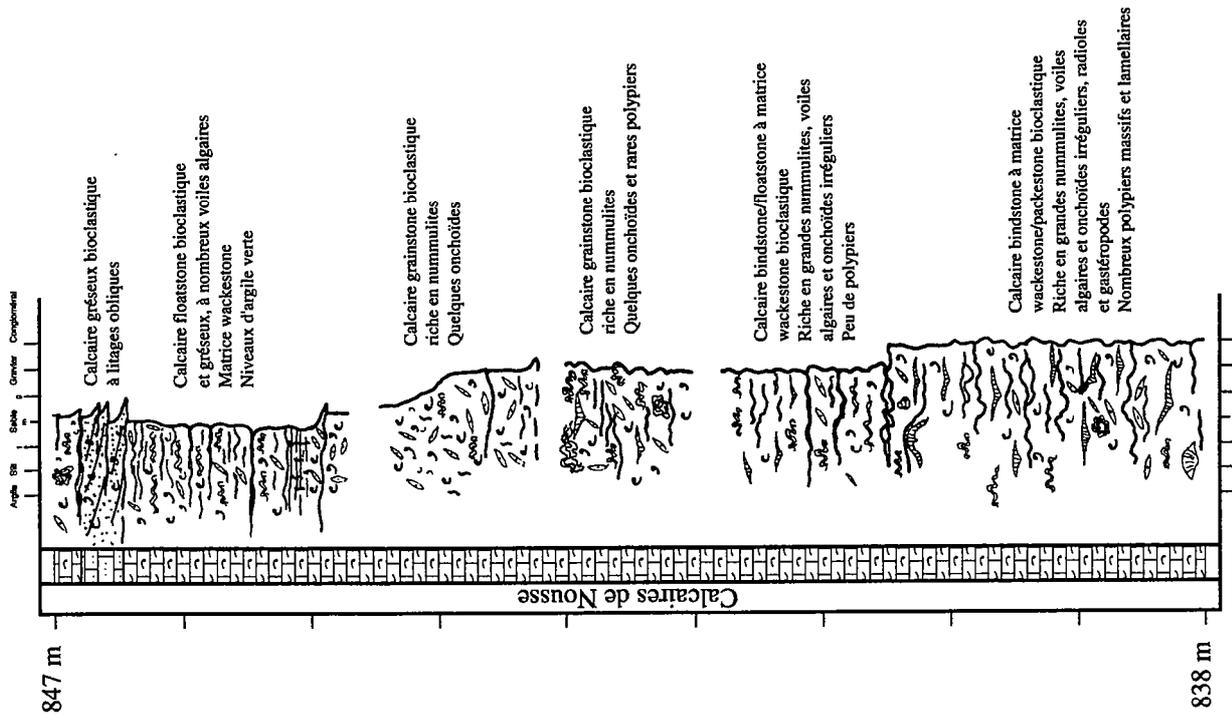
829 m

Calcaires de Nousse

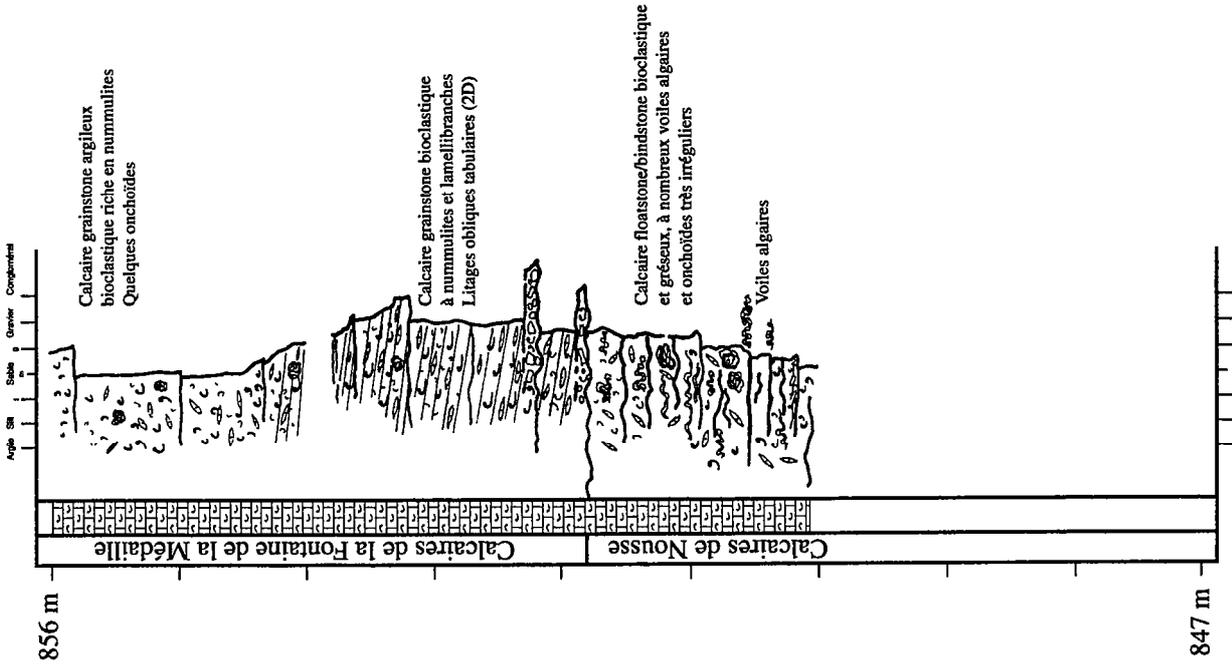
Marnes de Donzacq

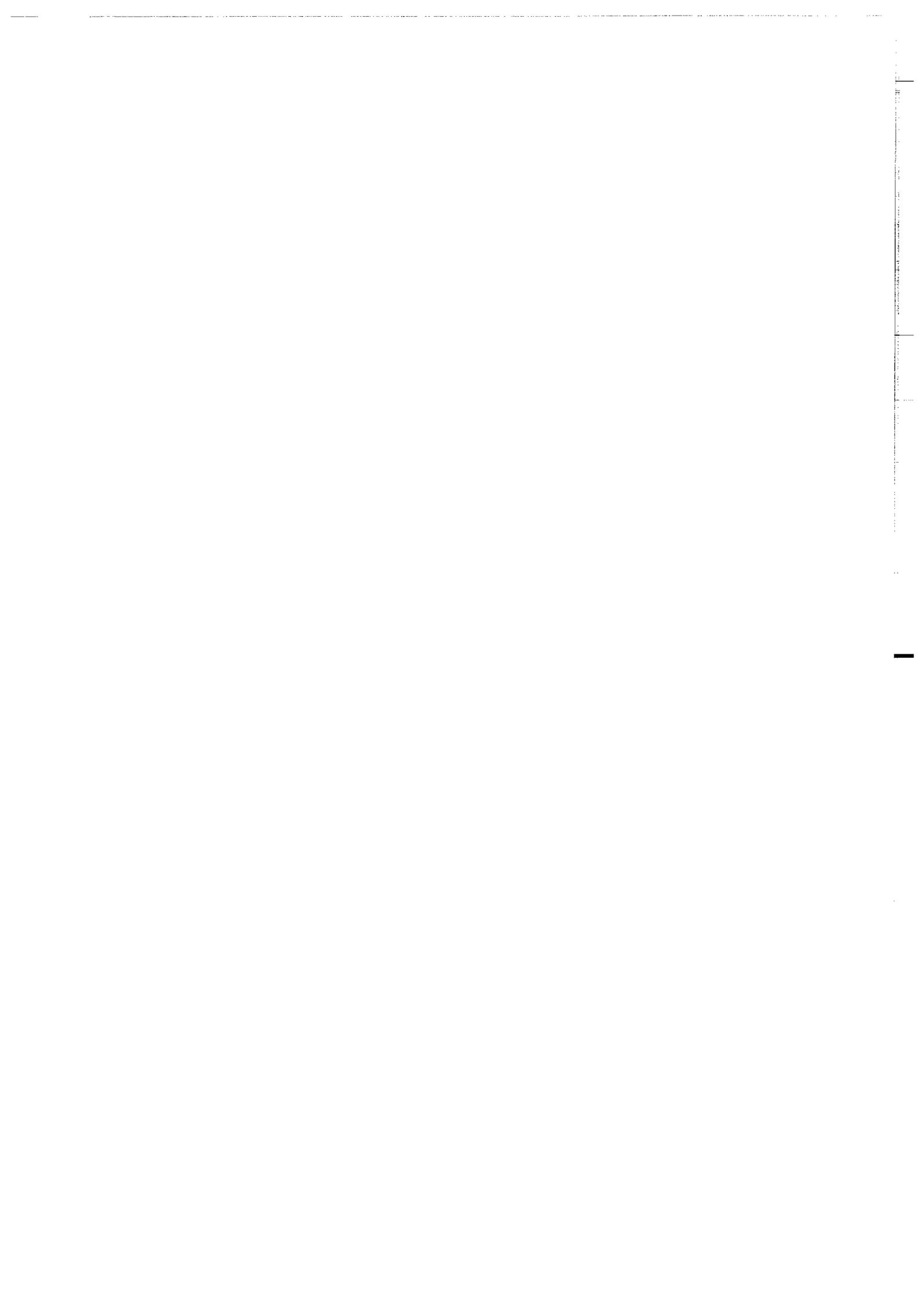


Lithologie / Granulométrie



Lithologie / Granulométrie

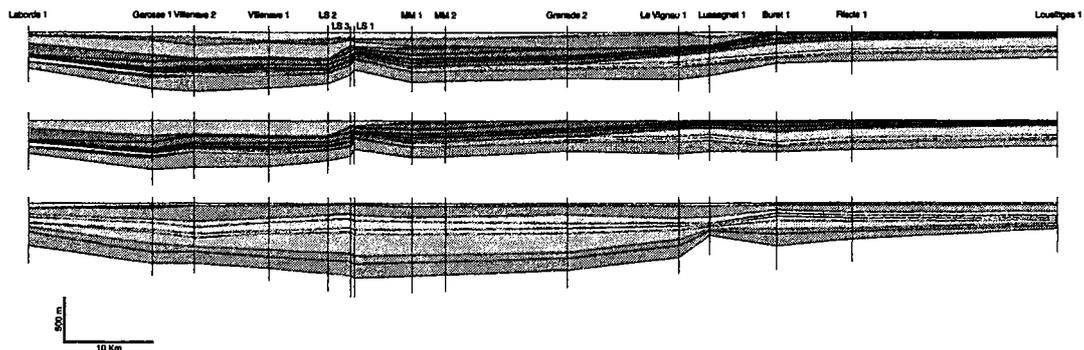
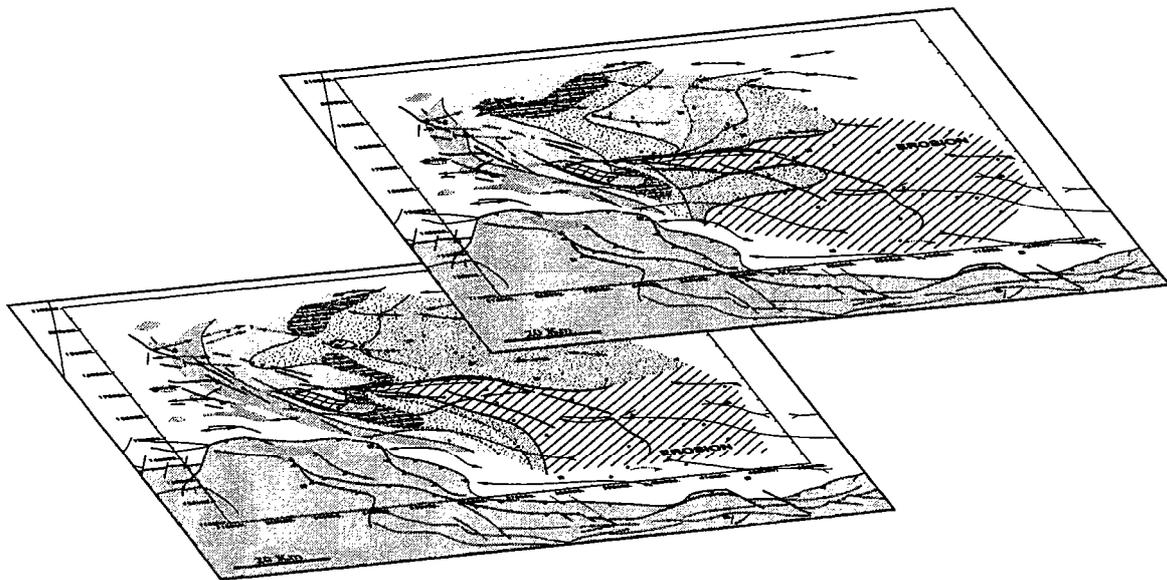




Le Crétacé supérieur / Paléogène du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) Sédimentologie - Stratigraphie - Géodynamique

Chapitre 4

STACKING PATTERN - ACCES AUX GEOMETRIES





LE BASSIN DE L'ADOUR AU CRETACE SUPERIEUR / PALEOGENE : STACKING PATTERN – ACCES AUX GEOMETRIES

Un des apports de la stratigraphie séquentielle est de définir des unités stratigraphiques, les séquences de dépôt ou cycles stratigraphiques, qui sont délimités par des lignes-temps et qui traduisent directement le bilan entre variations tectono-eustatiques et flux sédimentaire. Ce sont ces unités qui permettent d'accéder directement à une information géodynamique, ce qui n'est pas à priori le cas d'une limite d'étage.

Nous procéderons en deux temps :

(1) Définition des séquences de dépôt sur des critères sédimentologiques (chapitre 3) afin de définir plusieurs ordres de cycles progradants/rétrogradants (1D).

(2) Corrélation de ces cycles stratigraphiques afin d'accéder en 2D et en 3D aux géométries sédimentaires.

I) LES GRANDS CYCLES T/R DU CRETACE SUPERIEUR ET DU PALEOGENE

Le découpage séquentiel du Cénomaniens au Maastrichtien a été réalisé à l'échelle des cycles T/R majeurs. Ils sont corrélés sur l'ensemble du domaine étudié. L'enregistrement stratigraphique du Crétacé supérieur présente donc une faible variabilité latérale.

Concernant le Paléogène, le découpage séquentiel est réalisé à l'échelle des cycles T/R mineurs, emboîtés dans des cycles T/R majeurs. Contrairement au Crétacé supérieur, les cycles stratigraphiques présentent une forte variabilité latérale qui se marque par de nombreux biais dans l'enregistrement sédimentaire.

1) Le Crétacé supérieur

Trois cycles ont été définis (figs. IV-1 et IV-2) sur des critères sédimentologiques, sur le seul puits carotté de la structure des Landes de Siougos, et validés par corrélations diagraphiques. Leur durée varie entre 10 et 20 Ma. (2ème ordre au sens de Vail et al., 1990). La biostratigraphie du Crétacé supérieur n'a pas pu être ré-évaluée (une partie des données ne sera disponible que durant l'année 2001).

Le premier cycle majeur est rattaché au Cénomaniens-Turonien. Au niveau du puits de référence, ce cycle est globalement symétrique, avec toutefois un demi-cycle progradant légèrement plus développé. Son épaisseur est d'environ 340 m pour une durée approximative de 10 ma. Le second cycle est rattaché au Coniacien-Santonien. Il est symétrique et présente

une épaisseur d'environ 120 m pour une durée approximative de 10 ma. Le troisième est rattaché au Campanien-Maastrichtien. C'est le cycle qui présente la plus forte dissymétrie, avec un demi-cycle progradant très développé. Son épaisseur sur le puits de référence est d'environ 130 m pour approximativement 20 ma.

- (1) **Cycle majeur Cénomaniens-Turonien** (Formation de Pilo et de Jouansalles inférieure)

Le demi-cycle rétrogradant débute par des dolomies azoïques puis évolue vers des calcaires grainstone bioclastiques à huîtres, caractéristiques de plate-forme moyenne (offshore supérieur proximal). Ces calcaires passent progressivement vers des faciès plus argileux, expression d'une augmentation de la profondeur (surface d'inondation maximale du Cénomaniens terminal : équivalent des marnes à *Actinocamax plenus*).

Le demi-cycle progradant débute par un passage progressif des faciès à dominante argileuse à des calcaires bioclastiques (lamellibranches, alvéolines) très bioturbés (*Thalassinoïdes* : aspect noduleux) montrant des stratifications entrecroisées en mamelons (HCS), à la faveur de zones non bioturbées. Ces faciès passent verticalement à des faciès carbonatés bioclastiques de plus en plus dolomitiques, interprétés comme des équivalents bathymétriques de shoreface.

- (2) **Cycle majeur Coniacien-Santonien** (Formation de Jouansalles)

Le demi-cycle rétrogradant débute probablement dans les faciès dolomitiques décrits ci-dessus, mais en raison du caractère fortement aggradant de ces dépôts, la surface d'inondation est difficile à identifier. En revanche, l'accélération de la remontée du niveau marin relatif s'exprime remarquablement par une surface de ravinement, au-dessus des dolomies. C'est ce marqueur qui a été choisi pour les corrélations. La rétrogradation s'enregistre sous la forme de boues carbonatées glauconieuses à texture mudstone/wackestone, intensément bioturbées (*Thalassinoïdes*). La surface d'inondation maximale est caractérisée par des faciès identiques aux précédents, mais plus argileux et totalement bioturbés (*Thalassinoïdes* dominants).

La progradation se marque par une évolution vers des faciès de plus en plus bioclastiques, grossiers, plus ou moins terrigènes (sable), à texture grainstone. Plusieurs surfaces de "downward shift", correspondant à des cycles de durée inférieure, sont enregistrées. Le sommet du cycle correspond à des calcaires bioclastiques (sables moyens), à texture grainstone, riches en bioclastes brisés, et présentant des reliques de stratifications obliques. Des niveaux bioturbés (*Planolites*) sont fréquents.

- (3) **Cycle majeur Campanien-Maastrichtien** (Formations de Pré-Marie et de Dumes)

Comme pour le cycle précédent, la surface d'inondation qui caractérise le début du demi-cycle rétrogradant est difficile à mettre en évidence en raison du caractère aggradant de l'enregistrement sédimentaire. Sur carottes, le début de la rétrogradation s'enregistre par des

calcaires bioclastiques, à texture grainstone (sables fins à moyens), qui alternent avec des strates de matériel resédimenté (sables grossiers), à bioclastes entiers (polypiers, rudistes, colonies de bryozoaires, lamellibranches, extraclastes ...). C'est encore l'accélération de la remontée du niveau marin relatif qui s'enregistre remarquablement bien. Elle s'exprime par un niveau condensé constitué de sable terrigène glauconieux, riche en pyrite. C'est également ce niveau qui a été utilisé pour les corrélations. La fin du demi-cycle rétrogradant est caractérisée par une sédimentation de boues carbonatées extrêmement bioturbées (*Zoophycos*, *Planolites*, *Teichichnus* et *Thalassinoïdes*) d'offshore inférieur.

Le demi-cycle progradant est constitué par le même type de faciès, en raison de son caractère aggradant, puis évolue vers des calcaires bioclastiques à texture wackestone/packestone, plus ou moins dolomitiques. Ces faciès sont riches en onchoïdes, voiles algaires et gastéropodes (milieu marin protégé).

Le Crétacé supérieur est donc caractérisé par une sédimentation essentiellement carbonatée, les faciès terrigènes, argileux, étant associés aux inondations majeures.

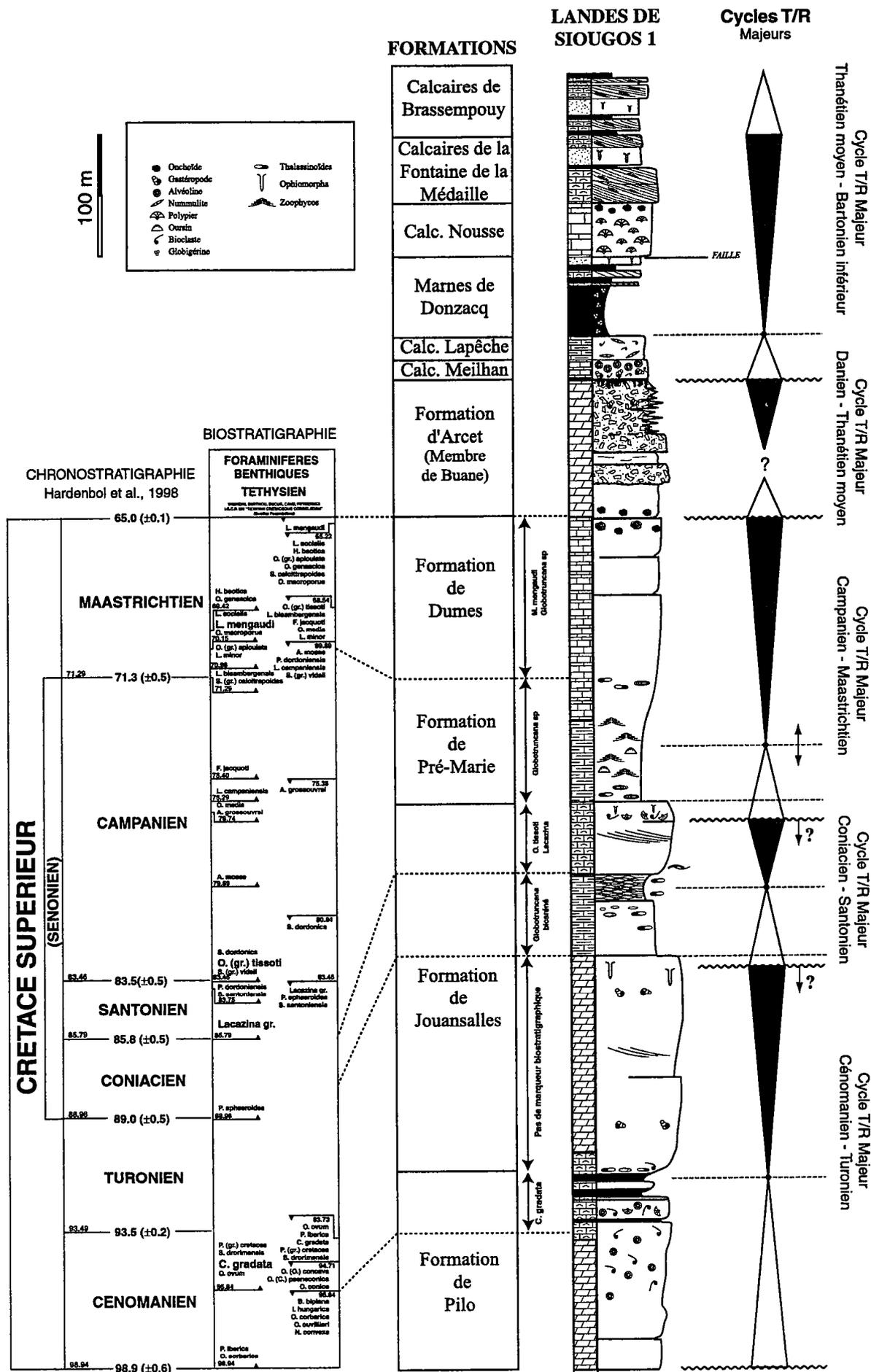


Figure IV-1 : Log synthétique du forage Landes de Siougos 1. Lithostratigraphie biostratigraphie et découpage séquentiel (cycles T/R majeurs).

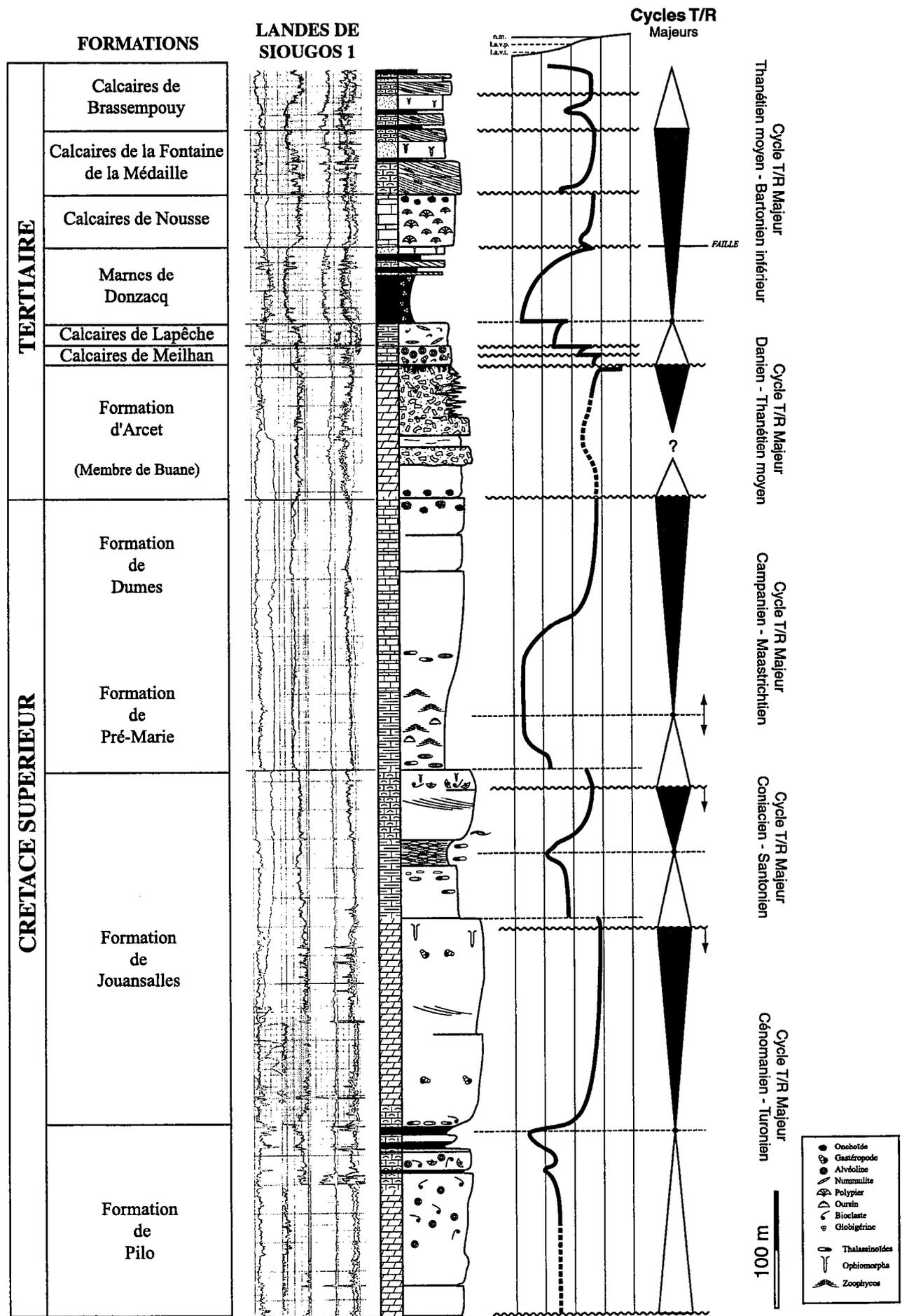


Figure IV-2 : Log synthétique du forage Landes de Siugos 1. Calage sur diagraphies et découpage séquentiel (Cycles T/R majeurs).

2) Le Paléogène

Nous avons identifié et corrélié régionalement 13 cycles transgressifs-régressifs (T/R) mineurs (1 à 5 Ma). Neuf sont présents sur la zone de Mont-de-Marsan (figs. IV-3 et IV-4). Ils s'organisent en 3 cycles T/R majeurs (10 à 20 Ma). Des corrélations à haute résolution ont également été réalisées dans le cadre du projet ARTEP (Quantification des corps réservoirs carbonatés) sur la structure des Landes de Siougos (fig. IV-5). Ce travail à l'échelle des groupements d'unités génétiques n'a pas été étendu au bassin de l'Adour.

- (1) **Cycle majeur Danien-Thanétiens moyen** (Membre de Buane - Membre de Houns).

Ce cycle, fortement aggradant puis progradant, est constitué de faciès péri-récifaux et de lagon. La limite supérieure de ce cycle est une surface karstique émergitive qui correspond, au sud du secteur, à un volume de sédiment (Membre de Houns). Cette émergence, qui traduit donc une chute du niveau marin relatif (suppression d'espace disponible), pourrait enregistrer la chute eustatique globale (Sel 2/Th1) de la fin du Sélandien (Hardenbol *et al.*, 1998). L'identification et la corrélation de la surface d'inondation maximale est rendue très délicate en raison du caractère aggradant du cycle, mais surtout en raison du degré considérable de dolomitisation des sédiments.

- (2) **Cycle majeur Thanétiens moyen-Bartonien inférieur** (Formation de Meilhan inférieure - Formation de La Fontaine de la Médaille).

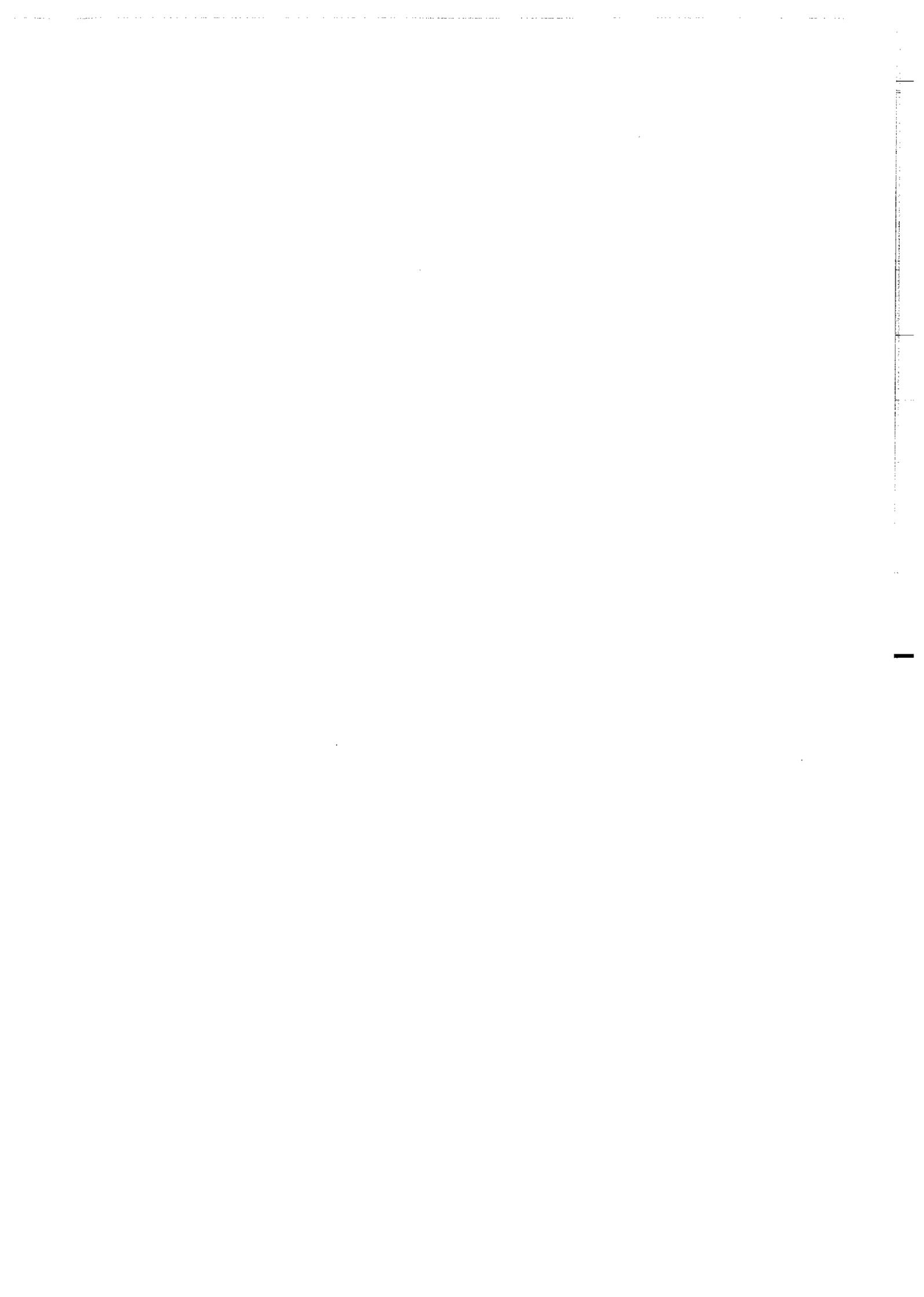
Le demi-cycle rétrogradant (Formation de Meilhan inférieure - Calcaires de Lapêche) se caractérise par un passage progressif de faciès de lagon à ceux de plate-forme externe à nummulites. La surface d'inondation maximale au toit des Calcaires de Lapêche correspond à un niveau condensé (fond durci perforé).

Le demi-cycle progradant (Marnes de Gan - Calcaires de La Fontaine de la Médaille) enregistre la migration d'Est en Ouest de deltas mixtes terrigènes-carbonatés (delta des Marnes de Gan, delta des Marnes de Donzacq, delta de la Fontaine de la Médaille). Ces deux derniers édifices deltaïques sont séparés par un épisode carbonaté (récif de Nousse) correspondant à une inondation marine d'ordre supérieur (i.e. de durée inférieure).

- (3) **Cycle majeur Bartonien inférieur-Priabonien** (Formation de Brassempouy inférieure - Formation de Campagne).

Le demi-cycle rétrogradant, à la base des Calcaires de Brassempouy inférieurs, correspond au dépôt d'une série argilo-sableuse littorale et d'offshore. La surface d'inondation qui caractérise le début de ce demi-cycle est difficile à mettre en évidence en raison du caractère aggradant de l'enregistrement sédimentaire. Sur les carottes des Landes de Siougos, c'est encore une surface de ravinement qui s'exprime le mieux. Ce demi-cycle se termine par un niveau condensé perforé.

Le demi-cycle progradant enregistre le passage de sédiments littoraux à des sédiments laguno-lacustres (sommet de la Formation de Brassempouy supérieure). Le dépôt de la Formation de Campagne enregistre quant à lui une accélération de cette progradation (surface de non-conformité) avec la mise en place de faciès lacustres, fluviaux et molassiques.



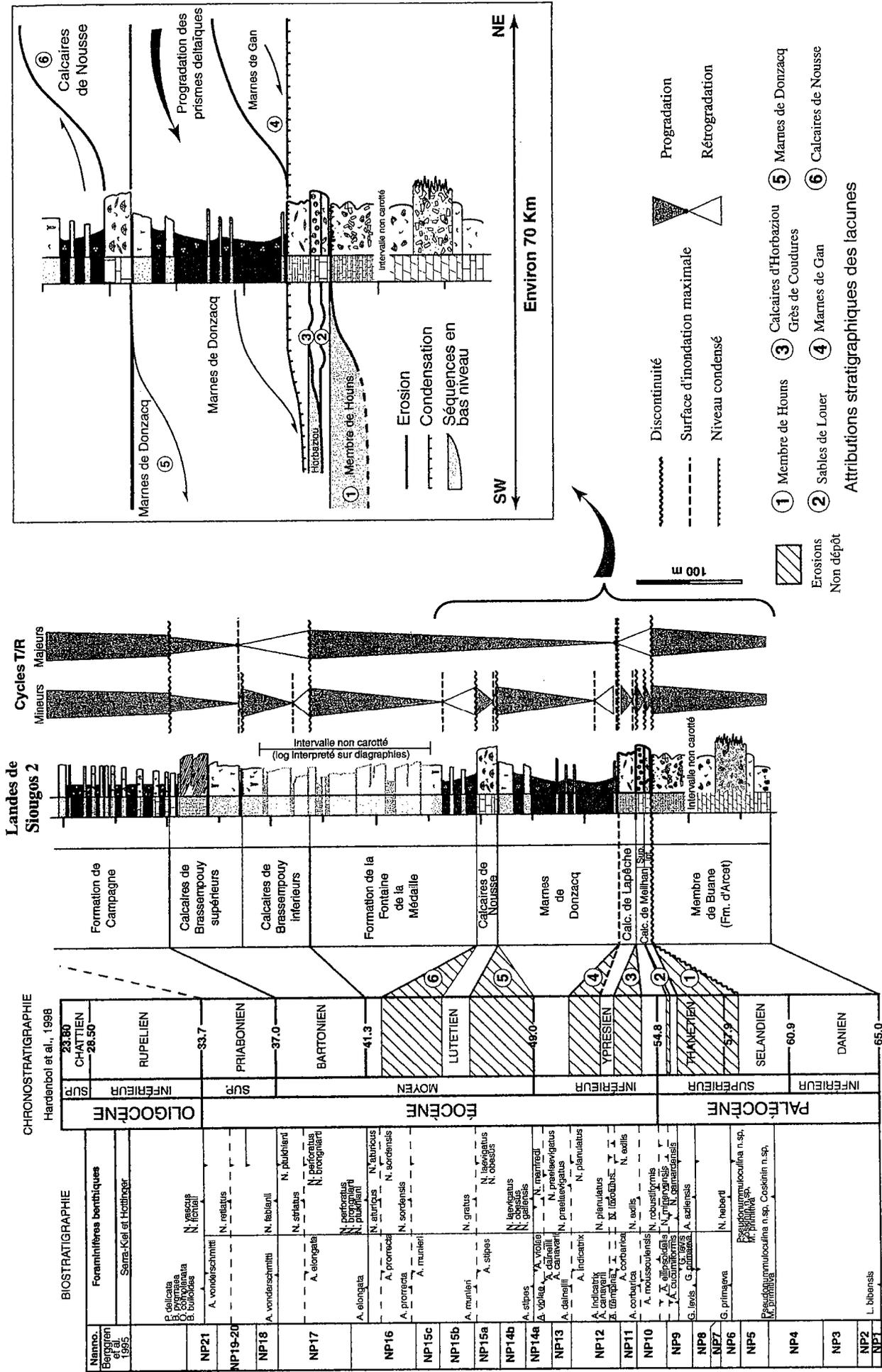


Figure IV-3 : Log synthétique du forage Landes de Siougos 2 au Paléogène. Calage biostratigraphique et découpage séquentiel (Cycles T/R majeurs et mineurs). Expression latérale des lacunes.

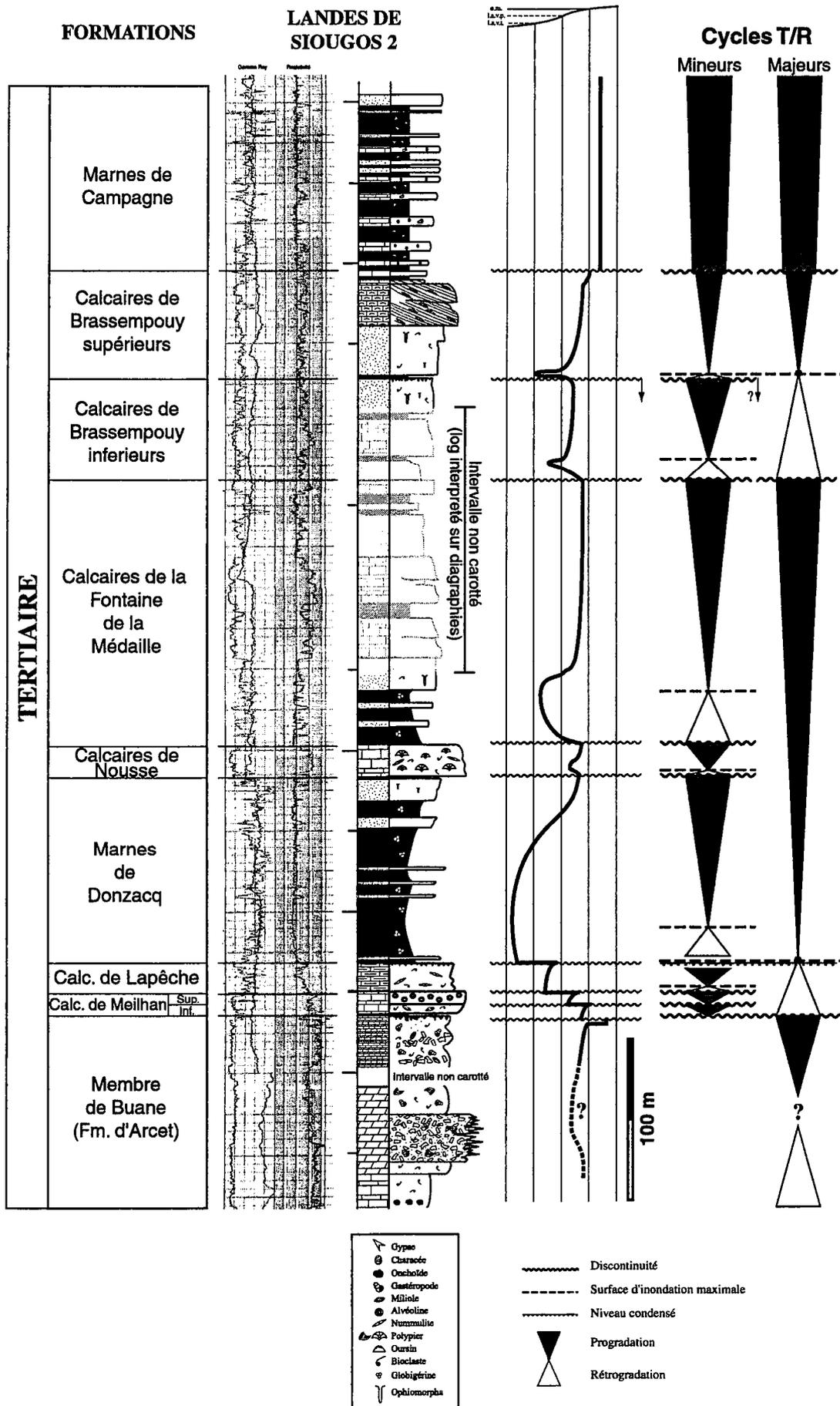


Figure IV-4 : Log synthétique du forage Landes de Siugos 2 au Paléogène. Calage sur diagraphies et découpage séquentiel (Cycles T/R majeurs et mineurs).

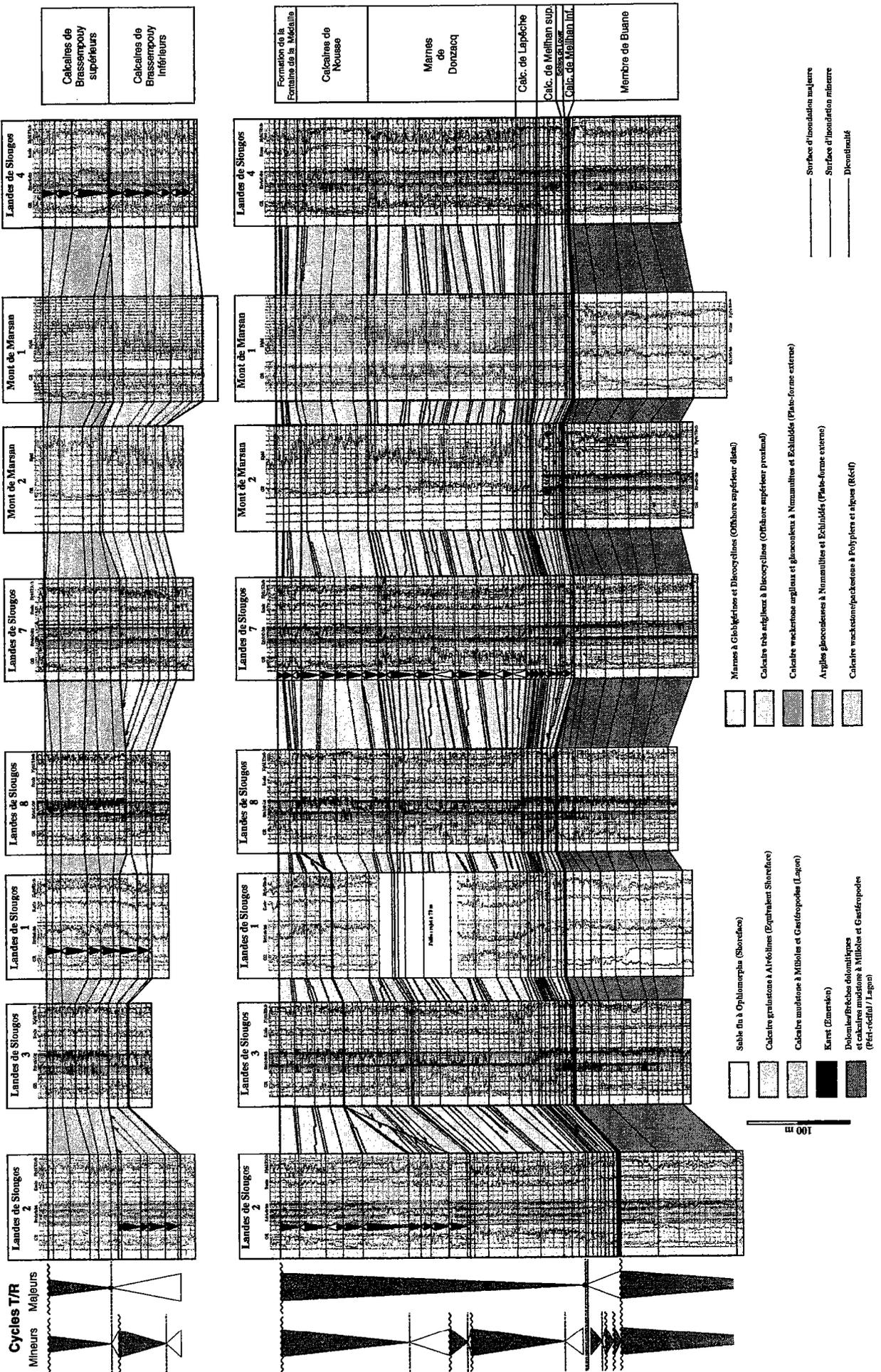


Figure IV-5 : Planché de corrélations haute résolution des sondages de la structure de Mont de Marsan. Habillage en faciès pour la partie inférieure

II) GEOMETRIES 2D ET 3D

La corrélation de ces cycles sur l'ensemble des puits étudiés fournit une base de données stratigraphiques qui permet d'accéder à une restitution et à une visualisation 2D et 3D des géométries des cycles et de la répartition des faciès. C'est l'outil qui permet d'identifier les grandes périodes de modification dans la dynamique du bassin (ruptures de faciès et ou ruptures de subsidence/inversions). Les géométries mises en évidence sont des objets repérables sur sismique. Leur reconnaissance permet de valider en retour l'interprétation séquentielle.

1) Coupes 2D dans le Bassin de l'Adour

Les coupes réalisées sur le Bassin de l'Adour (figs. IV-7 à IV-11) permettent, sur des **critères de répartition d'épaisseur** (subsidence) de distinguer deux périodes distinctes dans l'évolution de ce bassin : une au **Crétacé supérieur** et une au **Paléogène**. Ces deux périodes majeures peuvent être subdivisées selon les mêmes critères. Les coupes ont une orientation EW et NS (fig. IV-6) afin de recouper les structures anticlinales, les axes subsidents et d'illustrer les géométries progradantes ou rétrogradantes des cycles stratigraphiques.

1-1 : Le Crétacé supérieur

Au Crétacé supérieur, deux périodes sont distinguées :

(1) **Le Cénomaniens-Santonien** est caractérisé par de fortes variations d'épaisseurs dans l'espace, en relation avec le **jeu synsédimentaire** des principaux anticlinaux.

(2) **Le Campanien-Maastrichtien** enregistre une diminution du jeu synsédimentaire des anticlinaux et par voie de conséquence une relative **homogénéisation des épaisseurs**.

1-1-1 : Le Cénomaniens - Santonien (Formations de Pilo et de Jouansalles)

Cette période correspond à l'enregistrement des deux premiers cycles T/R majeurs, Cénomaniens-Turonien et Coniacien-Santonien. Deux zones subsidentes caractérisent cet intervalle de temps :

(1) le bassin d'Arzacq d'orientation NW-SE.

(2) l'axe subsident des Landes de Siougos d'orientation méridienne (nouvelle appellation dans ce travail), qui s'étend du Nord du forage Garein 1 au Sud du forage Audignon 4. Les coupes réalisées montrent l'importance des anticlinaux synsédimentaires, la "ride" d'Audignon notamment, mais également les anticlinaux de Lussagnet et de Villenave. En direction de l'Est et de l'Ouest, de part et d'autre de l'axe des Landes de Siougos, les relations géométriques des sédiments avec l'encaissant sont de type onlap. Leurs épaisseurs diminuent progressivement. En revanche, en direction du bassin d'Arzacq, les épaisseurs deviennent très importantes, en réponse à une augmentation de la vitesse de subsidence.

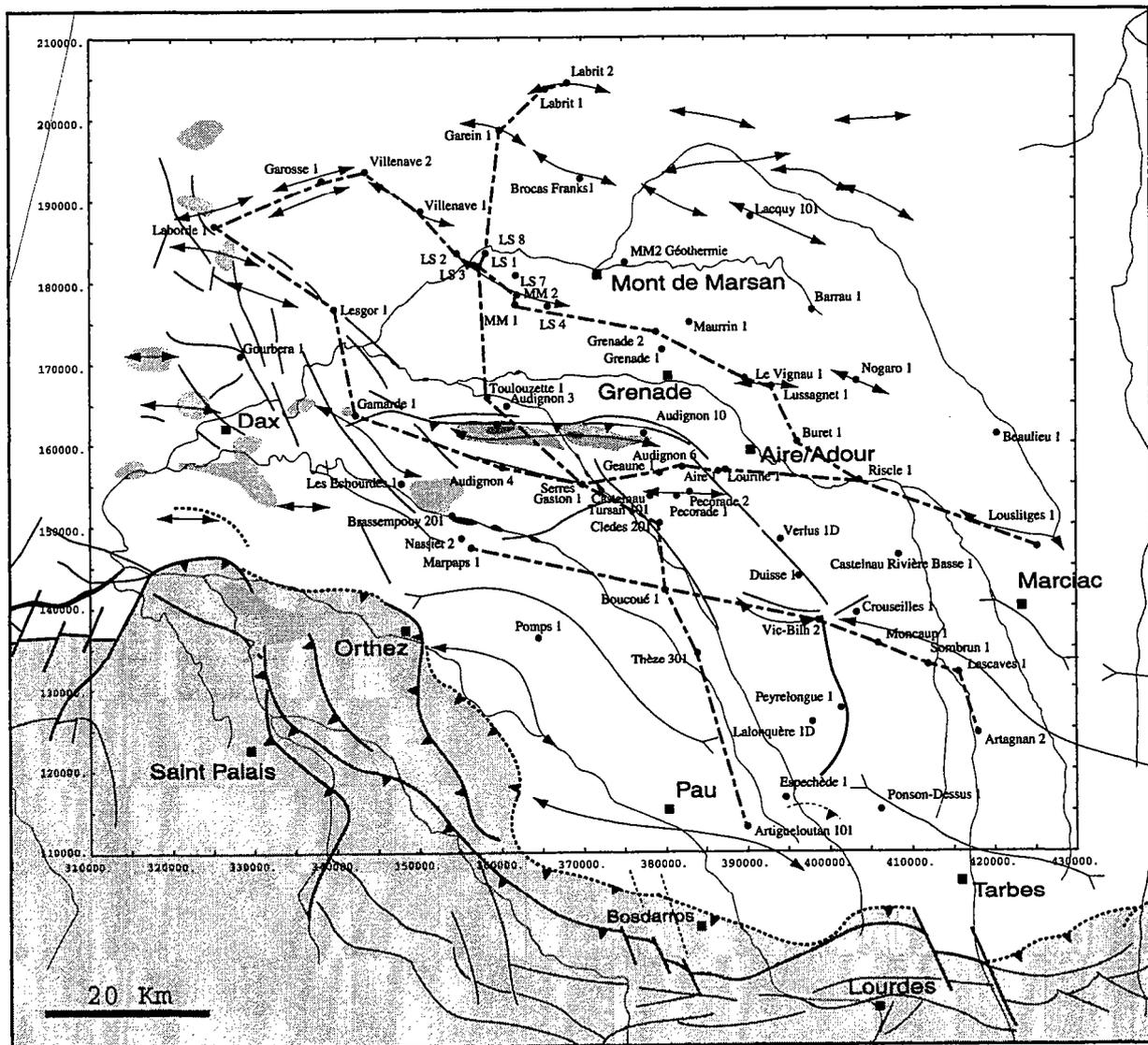


Figure IV-6 : Plan de position des coupes réalisées (figures IV-7 à IV-11).

1-1-2 : Le Campanien - Maastrichtien (Formations de Pré-Marie et de Dumes)

Le Campanien - Maastrichtien enregistre le troisième cycle T/R majeur du Crétacé supérieur. Les deux zones subsidentes décrites précédemment sont encore individualisées. Les coupes mettent en évidence un changement dans les vitesses de subsidence avec un ralentissement progressif, voire un arrêt des anticlinaux d'Audignon et de Lussagnet.

1-2 : Le Paléogène

Le Tertiaire est marqué par des inversions structurales majeures et par une importante rupture dans les faciès sédimentaires.

D'un point de vue sédimentologique, les boues carbonatées de la fin du Crétacé supérieur, déposées sous la limite d'action des vagues permanentes, font place, au Paléocène, à une sédimentation carbonatée peu profonde, à affinité récifale. Ces plates-formes carbonatées sont ensuite surmontées par d'importants édifices deltaïques terrigènes à l'Eocène. Le Paléogène peut également être subdivisé en deux périodes :

(1) Le Paléocène est caractérisé par le dépôt de plates-formes carbonatées à polarité NE-SW (pôle proximal au NE et pôle distal au SW).

(2) L'Eocène enregistre un changement sédimentologique et géodynamique majeur avec la mise en place de deltas dans une polarité EW. La fin de la période est marquée par une réactivation de certaines "rides" (Audignon par exemple) et par la naissance de nouveaux anticlinaux (Landes de Siougos par exemple).

1-2-1 : Le Paléocène

Au Paléocène se met en place une série de plates-formes carbonatées à affinité récifale qui passent en direction du Sud à des dépôts turbiditiques dans le bassin d'Arzacq. Cette période est également caractérisée par l'inversion structurale de certains domaines du bassin. Les anticlinaux actifs au Crétacé supérieur sont ainsi le siège d'une importante sédimentation (Audignon, Lussagnet, Villenave) alors que l'axe des Landes de Siougos commence à s'inverser. Il en est de même du secteur de Buret 1, à l'est de Lussagnet. On note également de nombreuses lacunes au niveau du domaine de plate-forme (au nord d'Audignon).

1-2-2 : L'Eocène

L'Eocène est une période clef dans l'histoire du bassin de l'Adour. Il est caractérisé par une sédimentation mixte carbonates/terrigenne, mise en place par l'intermédiaire de gigantesques édifices deltaïques. Les cycles stratigraphiques ont une forte tendance à la progradation. Les coupes E-W imagent bien cette disposition progradante avec un déplacement des dépo-centres en direction de l'Ouest. De manière similaire, les coupes NS montrent un déplacement des zones de préservation en direction du nord au cours du temps. Parallèlement, le secteur méridional est progressivement exondé et soumis à des transits de sédiments ou des érosions. D'un point de vue structural, l'inversion de l'axe des Landes de Siougos devient significative au Lutétien et au Bartonien.

Coupes horizontalisées - Transect NW/SE Nord Audignon Labordes 1 - Lousitges 1

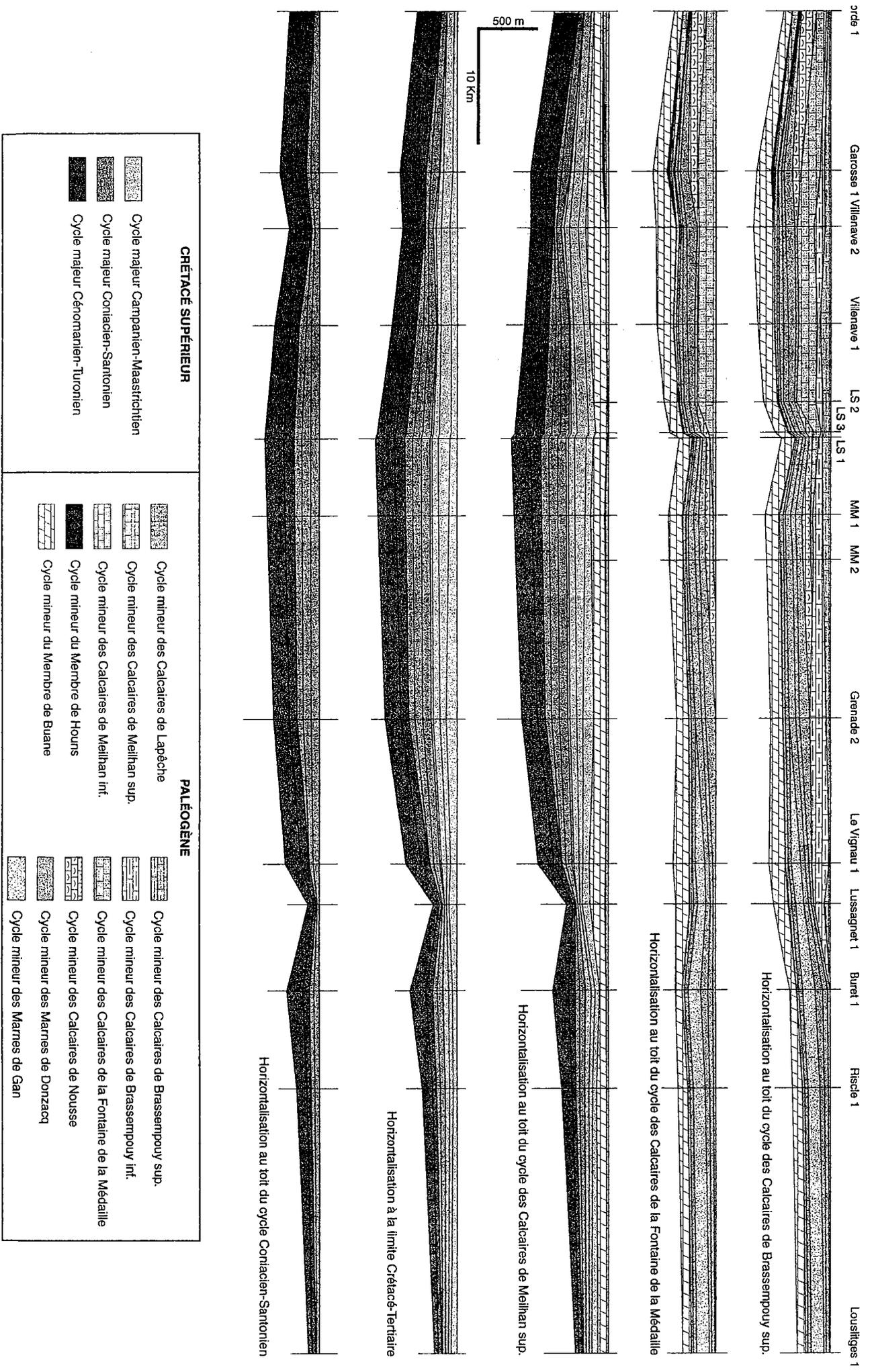
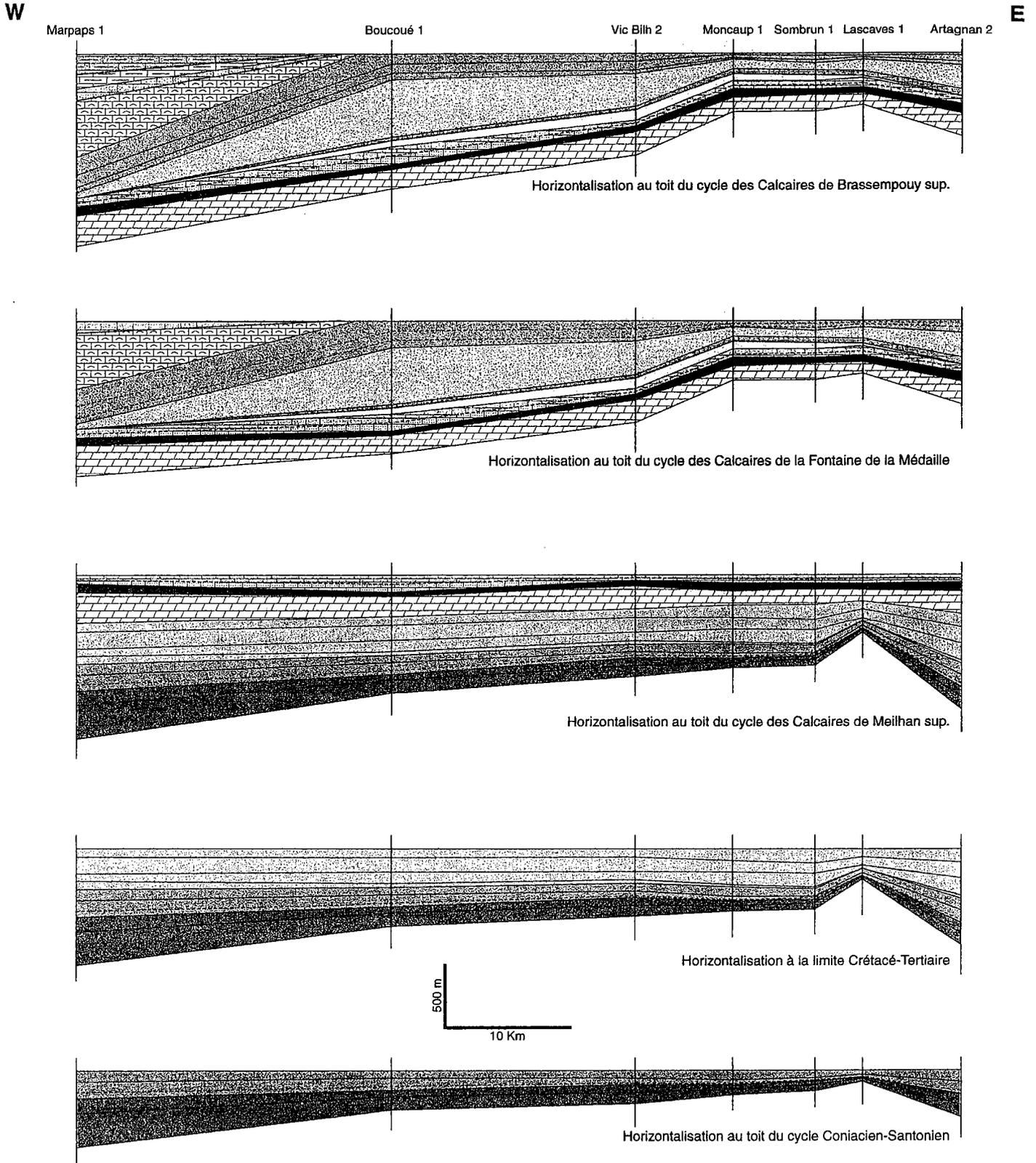


Figure IV-7

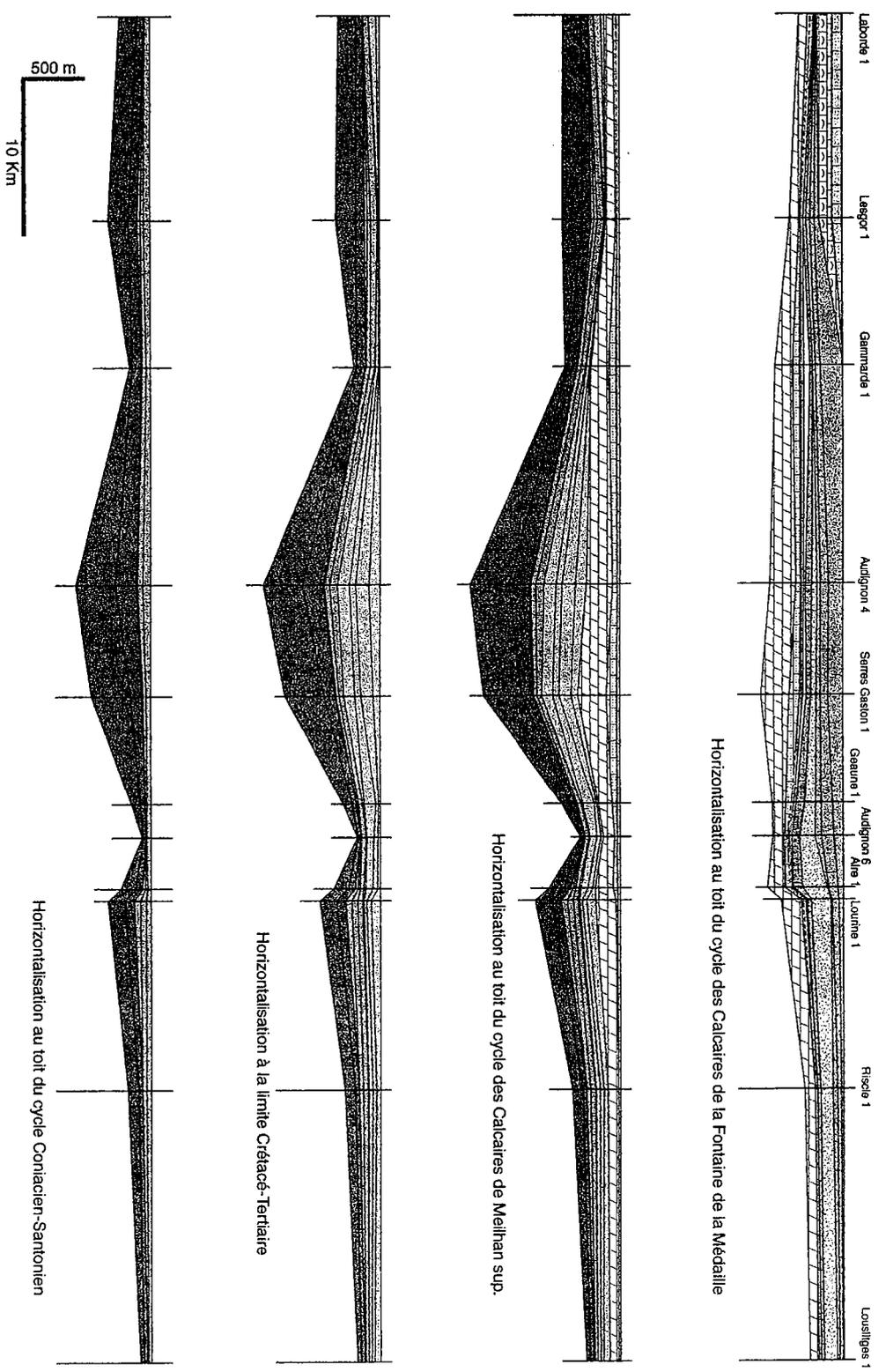
Coupes horizontalisées - Transect E/W Marpaps 1 - Artagnan 2



93

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR		PALÉOGÈNE	
	Cycle majeur Campanien-Maastrichtien		Cycle mineur des Calcaires de Brassempouy sup.
	Cycle majeur Coniacien-Santonien		Cycle mineur des Calcaires de Brassempouy inf.
	Cycle majeur Cénomaniens-Turonien		Cycle mineur des Calcaires de la Fontaine de la Médaille
			Cycle mineur des Calcaires de Nousse
			Cycle mineur des Marnes de Donzacq
			Cycle mineur des Marnes de Gan

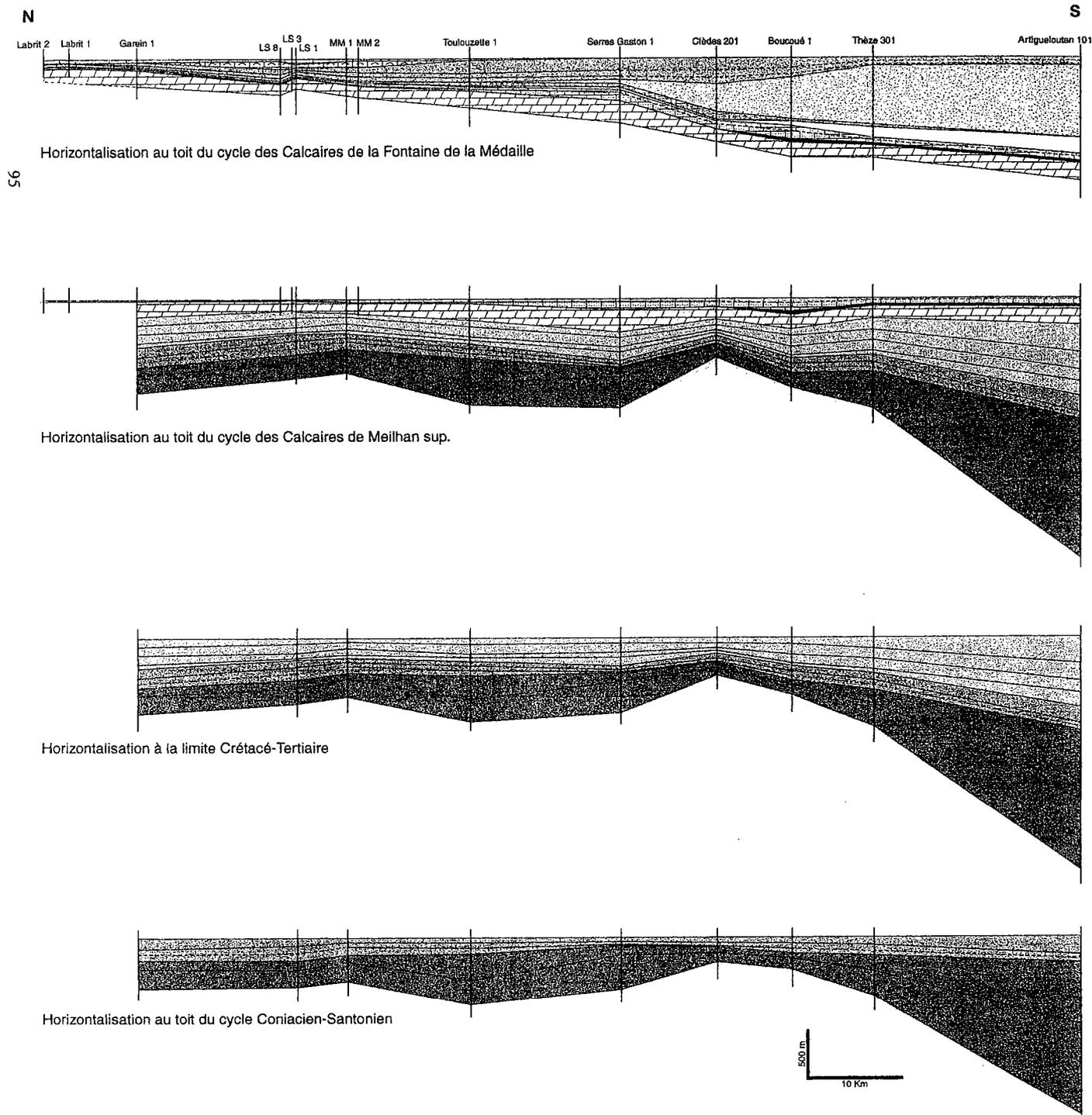
Figure IV-8



CRÉTACÉ SUPÉRIEUR		PALÉOGÈNE	
	Cycle majeur Campanien-Maastrichtien		Cycle mineur des Calcaires de Nousse
	Cycle majeur Coniacien-Santonien		Cycle mineur des Marnes de Dorzacq
	Cycle majeur Cénomannien-Turonien		Cycle mineur des Marnes de Gan
			Cycle mineur des Calcaires de Lapèche

Figure IV.9

Coupes horizontalisées - Transect N/S Labrit2 - Artigueloutan 101

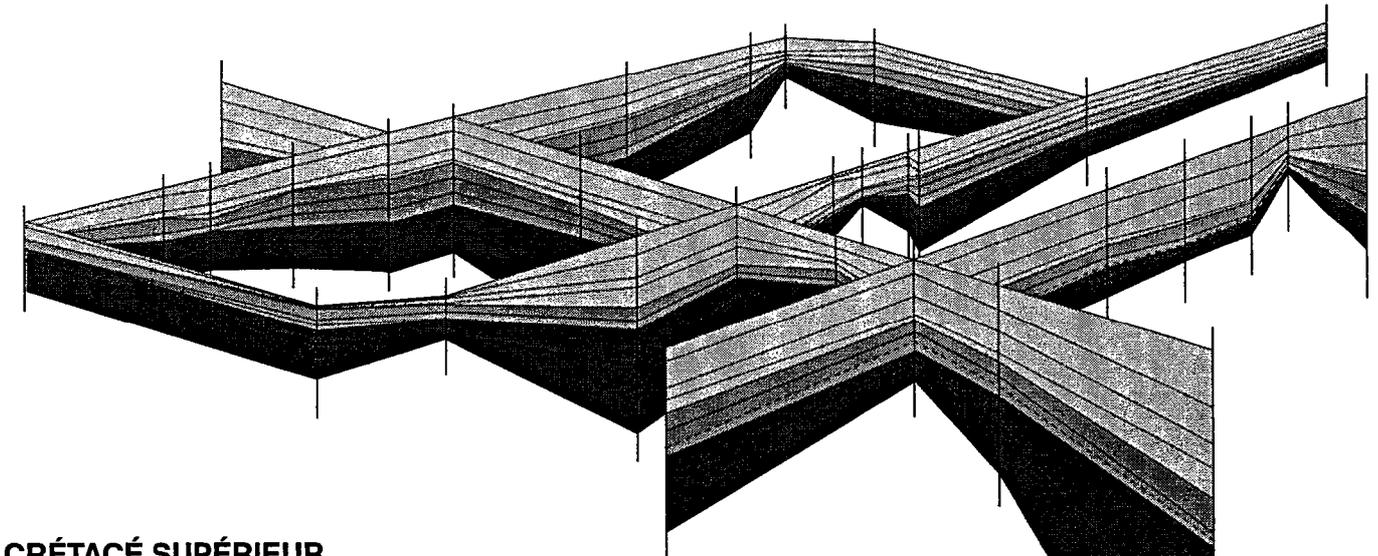
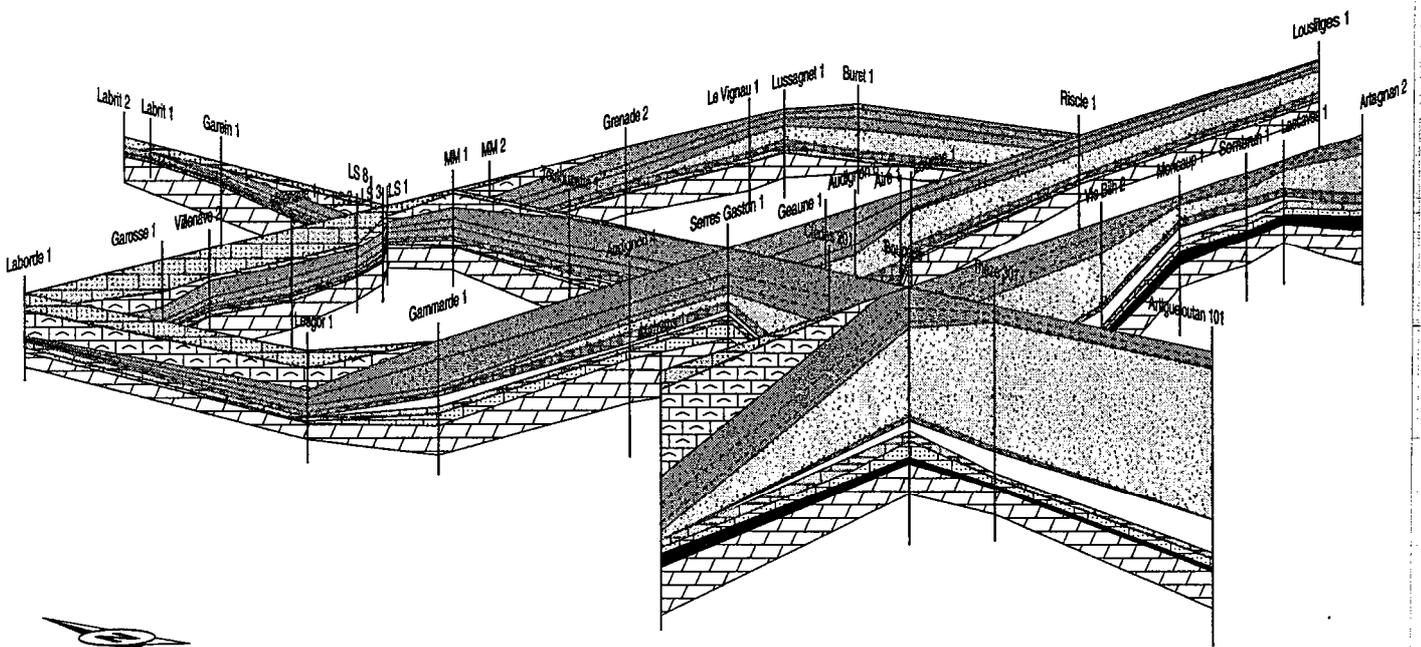


CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	PALÉOGÈNE	
Cycle majeur Campanien-Maastrichtien	Cycle mineur des Calcaires d'Horbaziou	Cycle mineur des Calcaires de la Fontaine de la Médaille
Cycle majeur Coniacien-Santonien	Cycle mineur des Calcaires de Meilhan sup.	Cycle mineur des Calcaires de Nousse
Cycle majeur Cénomanién-Turonien	Cycle mineur des Calcaires de Meilhan Inf.	Cycle mineur des Marnes de Donzacq
	Cycle mineur du Membre de Houns	Cycle mineur des Marnes de Gan
	Cycle mineur du Membre de Buane	Cycle mineur des Calcaires de Lapèche

Figure IV-10

PALÉOGÈNE

(Horizontalisation sur les Calcaires de la Fontaine de la Médaille)



CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

(Horizontalisation sur la limite Crétacé/Tertiaire)

500 m
10 Km

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	PALÉOGÈNE	
Cycle majeur Campanien-Maastrichtien	Cycle mineur des Calcaires d'Horbaziou	Cycle mineur des Calcaires de la Fontaine de la Médaille
Cycle majeur Coniacien-Santonien	Cycle mineur des Calcaires de Meilhan sup.	Cycle mineur des Calcaires de Nousse
Cycle majeur Cénomanién-Turonien	Cycle mineur des Calcaires de Meilhan inf.	Cycle mineur des Marnes de Donzacq
	Cycle mineur du Membre de Houns	Cycle mineur des Marnes de Gan
	Cycle mineur du Membre de Buane	Cycle mineur des Calcaires de Lapêche

Figure IV-11 : Maillage 3D des coupes de corrélations dans le bassin de l'Adour

2) Cartographie des séquences de dépôt : isopaques et faciès

23 cartes d'isopaques et 19 cartes de faciès ont été réalisées sur l'intervalle étudié. Elles permettent parfaitement d'illustrer l'évolution tecto-sédimentaire du Crétacé supérieur (fig. IV-12) et du Paléogène (figs. IV-13 et IV-15).

Les cartes de faciès sont établies à partir des diagraphies. Une signature diagraphique, caractéristique de chaque milieu cartographiable (shoreface, offshore supérieur ...), est obtenue après calage des faciès définis sur carottes. Ces signatures diagraphiques types permettent, associées aux descriptions des cuttings, une interprétation en faciès des forages non carottés.

Les cartes sont réalisées au niveau des surfaces d'inondations maximales pour les demi-cycles transgressifs et au niveau du dernier marqueur diagraphique corrélé régionalement pour les demi-cycles régressifs.

Concernant le **Crétacé supérieur**, seuls les **cycles majeurs** ont été corrélés. Nous présenterons ici les cartes d'isopaques et de faciès des demi-cycles des cycles T/R majeurs.

Pour le **Paléogène**, les données biostratigraphiques permettent une résolution supérieure (cycles T/R mineurs). C'est la cartographie de ces **cycles mineurs** qui sera présentée ici.

2-1 : Le Crétacé supérieur (fig. IV-12)

2-1-1 : Le Cycle T/R majeur Cénomaniens - Turonien (Formations de Pilo et de Jouansalles inférieure)

a) Demi-cycle transgressif (Cénomaniens - Formation de Pilo) (fig. IV-12 et Annexe 1)

Deux domaines principaux peuvent être individualisés selon le mode de subsidence et les faciès :

(1) L'axe des Landes de Siougos (N-S) qui se prolonge au sud de l'anticlinal d'Audignon et le bassin d'Arzacq (NW-SE), sont deux zones subsidentes, caractérisées par des dépôts d'offshore inférieur et de turbidites mixtes terrigènes/carbonatées (partie méridionale du bassin d'Arzacq-Tarbes).

(2) Les zones adjacentes montrent de nombreuses variations d'épaisseur en relation avec l'activité des principaux anticlinaux ("rides") du bassin (Louer, partie Est d'Audignon, Lussagnet, Nogaro, Lacquy). Les faciès sont majoritairement caractéristiques d'offshore supérieur (alternances de calcaires bioclastiques et de marnes). La "ride" de Louer, à l'Ouest, et la "ride" de Bassoues, à l'Est sont caractérisées par des sédiments littoraux (shoreface).

b) Demi-cycle régressif (Turonien-Coniacien? - Formation de Jouansalles) (fig. IV-12 et Annexe 2)

Le contraste entre l'axe des Landes de Siougos et les zones adjacentes demeure, mais les variations d'épaisseurs sont moindres. Une zone subsidente au nord de l'anticlinal d'Audignon persiste. Les bassins d'Arzacq et de Tarbes montrent des accumulations importantes (supérieures à 500 m). La structuration des "rides" citées précédemment est encore visible sur les isopaques.

Du point de vue des faciès, ce demi-cycle est dominé par la progradation des faciès de shoreface (calcaires dolomitiques à texture grainstone du Turonien). Cette progradation trouve probablement son origine de part et d'autre de l'axe des Landes de Siougos qui est alors comblé. La progradation se poursuit ensuite en direction du bassin d'Arzacq où se déposent des faciès d'offshore et des turbidites.

2-1-2 : Le Cycle T/R majeur Coniacien - Santonien (Formation de Jouansalles)

a) Demi-cycle transgressif (Coniacien? - Formation de Jouansalles) (fig. IV-12 et Annexe 3)

L'axe des Landes de Siougos est à nouveau actif, mais les contrastes d'épaisseurs par rapport aux zones adjacentes sont moins importants. Les "rides" sont toujours actives : la croissance synsédimentaire de l'anticlinal d'Audignon s'accroît et la "ride" se propage vers l'Ouest.

Le maximum transgressif de ce cycle est moins marqué en termes de variations de faciès que celui du cycle précédent. En effet, les dépôts d'offshore inférieur et les turbidites ne s'enregistrent que dans le bassin d'Arzacq. La rétrogradation des faciès provoque le recul des faciès de shoreface dans les zones N-W et N-E du secteur. Sur les "rides" d'Audignon, de Lussagnet et de Nogaro subsistent de petites étendues de shoreface.

b) Demi-cycle régressif (Santonien? - Formation de Jouansalles) (fig. IV-12 et Annexe 4)

Comme pour le demi-cycle régressif précédent, le dispositif en zones subsidentes/"rides" reste inchangé. Toutefois, l'axe des Landes de Siougos est déconnecté du bassin d'Arzacq.

Les faciès de shoreface occupent la majeure partie du secteur. Il subsiste, au niveau de Garein (dans la partie active de l'axe des Landes de Siougos), une zone à sédimentation d'offshore supérieur. Ces mêmes faciès se retrouvent dans le bassin d'Arzacq où ils passent latéralement aux dépôts turbiditiques dans sa partie méridionale.

2-1-2 : Le Cycle T/R majeur Campanien - Maastrichtien (Formation de Pré-Marie et de Dumes)

a) Demi-cycle transgressif (Campanien - Formation de Pré-Marie) (fig. IV-12 et Annexe 5)

Ce demi-cycle marque une nouvelle phase d'activité de l'axe des Landes de Siougos, qui est de nouveau parfaitement connecté au bassin d'Arzacq. La "ride" d'Audignon semble être moins active, alors que les "rides" de Lussagnet, Nogaro, Lacquy ... etc sont toujours actives.

L'amplitude de la transgression est plus importante que celle du cycle précédent, mais reste inférieure à celle du cycle Cénomaniens-Turonien. Les faciès de shoreface sont repoussés à l'extrême Nord et à l'Est du secteur, mis à part quelques domaines de faible étendue, localisés sur la terminaison orientale de la "ride" d'Audignon, sur la "ride" de Lussagnet et dans le secteur de Vic Bilh. Les faciès d'offshore inférieur sont localisés dans les bassins d'Arzacq et de Tarbes, bien qu'une étroite bande remonte au Nord d'Audignon, dans l'axe des Landes de Siougos.

b) Demi-cycle régressif (Campanien?-Maastrichtien - Formation de Dumes) (fig. IV-12 et Annexe 6)

Les caractéristiques structurales sont identiques à celles du demi-cycle transgressif. Toutefois, la "ride" de Lussagnet n'est plus active. Le bassin d'Arzacq reçoit quant à lui plus de 500 m de sédiments.

La répartition des faciès montre que ce demi-cycle est aggradant/progradant. En effet, les faciès de shoreface migrent vers le Sud-Ouest et le Sud-Est, mais ne recouvrent pas l'ensemble du domaine, comme auparavant. Un shoreface de faible étendue s'individualise au niveau de la faille de Larcis. Les faciès distaux (offshore inférieur et turbidites) sont toujours localisés dans la partie méridionale des bassins d'Arzacq et de Tarbes.

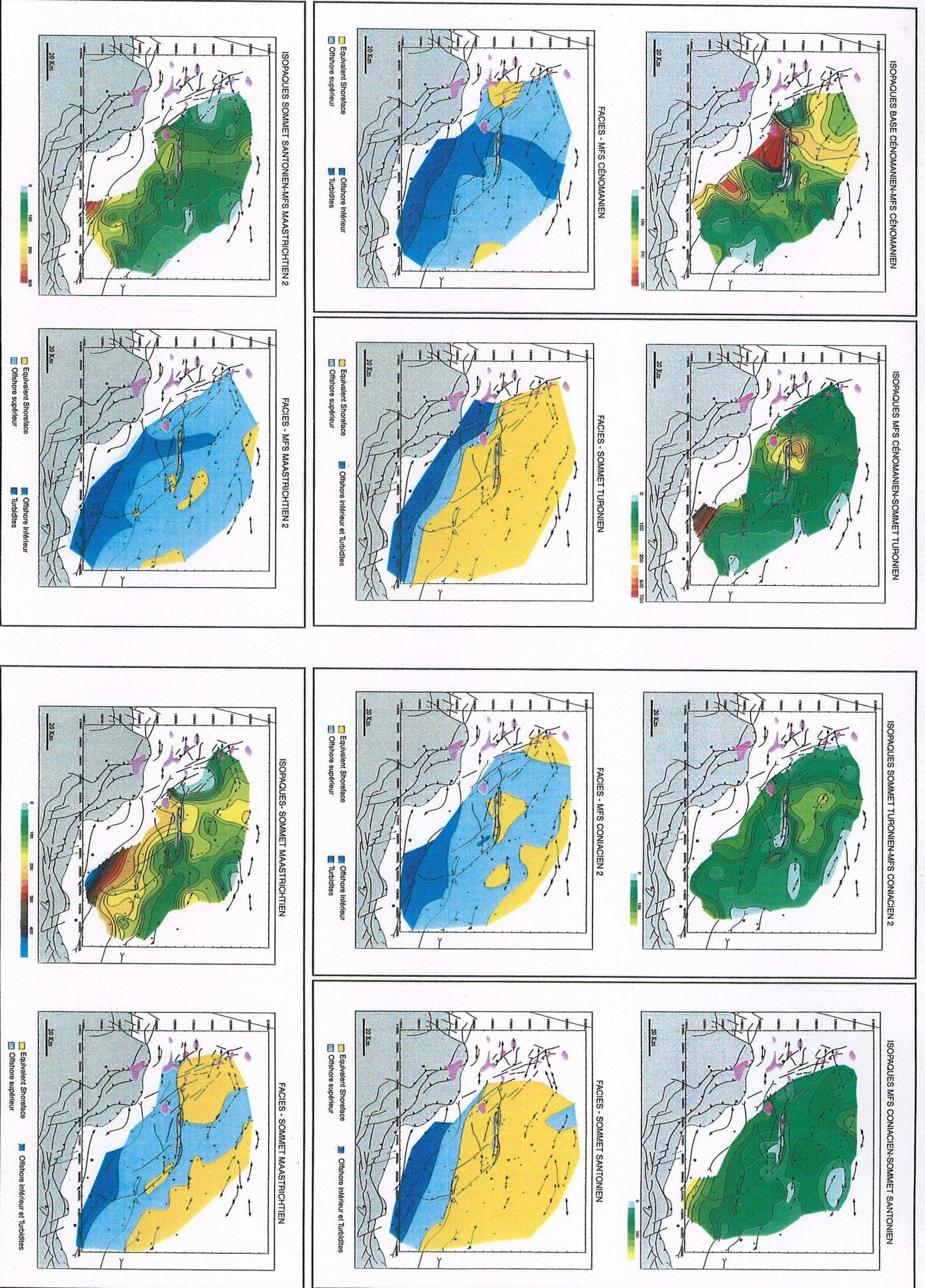


Figure IV-12 : Cartes d'isopaches et de faciès des demi-cycles T/R du Crétacé supérieur

2-2 : Le Paléogène (figs. IV-13 et IV-15)

Un nouveau mode de subsidence et de répartition des faciès se met en place. Les anticlinaux formés durant le Crétacé sont moins actifs. L'axe des Landes de Siougos disparaît progressivement, alors que le bassin d'Arzacq reste un secteur très subsident. Le domaine étudié correspond à une flexure d'axe NW-SE. Cet intervalle de temps se subdivise en deux périodes :

(1) l'installation de **plates-formes carbonatées** à polarité NE-SW, du Paléocène (cycle T/R mineur du Membre de Buane) à l'Eocène inférieur (cycle T/R mineur des Calcaires de Lapêche).

(2) la mise en place de **vastes deltas** à polarité sédimentaire EW, de l'Eocène inférieur (cycle T/R mineur des Marnes de Gan) au Priabonien (cycle T/R mineur des Marnes de Campagne).

2-2-1 : Le Cycle T/R mineur du Membre de Buane

(fig. IV-13 et Annexe 7)

La carte d'isopaques de ce cycle est en fait fortement résiduelle. En effet, la fin du cycle coïncide avec une période d'érosion karstique. Un axe subsident préférentiel se dessine au Sud de la "ride" d'Audignon, dans le bassin d'Arzacq, et se prolonge dans le bassin de Tarbes.

Du point de vue des environnements de dépôts, les faciès sont caractéristiques d'une plate-forme carbonatée à affinité récifale. Sur les carottes de la structure des Landes de Siougos, seuls les faciès d'arrière barrière et de lagon sont représentés. La barrière récifale est identifiée sur les descriptions de cuttings. Elle se dispose selon une direction NW-SE, au sud de la "ride" d'Audignon, et se poursuit en direction de la "ride" Antin-Maubourguet (Kieken, 1973). Cette barrière récifale semble avoir un caractère discontinu, comme en témoignent les faciès grossiers déposés en arrière. En direction du Bassin d'Arzacq, les carbonates passent rapidement à des dépôts turbiditiques mixtes terrigènes/carbonatés (Dubarry, 1988).

2-2-2 : Le Cycle T/R mineur du Membre de Houns

(fig. IV-13 et Annexe 8)

Ce cycle est contemporain d'une chute eustatique importante (Sel2/Th1 de Hardenbol et al., 1998). Ainsi, le secteur au Nord d'Audignon est soumis à une intense érosion alors que la sédimentation est limitée au Sud d'Audignon, dans le bassin d'Arzacq. Toutefois, des reliques de la formation sont localisées sur Audignon, ce qui laisse présager d'une extension vers le nord plus importante que ne le montre la carte des isopaques résiduelles.

La sédimentation est dominée par des calcaires crayeux à alvéolines, caractéristiques de faciès déposés au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes (équivalent shoreface). A l'extrême SE du secteur (Ponson-dessus 1), des influences terrigènes sableuses se font sentir dans les faciès de shoreface. Au niveau du diapir de Bastennes, une construction

récifale se développe. Ce faciès passe vers le SW à des calcaires glauconieux puis à des marnes.

2-2-3 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Meilhan inférieurs

(fig. IV-13 et Annexe 9)

Ce cycle inaugure la transgression de la fin du Paléocène et du début de l'Yprésien (demi-cycle transgressif du Cycle T/R majeur Thanétien moyen-Bartonien inférieur). Les isopaques montrent une direction de dépointe NW-SE, la zone la plus subsidente est localisée au Sud d'Audignon.

Les faciès rencontrés sont identiques à ceux du cycle de Membre de Buane, mais la barrière récifale devient très discontinue avec trois édifices principaux (Laborde, Brassempouy et Lascaves). A l'arrière se déposent des faciès d'arrière barrière et de lagon. Une construction récifale se développe au SE d'Audignon. Vers le Sud, dans le bassin d'Arzacq, la plate-forme carbonatée passe à des faciès d'offshore supérieur, puis à des turbidites (turbidites mixtes terrigènes/carbonatées).

2-2-4 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Meilhan supérieurs

(fig. IV-13 et Annexe 10)

Le cycle des Calcaires de Meilhan supérieurs présente de faibles contrastes d'épaisseurs sur tout le secteur d'étude. Le bassin d'Arzacq reste la zone la plus subsidente. Le domaine de préservation des sédiments migre en direction du NE.

Les faibles contrastes d'épaisseurs s'accompagnent d'une homogénéisation des faciès. Ainsi, le domaine de plate-forme est occupé par des faciès de calcaires à alvéolines, situés aux alentours de la limite d'action des vagues permanentes (transition offshore supérieur-shoreface). Quelques constructions récifales sont encore exprimées. Les faciès d'offshore supérieur sont localisés dans le bassin d'Arzacq.

2-2-5 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires d'Horbaziou

(fig. IV-13 et Annexe 11)

Ce cycle marque globalement une "régression" mineure dans le demi-cycle transgressif majeur. Cette progradation se marque par un niveau karstique au sommet des Calcaires de Meilhan supérieurs. Cette karstification n'a toutefois pas l'ampleur de celle qui a affecté le sommet du Membre de Buane. Les isopaques montrent toujours une direction de dépointe NW-SE, mais la sédimentation est repoussée au sud de la zone de Mont-de-Marsan. C'est encore le bassin de Tarbes-Arzacq qui présente les plus fortes accumulations sédimentaires. La zonation des faciès suit globalement les gradients d'isopaques. Du NE au SW, on identifie des shoreface carbonatés (calcaires crayeux à alvéolines) qui passent progressivement à des alternances de marnes et de calcaires glauconieux d'offshore supérieur, puis à des marnes et des turbidites d'offshore inférieur.

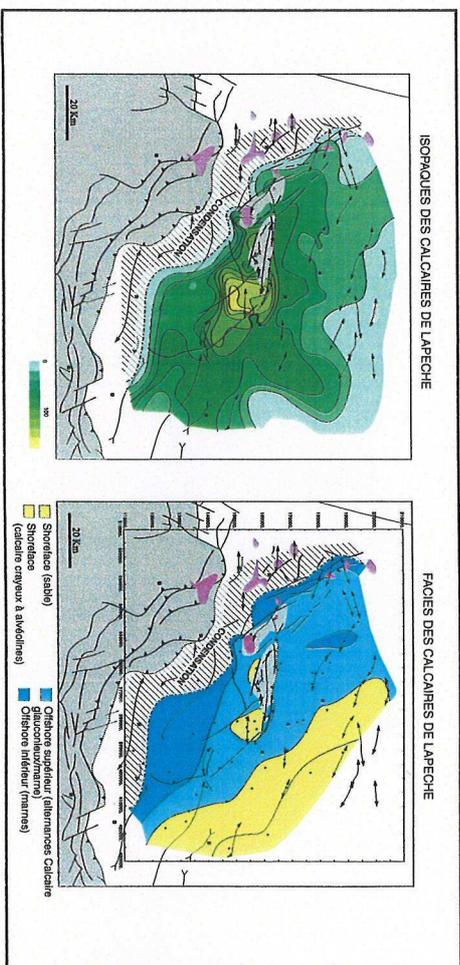
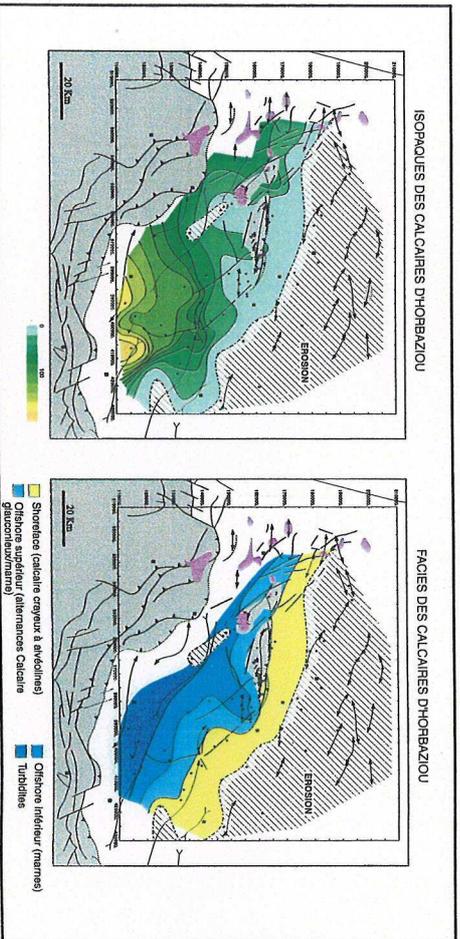
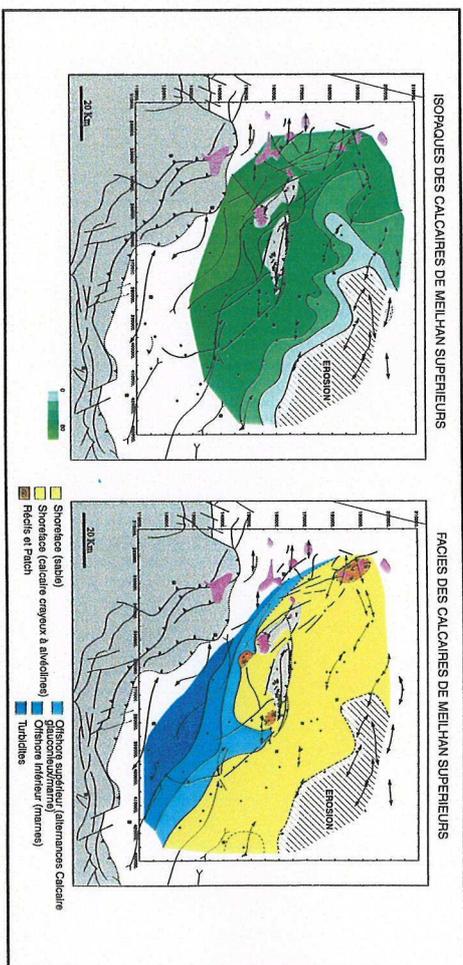
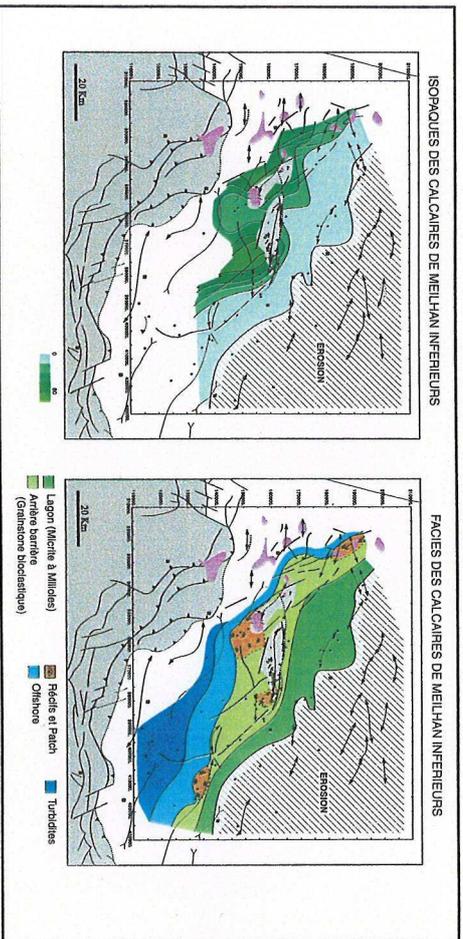
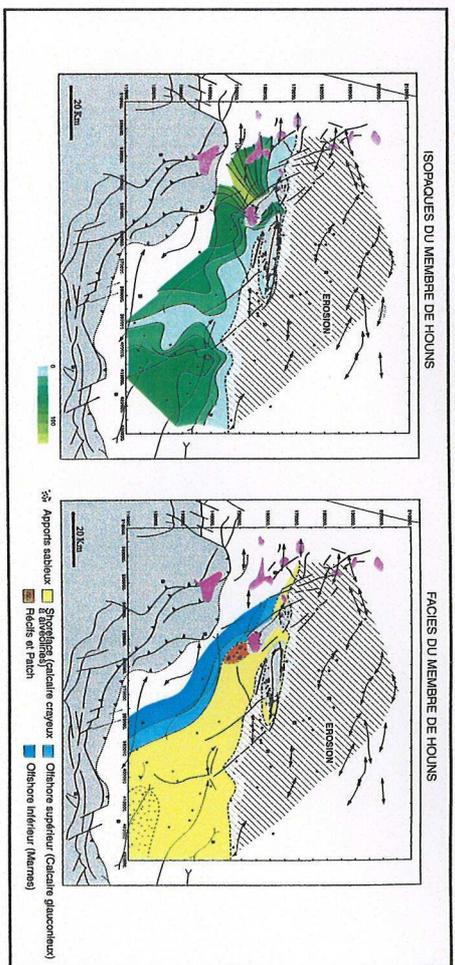
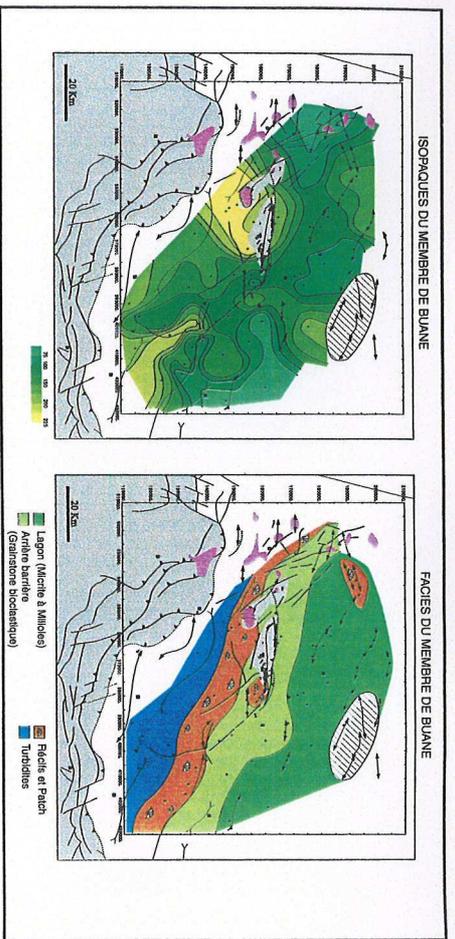


Figure IV-13 : Cartes d'isopaches et de faciès des cycles T/R du Paléogène (Membre de Buane aux Calcaires de Lapêche)

2-2-6 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Lapêche

(fig. IV-13 et Annexe 12)

Les Calcaires de Lapêche correspondent à la fin du demi-cycle transgressif majeur du Thanétien moyen-Bartonien inférieur. Le toit des Calcaires de Lapêche enregistre l'inondation majeure du cycle T/R majeur. C'est une surface de condensation importante avant le dépôt du cycle suivant. Ce maximum transgressif majeur est contemporain d'une condensation dans la partie la plus distale du bassin, c'est-à-dire dans le bassin de Tarbes-Arzacq. Les plus fortes accumulations se rencontrent au sud d'Audignon et à l'Ouest de la faille de Larcis.

Les faciès des Calcaires de Lapêche caractérisent en majorité des environnements de plate-forme, en offshore supérieur. Des équivalents littoraux carbonatés (calcaires à alvéolines) ou terrigènes sableux se localisent à l'Est du secteur d'étude ou, au Sud d'Audignon, sous la forme de petites étendues isolées. Vers le pôle distal, au SW du domaine d'étude, les calcaires passent à des marnes d'offshore inférieur peu épaisses.

2-2-7 : Le Cycle T/R mineur des Marnes de Gan

(fig. IV-15 et Annexe 13)

Le cycle des Marnes de Gan inaugure le début du demi-cycle régressif du cycle T/R majeur du Thanétien moyen-Bartonien inférieur. Ce cycle marque un changement important en Adour, tant d'un point de vue des faciès qui deviennent fortement terrigènes, que d'un point de vue paléogéographique, avec la mise en place de deltas à polarité EW.

Les lignes isopaques montrent une direction de dépo-centre NS, avec de très fortes accumulations dans le bassin de Tarbes. Vers l'Ouest, la poursuite de la condensation au toit des Calcaires de Lapêche, est contemporaine de la migration des deltas. Le cycle des marnes de Gan donne ainsi l'image d'un véritable prisme sédimentaire allongé selon une direction sub-méridienne.

Les faciès sont caractéristiques de systèmes deltaïques (fig. IV-14). L'Est du domaine est occupé par les faciès fluviatiles (partie inférieure des Sables de Lussagnet). Vers l'Ouest, leur succèdent les faciès de bathymétrie équivalente de shoreface (Sables de Baliros) puis les marnes d'offshore : front de delta (Marnes de Gan). Les faciès de shoreface montrent une avancée significative en direction de l'Ouest au niveau de Thèze 301 et Boucoué 1. Elle peut être interprétée comme la conséquence d'apports terrigènes importants dans ce secteur (barre d'embouchure), en relation avec un distributaire fluviatile principal dans ce secteur. Le delta des Marnes de Gan apparaît donc comme un delta dominé fluviatile.

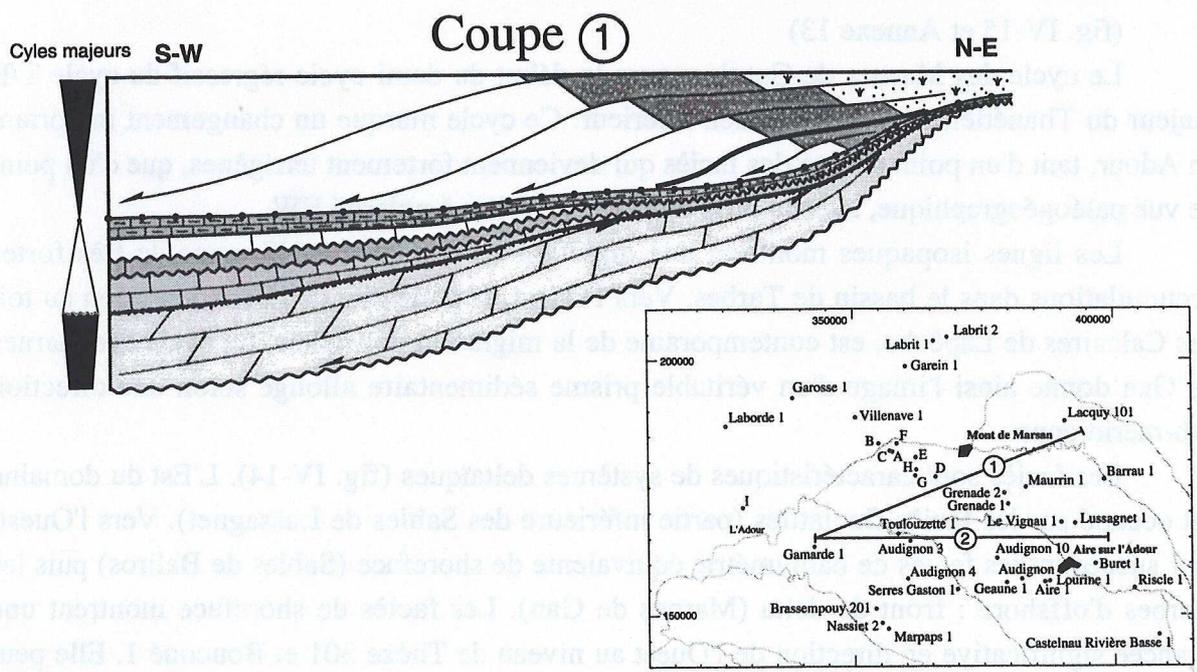
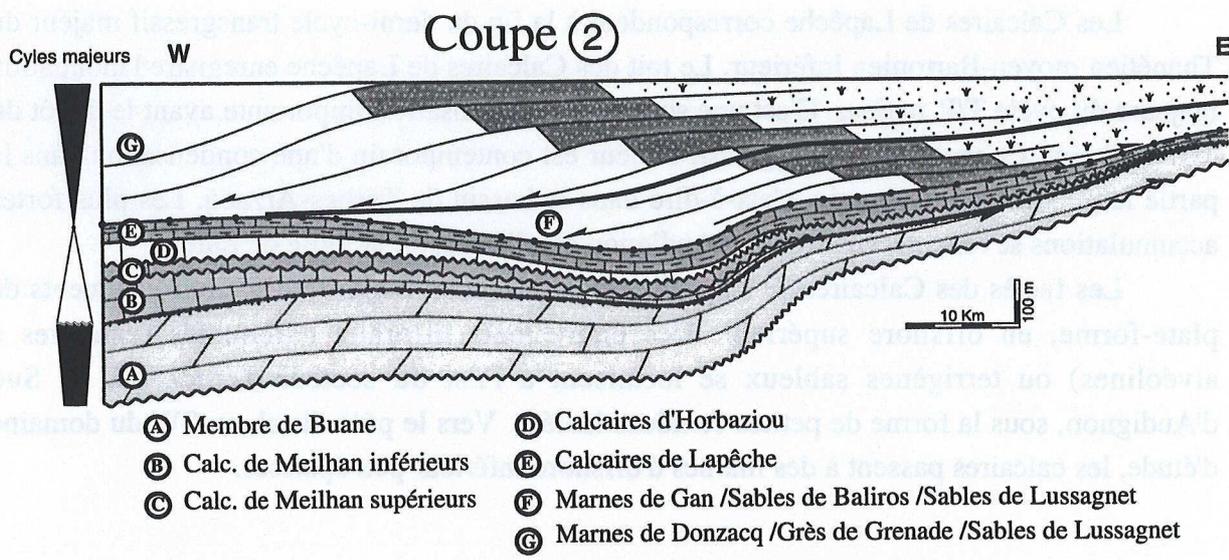


Figure IV-14 : Coupes schématiques de la base du Tertiaire au sommet des Marnes de Donzacq. (Serrano, 2001)

2-2-8 : Le Cycle T/R mineur des Marnes de Donzacq

(fig. IV-15 et Annexe 14)

Le cycle des marnes de Donzacq présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que celui des Marnes de Gan. Cependant, il enregistre le déplacement vers l'Ouest du dépo-centre. La progradation des faciès deltaïques vers l'Ouest permet le recouvrement de la zone de condensation au toit des Calcaires de Lapêche (fig. IV-14). L'agencement des faciès dans l'espace confirme également cette progradation, avec un déplacement significatif de la ligne de rivage (limite entre les Sables de Lussagnet et les Grès de Grenade) en direction de l'Ouest. A la fin de ce cycle, les faciès déposés au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes (équivalents de shoreface) atteignent la zone de Mont-de-Marsan. Dans le SE du bassin, seuls les faciès fluviatiles sont enregistrés et le cycle est, ultérieurement, totalement érodé dans la zone de Pau. Les faciès équivalents de shoreface ont une disposition cartographique plus linéaire que ceux du cycle précédent. Le delta des Marnes de Donzacq semble correspondre à un delta dominé par la dynamique des vagues (étalement régulier des sables littoraux le long de la ligne de rivage).

2-2-9 : Le Cycle T/R mineur Calcaires de Nousse

(fig. IV-15 et Annexe 15)

Ce cycle est un peu particulier dans le sens où il marque un retour temporaire à une sédimentation carbonatée récifale. Il enregistre probablement une remontée mineure du niveau marin relatif. Le changement de faciès peut être interprété comme la conséquence d'un arrêt des apports terrigènes. Au niveau du forage LS 2, les faciès caractérisent un démantèlement du récif qui s'exprime à l'Est.

Les isopaques de ce cycle sont fortement résiduelles en raison d'une forte érosion ultérieure. Des témoins de calcaires sont préservés à l'Est de la région de Roquefort (Gély et Sztràkos, 2000). Le sommet des Calcaires de Nousse est fortement érodé dans toute la partie Est du secteur d'étude, ainsi qu'au niveau de la "ride" d'Audignon. C'est au cours de ce cycle que semble débiter la réactivation de cette "ride".

Les faciès qui caractérisent les Calcaires de Nousse sont des calcaires récifaux et leurs équivalents marneux distaux (partie inférieure des Marnes de Miretrain). Les faciès récifaux s'enregistrent seulement au niveau de Mont-de-Marsan, dans un secteur préservé de l'érosion. C'est paradoxalement au droit de l'actuel anticlinal des Landes de Siougos que l'on rencontre les plus fortes accumulations de calcaires récifaux. Vers l'Ouest et dans le bassin d'Arzacq, ce sont les faciès d'offshore qui prédominent.

2-2-10 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de la Fontaine de la Médaille

(fig. IV-15 et Annexe 16)

Le cycle des Calcaires de la Fontaine de la Médaille amorce le retour à des conditions de sédimentation deltaïque mixtes terrigène/carbonatée. Il correspond à la fin du demi-cycle régressif majeur. Le dépo-centre principal est localisé dans le secteur de Villenave et de Brocas. La "ride" d'Audignon, ainsi que la moitié Est du secteur d'étude, est soumise à une érosion. De plus l'activité de la "ride" d'Audignon semble perturber la localisation de la ligne de rivage. C'est également à cette époque que s'initie la formation de l'anticlinal de Siougos.

Les faciès rencontrés caractérisent des environnements deltaïques mixtes terrigènes/carbonates qui passent, vers l'Est, à des dépôts continentaux "molassiques". Vers l'Ouest, les faciès littoraux passent latéralement aux dépôts d'offshore (Marnes de Miretrain).

2-2-11 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Brassempouy inférieurs

(fig. IV-15 et Annexe 17)

Le cycle des Calcaires de Brassempouy inférieurs correspond au demi-cycle transgressif du cycle majeur Bartonien inférieur-Priabonien. Cette rétrogradation se marque au niveau des isopaques par la migration du dépo-centre vers l'Est. Le sommet du cycle est fortement tronqué au niveau de l'anticlinal des Landes de Siougos. Cette troncature enregistre l'activité synsédimentaire de cet anticlinal.

Les faciès sont encore mixtes terrigènes/carbonatés au niveau des zones littorales. Vers l'Est, dans le bassin de Tartas, une épaisse série molassique, laguno-lacustre (Marnes de Tartas) se dépose, et passe vers l'Ouest, aux faciès marneux d'offshore (Marnes de Miretrain). Les faciès littoraux sont frangés par une barrière de calcaires terrigènes et bioclastiques d'orientation sub-méridienne discontinue.

2-2-12 : Le Cycle T/R mineur des Calcaires de Brassempouy supérieurs

(fig. IV-15 et Annexe 18)

Les Calcaires de Brassempouy supérieurs enregistrent le début du demi-cycle régressif du cycle majeur. Le dépo-centre d'axe subméridien se déplace légèrement vers l'Ouest, surtout au Nord du secteur d'étude.

Les faciès sont encore mixtes terrigènes/carbonatés, mais la fraction carbonatée augmente et le sommet des Calcaires de Brassempouy supérieur montre des évidences d'environnements lagunaires (calcaires à characées et gastéropodes lacustres). La barrière carbonatée mise en place au cours du cycle précédent perdure en bordure des faciès d'offshore supérieur et inférieur, développés vers l'Ouest. En direction de l'Est, les faciès continentaux se confondent dans les dépôts molassiques (Marnes de Tartas et Marnes de Campagne). Il est alors impossible de proposer une corrélation de ce cycle dans l'état actuel des données biostratigraphiques.

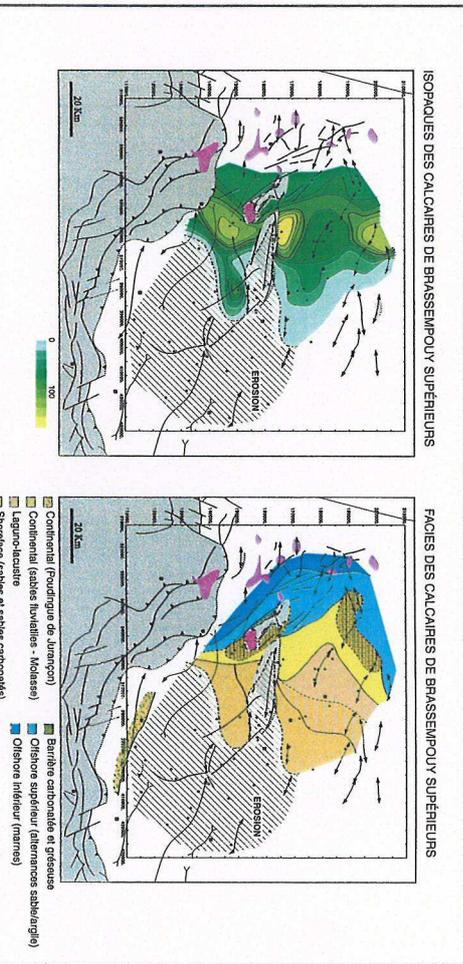
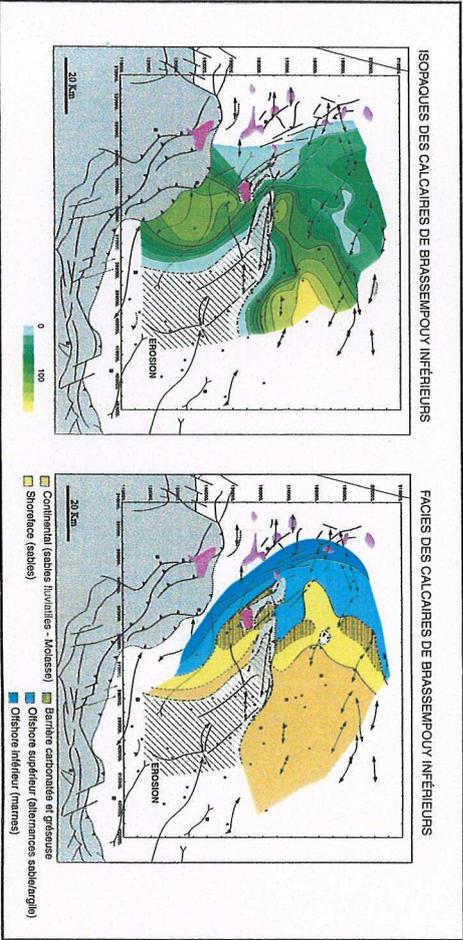
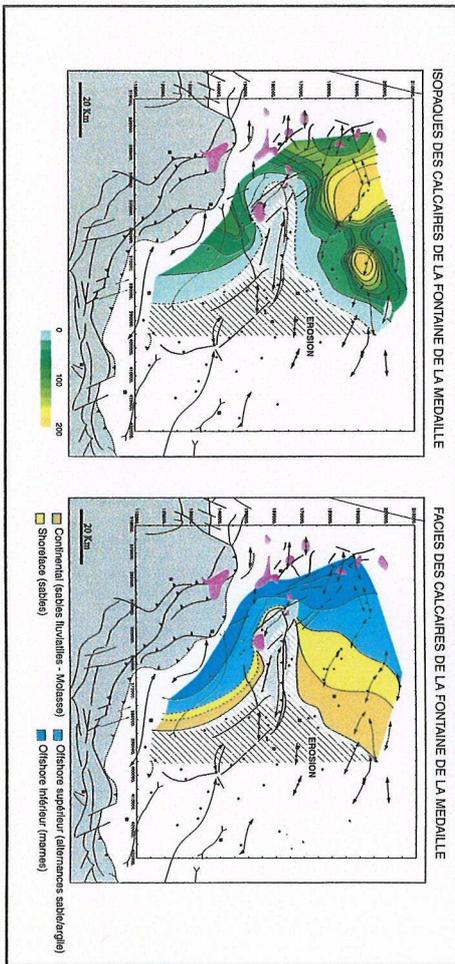
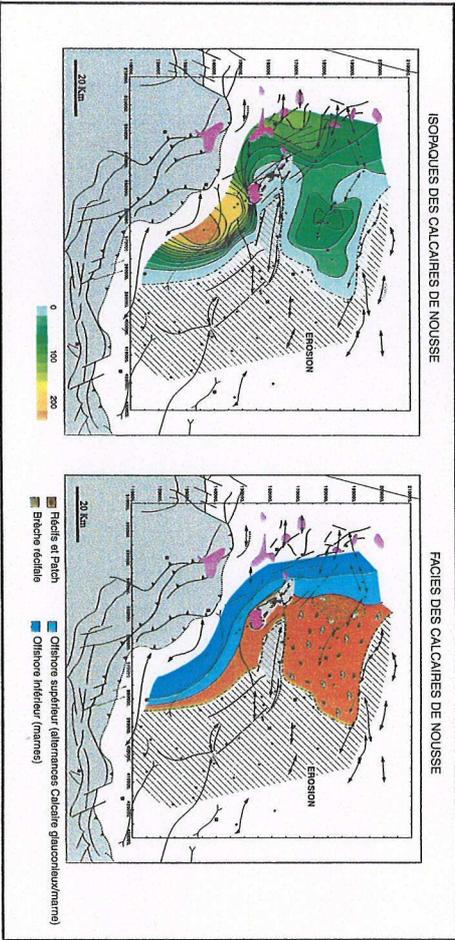
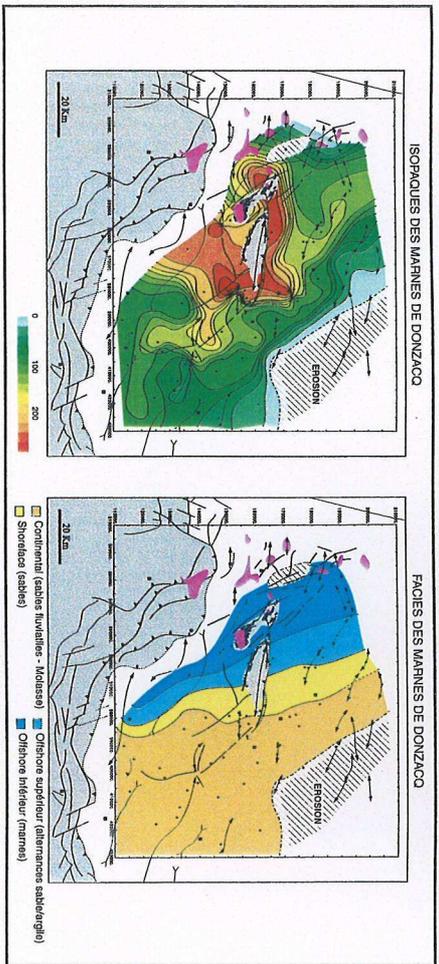
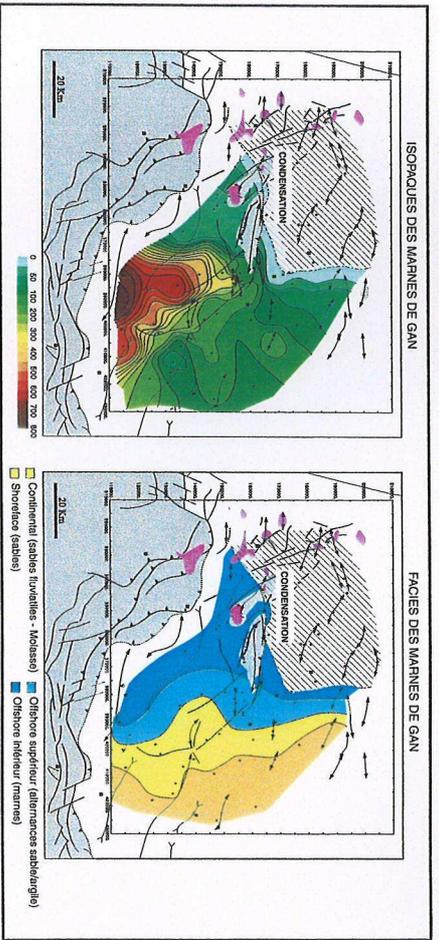


Figure IV-15 : Cartes d'isopagues et de faciès des cycles T/R du Paléogène (Marnes de Gan aux Calcaires de Brassemploy supérieur)

3) Lignes sismiques 2D dans le Bassin de l'Adour

Cinq lignes sismiques retraitées, couvrant notre domaine d'étude (fig. IV-16), ont été interprétées. Pour des raisons de confidentialité, la ligne sismique passant sur la structure Gaz de France des Landes de Siougos n'est pas publiable pour l'instant en raison de l'intérêt industriel de cette structure. Les deux lignes principales sont orientées approximativement EW et NE-SW. La ligne EW est située au Nord de l'anticlinal d'Audignon, dans le bassin de Tartas. C'est une ligne composite intégrant deux profils sismiques acquis en 1968. Elle débute, à l'Est, au niveau du flanc sud de l'anticlinal de Lussagnet. Elle se termine à l'Ouest du réseau de failles de Thétieu. La ligne NE-SW débute au sud de l'anticlinal d'Audignon et se prolonge au Nord de l'anticlinal de Lacquy. Cette ligne est composée de trois profils tirés en 1968, en 1970 et en 1984. Deux lignes sismiques NS annexes permettent de mailler l'ensemble des données (fig. IV-19).

Les interprétations de ces profils seront reprises dans le chapitre suivant.

3-1 : Ligne EW Gourbéra - Lussagnet

Cette ligne (fig. IV-17A) illustre parfaitement les géométries du remplissage du bassin au Tertiaire. Les traits principaux de l'enregistrement sédimentaire sont (fig. 17A) :

- (1) La **troncature de l'Albien** qui disparaît au Sud de l'anticlinal de Lussagnet.
- (2) Des géométries progradantes vers l'Ouest dans le Crétacé supérieur et une troncature du sommet du Crétacé à l'approche du réseau de failles de Thétieu.
- (3) Une relative isopacité du Paléocène et des progradations vers l'Ouest à l'approche du réseau de Thétieu.
- (4) De superbes **prismes progradants** vers l'Ouest, correspondant aux dépôts deltaïques des Marnes de Gan, des Marnes de Donzacq (Yprésien/Lutétien inférieur) et des Calcaires de la Fontaine de la Médaille (Marnes de Miretrain indifférenciées du Lutétien supérieur).
- (5) Rétrogradation du Bartonien et **aggradation** des faciès de molasse dans le bassin de Tartas.
- (6) **Progradation** des molasses du Priabonien vers l'Ouest.

D'un point de vue structural, la majeure partie des failles s'organise en **structures en fleurs**, le réseau le plus important étant celui de Thétieu. La structuration de ce réseau semble se produire à la fin du Paléogène. Deux petits réseaux secondaires se mettent en place au **Bartonien et au Priabonien**. Des chevauchements mineurs au Bartonien/Priabonien sont également mis en évidence. Ils s'enracinent le plus souvent dans les Marnes de Donzacq.

3-2 : Ligne NE/SW Audignon - Lacquy

Cette ligne recoupe les structures majeures EW du bassin de l'Adour qui sont, du Nord au Sud, l'anticlinal de Lacquy (qui appartient à la série de "rides" individualisées au niveau de

la flexure Celtaquitaine), le synclinal de Tartas, l'anticlinal d'Audignon et le flanc nord du bassin d'Arzacq (fig. IV-17B). Les points principaux à retenir sont :

(1) **Un contrôle synsédimentaire de la sédimentation de Crétacé inférieur par le jeu de failles normales à regard Sud.** La faille principale se localise au droit de l'actuel anticlinal d'Audignon. Son jeu induit un très fort épaississement du Crétacé inférieur au sud de l'anticlinal, alors qu'au Nord, les épaisseurs sont faibles. Une deuxième faille normale se localise dans l'axe du synclinal de Tartas. Le dispositif synsédimentaire précédent se reproduit, mais les épaisseurs sont sans commune mesure. Vers le Nord, en direction de l'anticlinal de Lacquy, les épaisseurs diminuent et le Crétacé inférieur disparaît progressivement (troncature ?). Cette configuration donne l'image d'une série de **blocs basculés vers le Sud.**

(2) Un épaississement progressif du Crétacé supérieur en direction du bassin d'Arzacq, et de nombreuses troncatures en direction de l'anticlinal de Lacquy.

(3) Le Paléocène montre également un épaississement en direction du Sud. Vers Lacquy, il repose sur les termes érodés du Crétacé supérieur. Les réflecteurs internes au Paléocène soulignent des progradations en direction du Sud.

(4) Les prismes deltaïques de l'Yprésien montrent encore quelques progradations internes vers le Sud, mais les prismes sont relativement isopaques dans le synclinal de Tartas car la ligne sismique les recoupe perpendiculairement. Au Sud de l'anticlinal d'Audignon, l'Yprésien n'a pu être subdivisé. Sur le flanc sud de l'anticlinal, il montre de nombreuses troncatures dues à l'érosion engendrée par la réactivation ultérieure du pli.

(5) Au-dessus de la **lacune du Lutétien supérieur** (Calcaires de la Fontaine de la Médaille), due à la progradation importante vers l'Ouest (Cf. point 4 de la coupe EW), le **Bartonien** se dispose en "onlap" successifs en direction de l'anticlinal de Lacquy. Le Bartonien supérieur montre le creusement de quelques chenaux, en relation avec la sédimentation molassique qui caractérise l'Est du bassin de l'Adour.

(6) Le **Priabonien** est caractérisé par le dépôt dans le synclinal de Tartas d'une épaisse série molassique. Les réflecteurs internes font apparaître de nombreux **chenaux** qui attestent d'**écoulements vers l'Ouest** (des progradations dans cette même direction ont été mises en évidence sur la coupe EW). De nombreux "onlap" se mettent en place sur le **flanc Nord de l'anticlinal d'Audignon.**

D'un point de vue structural, cette ligne NS illustre particulièrement bien le style tectonique et les grands événements géodynamiques du bassin de l'Adour. Le Crétacé inférieur est contrôlé par le jeu de failles normales synsédimentaires qui correspondent à autant de blocs basculés. Ces failles montrent également des inversions qui ont pu se produire au début du Crétacé supérieur. L'anticlinal de Lacquy correspond à une structure en fleur qui s'est mise en place à la fin du Crétacé supérieur (troncatures). Enfin, cette coupe permet de retracer l'histoire polyphasée de l'anticlinal d'Audignon, même si sa structure actuelle ne permet pas la visualisation des marqueurs sismiques au droit de son axe. Au Crétacé inférieur, la zone de l'anticlinal d'Audignon correspond probablement à une zone de failles normales synsédimentaires. Au Crétacé supérieur, nos corrélations montrent qu'à cette époque, une ride salifère se met en place (la remontée du sel est probablement liée à l'activité de la zone de

failles). Au début du Paléogène, l'activité de la "ride" s'atténue fortement, voire s'annule. Il faut attendre le Priabonien pour voir se mettre en place l'anticlinal d'Audignon dans sa configuration actuelle (anticlinal de rampe sur un chevauchement redressé. Ce chevauchement pourrait correspondre à l'inversion d'une faille normale du Crétacé inférieur).

3-3 : Lignes NE/SW annexes

Deux lignes NE/SW ont également été interprétées (figs. IV-18A et IV-18B). Elles sont localisées entre le réseau de failles de Thétieu et la ligne NS Audignon-Lacquy.

La **ligne Ouest Mont-de-Marsan** permet de mettre en évidence une période d'**inversion de failles albiennes au cours du Crétacé supérieur** (fig. IV-18A). Cette inversion s'exprime sous la forme d'une structure en fleur. Le début du Tertiaire est relativement isopaque. Ce n'est qu'au **Priabonien-Oligocène** que semble avoir lieu une reprise de la structuration et une **réactivation de la structure en fleur**.

La **ligne Villenave** permet de caractériser la structuration de l'anticlinal de Villenave (fig. IV-18B). La structuration albiennne n'est pas visible, les marqueurs sismiques étant fortement perturbés par la zone de faille située au droit de l'actuel anticlinal. En revanche, la croissance de cet anticlinal est guidée par la mise en place d'une **structure en fleur**. Cette **structuration a lieu au cours du Bartonien et se poursuit durant l'Oligocène**.

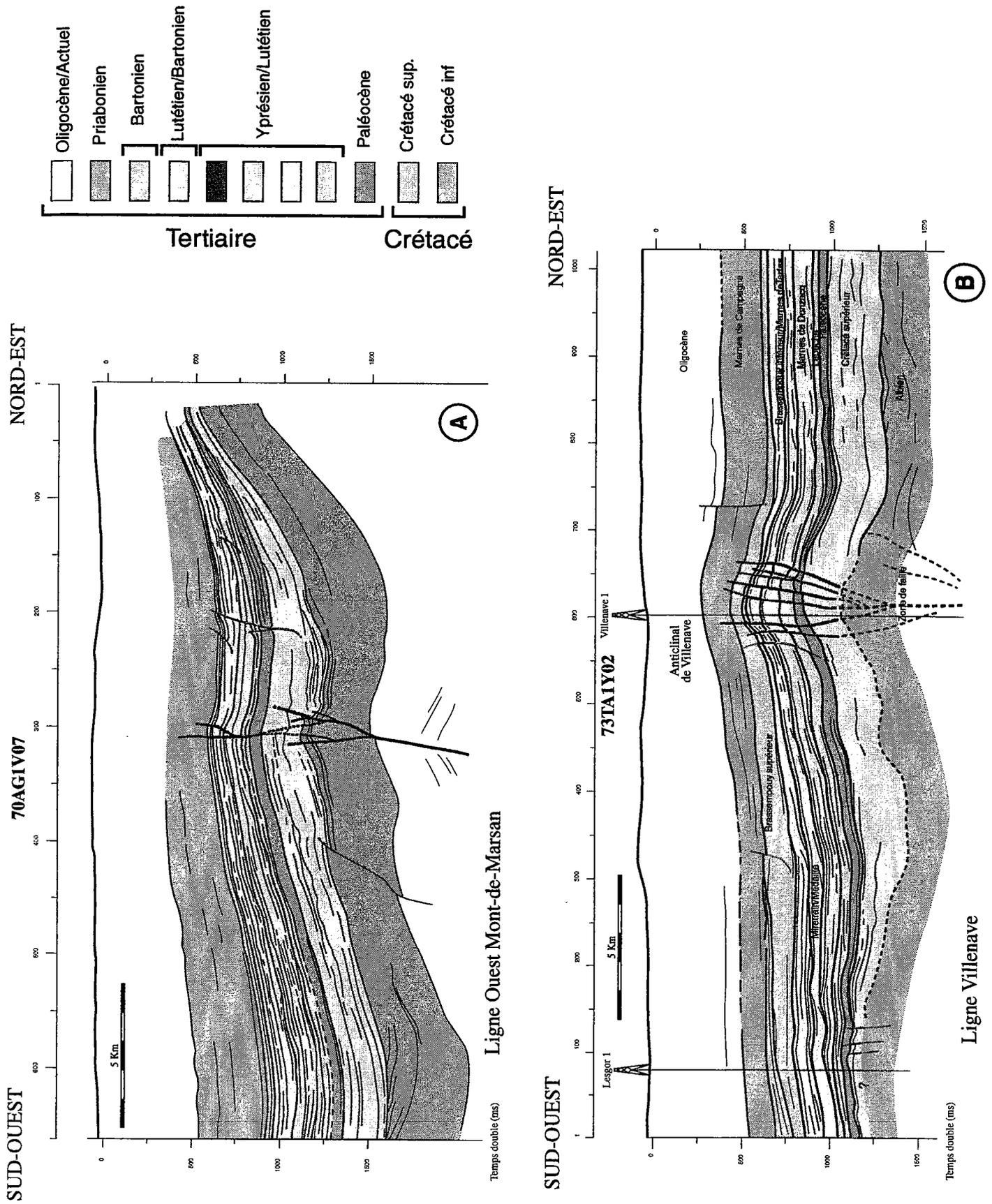


Figure IV-18 : Line drawing des lignes sismiques principales dans le bassin de l'Adour : (A) Ligne NS Ouest Mont-de-Marsan ; (B) Ligne NS Villenave

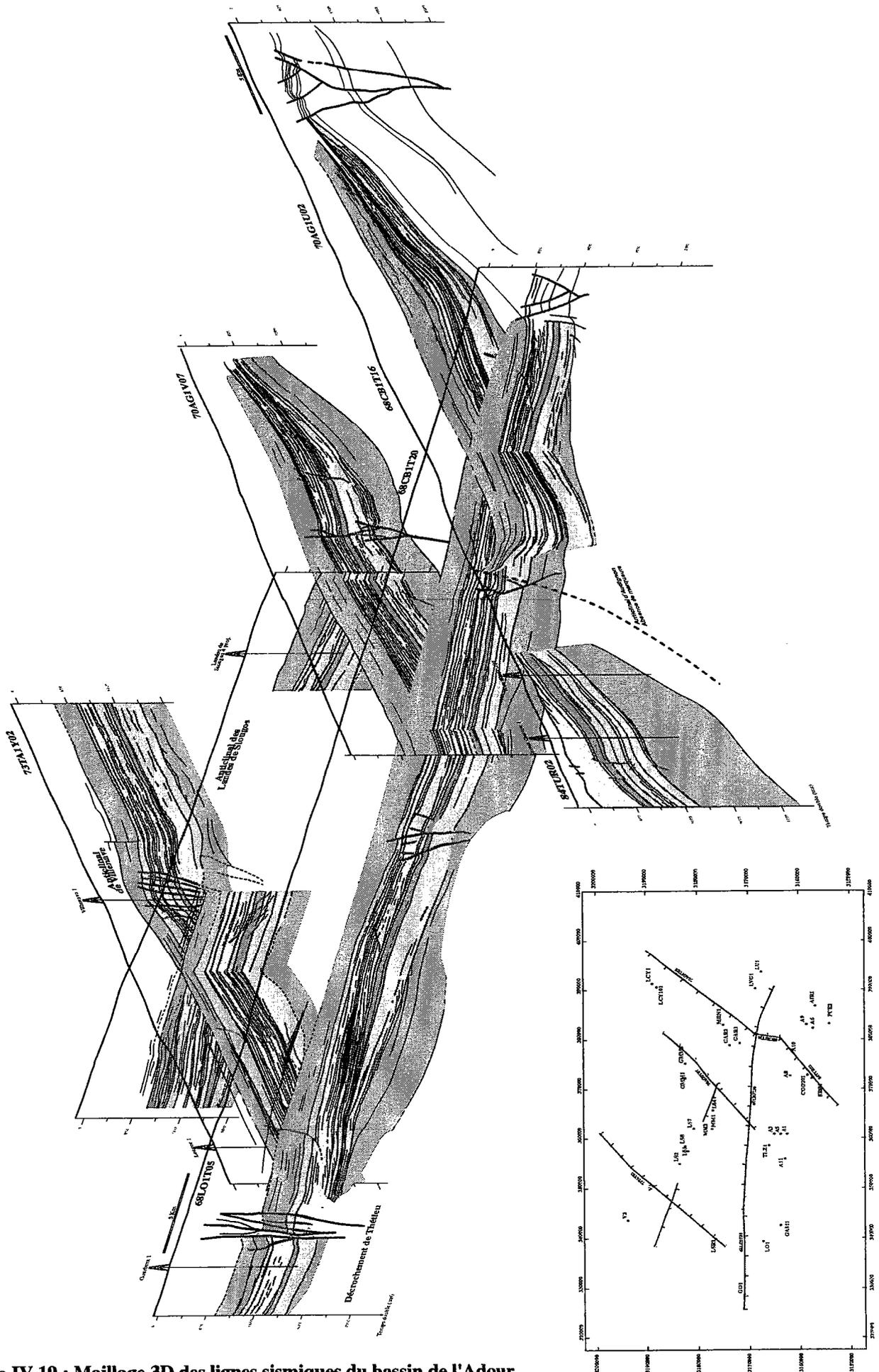


Figure IV-19 : Maillage 3D des lignes sismiques du bassin de l'Adour

III) CONCLUSIONS

1) Le Crétacé supérieur

D'un point de vue structural, le Crétacé supérieur est caractérisé par la mise en place de **deux zones subsidentes** (fig. IV-20A) : (1) l'**Axe N-S des Landes de Siougos** (axe mineur) et (2) le **bassin NW-SE d'Arzacq** (axe majeur). Autour de ces deux axes, la sédimentation est influencée par le **jeu synsédimentaire** d'un certain nombre de "rides" anticlinales (Audignon, Lussagnet, Nogaro, Lacquy, Brocas, Roquefort, Louer, Boos ...). Certaines de ces "rides" présentent dès la fin du Crétacé un **début d'inversion**. Les contrastes d'épaisseurs sont plus importants au cours des périodes de rétrogradation (transgression) qu'au cours des périodes de progradation (régression). En d'autres termes, les "rides" semblent plus actives durant les phases de rétrogradation que durant les phases de progradation.

Du point de vue sédimentologique, les associations de faciès illustrent des environnements de **dépôts turbiditiques à littoraux (shoreface) en domaine de plate-forme carbonatée**. Leur répartition est contrôlée par les fluctuations du bilan accommodation/sédimentation (A/S), mais également par la subsidence différentielle induite par les structures anticlinales ("rides"). Ainsi, les régressions provoquent la progradation des faciès vers le bassin d'Arzacq selon deux directions principales : NW-SE et NE-SW. Inversement, les transgressions repoussent les faciès de shoreface vers le NW et vers le NE.

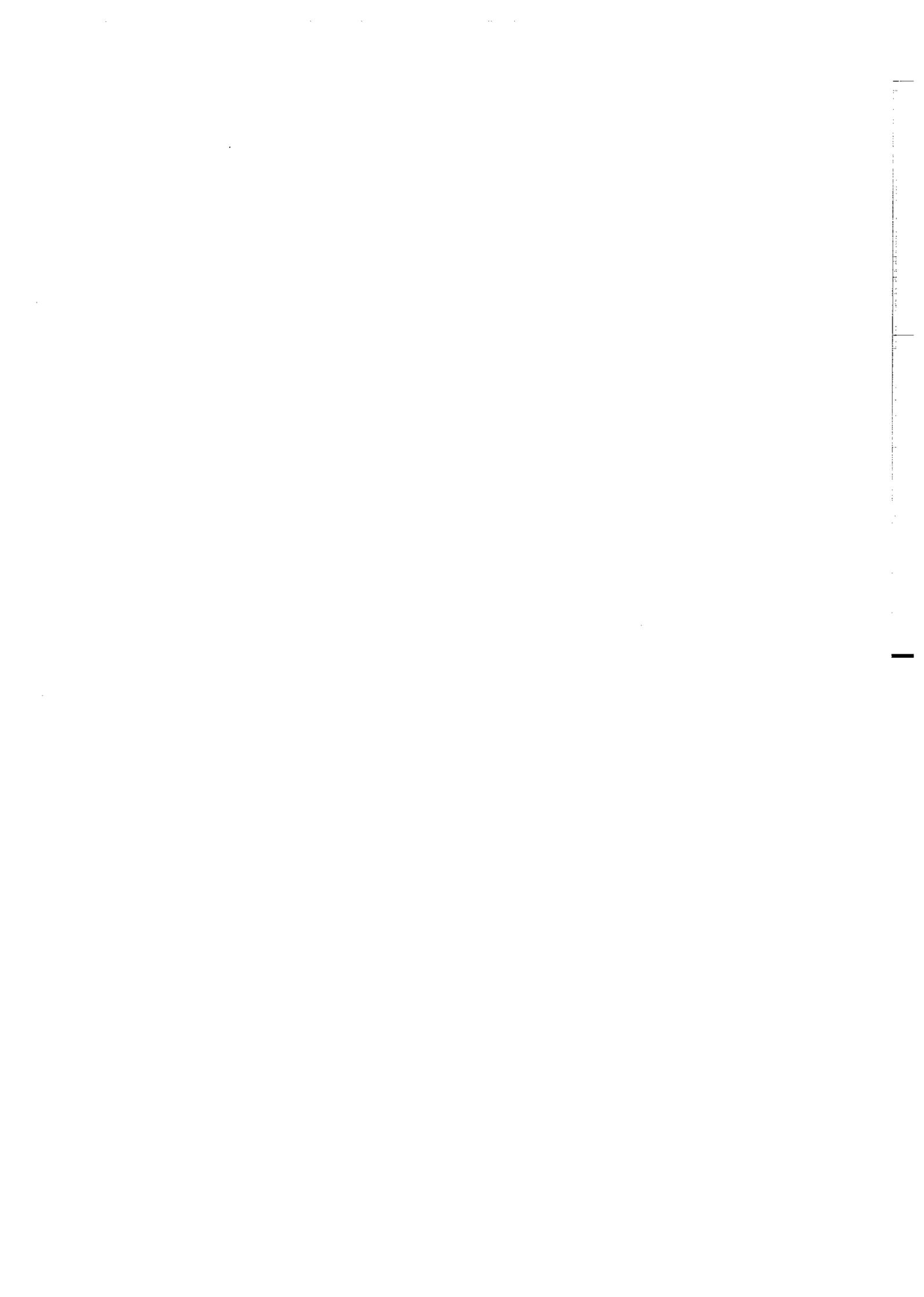
2) Le Paléogène

D'un point de vue structural, le Paléogène se caractérise par la **disparition de l'axe des Landes de Siougos** et par l'**inversion majeure** des principales "rides" (anticlinaux) formées au Crétacé supérieur. Cette évolution s'accompagne de **migrations importantes des dépo-centres**. Durant le Paléocène et le début de l'Yprésien, les dépo-centres sont localisés dans le bassin d'Arzacq, puis migrent en direction de la "ride" d'Audignon en s'orientant selon une direction sub-méridienne à l'Yprésien. Enfin, au Bartonien-Priabonien, les zones d'accumulations sédimentaires préférentielles se localisent au Nord de la "ride" d'Audignon (qui redevient active), c'est-à-dire dans le bassin de Tartas.

Les caractéristiques sédimentologiques et structurales permettent d'individualiser deux périodes :

(1) Le **Paléocène** est caractérisé par le développement de **plates-formes carbonatées à affinité récifale**, aggradantes puis rétrogradantes. Ces plates-formes sont contemporaines des turbidites déposées au sud du secteur étudié (fig. IV-18B). La polarité sédimentaire est globalement Nord-Sud et coïncide avec les gradients des isopaques.

(2) L'**Eocène** montre un **changement majeur des faciès et des polarités sédimentaires**. Cette période est caractérisée par la mise en place de **vastes deltas** qui vont prograder d'Est en Ouest (Cavelier *et al.*, 1997).



Le bassin de l'Adour, au Paléocène, correspond à une flexure lithosphérique (fig. IV-20B) avec une sédimentation carbonatée au Nord et des turbidites dans l'axe de la flexure. Cette dépression est ensuite comblée à l'Eocène par de vastes deltas progradants vers l'Ouest (fig. IV-20C).

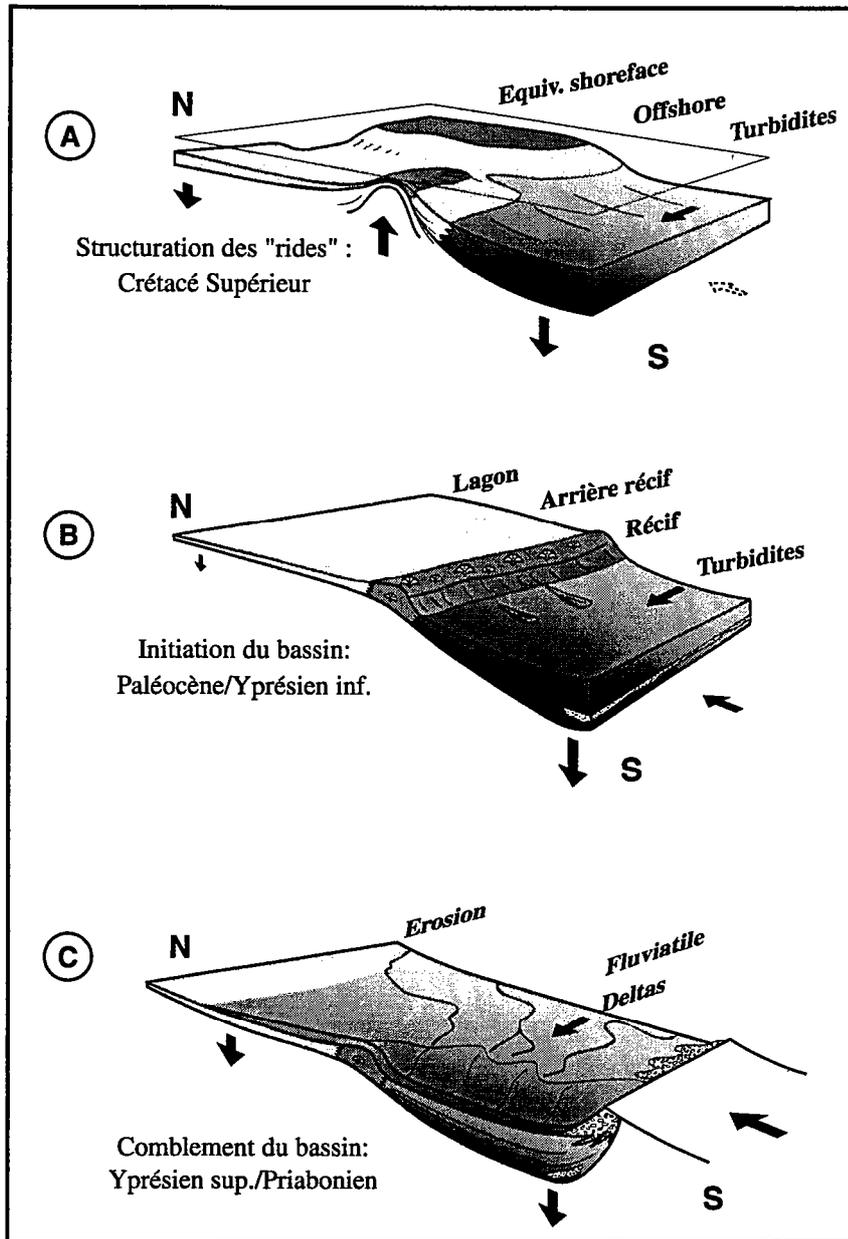
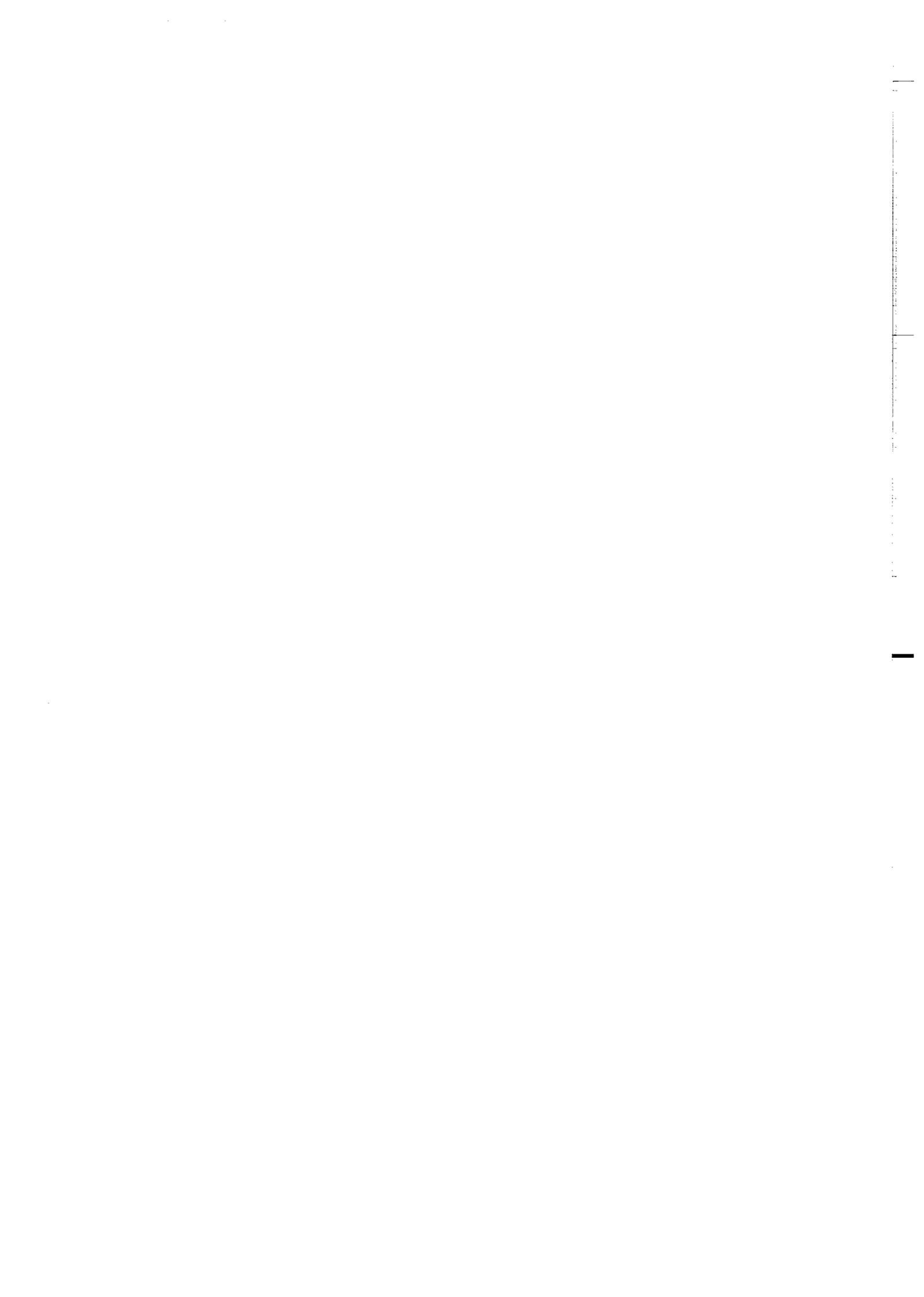


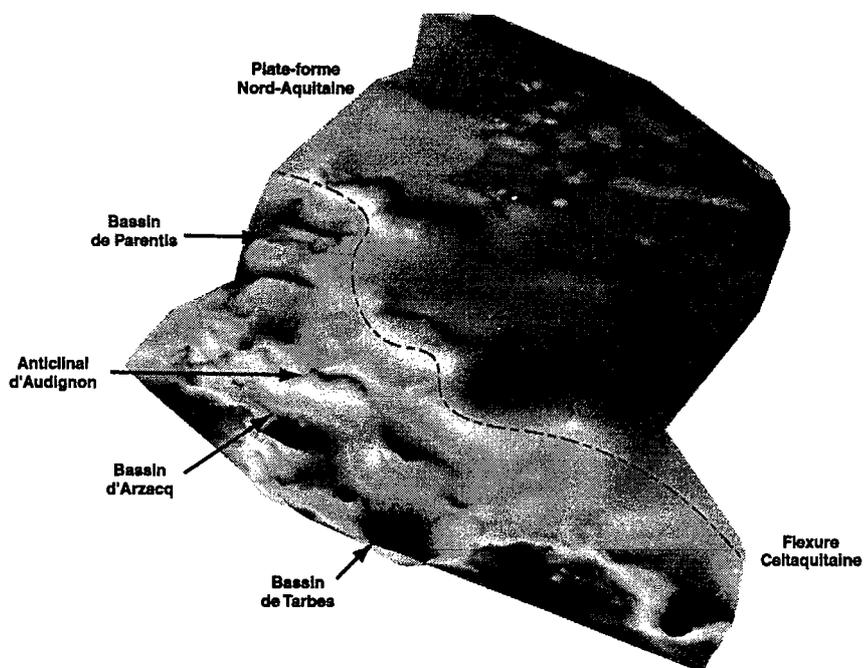
Figure IV-20 : Reconstitutions schématiques des stades principaux de l'évolution du bassin de l'Adour.



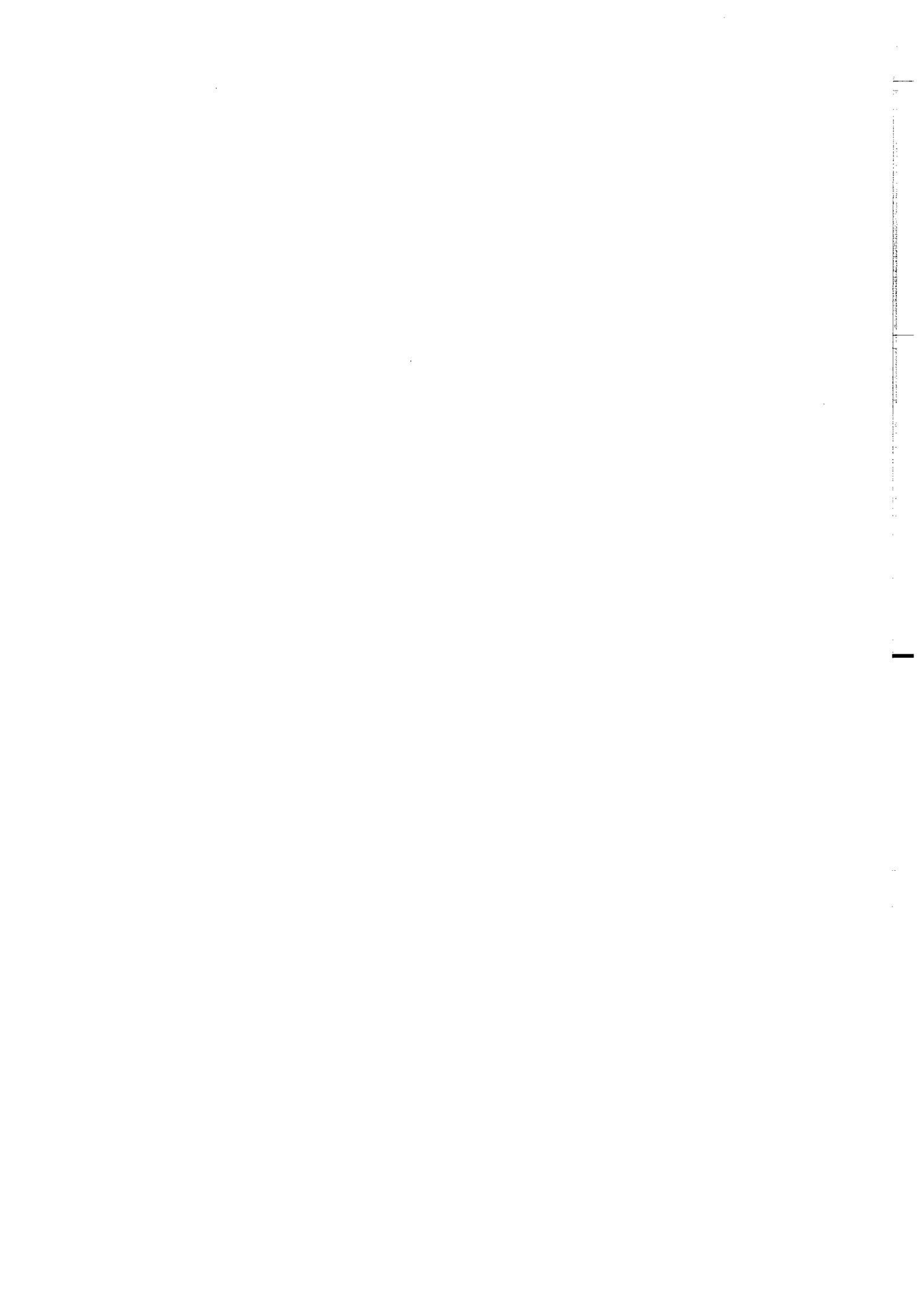
Le Crétacé supérieur / Paléogène du bassin d'avant-pays nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) Sédimentologie - Stratigraphie - Géodynamique

Chapitre 5

LE BASSIN DE L'ADOUR : HISTOIRE TECTONO-SEDIMENTAIRE, INTEGRATION REGIONALE



Isobathe de la limite Crétacé -Tertiaire en Aquitaine (Gocad)



LE BASSIN DE L'ADOUR : HISTOIRE TECTONO-SEDIMENTAIRE, INTEGRATION REGIONALE

Les données géométriques 3D sont la base d'une reconstitution de l'évolution tectonique du sous-bassin de l'Adour et d'un retour sur l'interprétation (et la prédiction) des corps sédimentaires.

L'importance des troncatures post-dépôt rend difficile une mesure de l'accommodation (Robin, 1997), du fait de barres d'erreurs trop importantes. Nous nous sommes donc fondés sur les seules cartes d'épaisseurs et de faciès.

La compréhension de l'évolution du régime transtensif à compressif dans le bassin de l'Adour-Mirande sera menée en deux temps :

(1) à l'échelle des sous-bassins

(2) à l'échelle du bassin d'Aquitaine en 2D et en 3D (sur 6 marqueurs)

I) HISTOIRE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE L'ADOUR DU CRETACE SUPERIEUR AU PRIABONIEN

L'intervalle de temps étudié ici se situe avant le paroxysme de la compression pyrénéenne. Cette évolution peut être résumée en deux stades majeurs : un stade Crétacé supérieur et un stade Paléogène qui est subdivisé en deux étapes.

Nous avons mis en évidence (chapitre 4) que le Crétacé supérieur est caractérisé par le jeu synsédimentaire d'anticlinaux. Le début du Tertiaire est quant à lui marqué par un ralentissement voire un arrêt du fonctionnement de ces structures. Du point de vue sédimentologique, à des plates-formes carbonatées relativement profondes succèdent des plates-formes carbonatées peu profondes à affinités récifales, puis à des dépôts mixtes terrigènes/carbonatés, deltaïques.

1) Le stade de structuration en anticlinaux (Cénomaniens - Maastrichtien)

Ce stade correspond à une flexuration moyenne longueur d'onde (fig. IV-18A) dont l'axe est orienté selon deux directions préférentielles : NW-SE au niveau du **bassin d'Arzacq** et NS au niveau de l'axe des **Landes de Siougos**. Elle s'accompagne de la **formation d'anticlinaux synsédimentaire** de courte longueur d'onde (de l'ordre de la dizaine de kilomètres) : Audignon, Lussagnet, Lacquy, Nogaro ... La répartition des différents environnements sédimentaires est fortement contrôlée par ces structures. Cette période est contemporaine d'une **forte activité halocinétique** qui devient progressivement de moins en

moins forte au Campanien-Maastrichtien. Les processus diapiriques du Crétacé supérieur sont la manifestation de la continuité de la tectonique salifère initiée au Néocomien (Canérot, 1988; Canérot et Lenoble, 1993) et à l'Albien (Bourrouilh *et al.*, 1995), en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne et la mise en place d'un régime transtensif puis transpressif.

2) Le stade de flexuration d'axe Est-Ouest (Paléocène - Priabonien)

2-1 : Initiation du bassin compressif paléogène (Paléocène-Yprésien inférieur : zones NP1 à NP10)

La période Paléocène-Yprésien inférieur est caractérisée par le dépôt de **plates-formes carbonatées** qui passent, en direction du sud, à des **turbidites**. Les plates-formes carbonatées sub-récifales sont fortement **aggradantes** : la sédimentation (production carbonatée) compense la création d'espace disponible (accommodation). A la fin du Paléocène et au début de l'Yprésien, cette phase d'aggradation est suivie par une brève **rétrogradation**, ($A > S$). Le dépocentre principal se situe dans les bassins d'Arzacq et de Tarbes. Il est orienté selon une direction NW-SE. Cet axe principal est actif tout au long du Paléocène/Yprésien inférieur.

Ce stade s'accompagne d'une **flexure moyenne longueur d'onde d'axe Est-Ouest** (fig. IV-18B). L'activité des anticlinaux diminue fortement, voire s'annule (Audignon par exemple). Les vitesses de subsidence sont cinq fois plus fortes au niveau de l'axe de la flexure que sur la plate-forme nord-aquitaine (Brunet, 1991). Les sédiments terrigènes sont localisés dans cette flexure, ce qui permet le développement des plates-formes carbonatées au niveau de la zone nord-aquitaine (Sinclair, 1997). Le remplissage est de type turbiditique avec des écoulements majoritairement Est-Ouest et des dépôts conglomératiques caractéristiques d'écoulements de débris (Dubarry, 1988). La transition entre les faciès carbonatés et turbiditiques se fait de manière très rapide et se localise au sud de l'anticlinal d'Audignon.

2-2 : Comblement du bassin compressif paléogène (Yprésien moyen-Priabonien: zones NP11 à NP20)

La période Yprésien moyen-Priabonien est caractérisée par un **changement important des faciès sédimentaires**. Elle correspond au dépôt d'une épaisse série terrigène, mise en place par l'intermédiaire de plusieurs deltas qui vont prograder d'Est en Ouest. Le rapport Accommodation/Sédimentation s'inverse ($A \ll S$) en raison d'apports terrigènes considérables, mais également en raison de l'évolution structurale du bassin dont la vitesse de subsidence diminue : l'Yprésien montre encore une forte subsidence de l'axe Arzacq-Tarbes où s'accumulent plus de 800 m de sédiments au cours du cycle des Marnes de Gan (400 m/Ma). Progressivement, l'ensemble du bassin de l'Adour va subir un **basculement vers le NW** qui va accentuer la migration des deltas vers l'Ouest et le déplacement dans cette même

direction des dépo-centres principaux. Cette migration vers le NW s'accompagne également d'un déplacement progressif des dépo-centres vers le Nord.

La sédimentation est marquée par le développement de véritables **deltas mixtes terrigènes/carbonatés** avec des lignes de rivages nord-sud (le bassin adopte dès lors la configuration qu'on lui connaît aujourd'hui). La **flexure d'axe Est-Ouest est toujours active**, mais du fait de la déformation pyrénéenne qui se propage d'Est en Ouest, un volume considérable de sédiments est mobilisé puis canalisé le long de cette flexure (fig. IV-18C). Ces apports terrigènes généralisés sur toute la zone ont pour effet d'inhiber la production carbonatée. On observe alors la progradation d'Est en Ouest de plusieurs grands prismes deltaïques.

A la composante tectonique flexurale de moyenne longueur d'onde, qui caractérise le bassin paléogène, se superpose une composante eustatique. Ainsi, à la fin de l'Yprésien inférieur (base de la zone à *M. formosa formosa*), un ennoyage eustatique (accommodation très supérieure à la sédimentation) provoque une condensation au toit de la formation des Calcaires de Lapêche, alors que l'Yprésien supérieur-Priabonien correspond à une inversion complète de ce rapport (accommodation très inférieure à la sédimentation).

Le stade Yprésien moyen-Priabonien est caractérisé par des taux de subsidence relativement homogènes sur tout le secteur (Brunet, 1991), avec toutefois une subsidence plus importante au niveau de l'axe Arzacq-Tarbes à l'Yprésien. Contrairement à Gély et Sztràkos (2000), nos corrélations montrent que les principaux anticlinaux du bassin de l'Adour, et en particulier celui d'Audignon, sont très peu actifs durant l'Yprésien (ces auteurs soulignent un soulèvement de 300 m de cet anticlinal au cours du dépôt du cycle des Marnes de Gan). Ce n'est qu'au Lutétien et plus probablement au Bartonien/Priabonien, qu'a lieu la réactivation d'Audignon (cf. chapitre 4), mais également la naissance de nouvelles structures (Landes de Siougos au Bartonien, Villenave au Priabonien).

D'un point de vue régional, les données bibliographiques montrent que plusieurs caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire plaident en faveur de plusieurs paroxysmes de déformation :

- A la limite NP11/NP12 (Yprésien moyen) un olistostrome triasique se met en place au niveau de Grand-Rieu, au Sud-Ouest de Pau (Henry et Zolnai, 1971; Peybernès *et al.*, 1996). L'activité du diapir de Bastenne s'accompagne de la resédimentation de quartz bipyramidés du Trias dans les Marnes de Donzacq (Dupouy-Camet, 1950).

- Au Lutétien, dans la région du Bas-Adour, se mettent en place des brèches (éléments daniens resédimentés) à Urcoit (Kieken, 1973) et des conglomérats (éléments crétacés resédimentés) à Cahurt (Schaub, 1981). Ces dépôts reposent sur une série fortement plissée allant du Sénonien à l'Yprésien supérieur (Schaub, 1981). En fait, c'est tout le secteur situé au Nord de l'actuel chevauchement frontal nord-pyrénéen qui est soumis à des dépôts conglomératiques remaniant des sédiments allant du Crétacé à l'Yprésien supérieur.

3) La structuration pyrénéenne s.s.

Les sédiments paléogènes enregistrent différents paroxysmes de déformation attribuables à la déformation dite pyrénéenne. Il ne s'agit pas d'une « phase » mais plutôt d'un continuum de déformation culminant à l'Eocène moyen. Cette déformation se traduit par la mise en place de sédiments synorogéniques (brèches, conglomérats, olistostromes...).

- Phase Palassou I : dépôt des Couches de Lassardane à l'Est du seuil de Lannemezan (Tambareau, 1995) et paléocanyons sur la structure de Lacq (Henry *et al.*, 1989) à l'Yprésien.

- Phase Palassou II : mise en place des Poudingues de Montségur, remontée de matériel salifère triasique au niveau de Bastennes, dépôt des conglomérats d'Urcuit et des brèches de Cahurt au Lutétien au Pays-Basque (Sztràkos *et al.*, 1998), mise en place des Molasses de Calavanté au Lutétien/Bartonien et du diapir de Tercis-les-Bains au Bartonien moyen (Mancion, 1985).

- Phase Palassou III : dépôt des Poudingues de Jurançon au Bartonien terminal-Priabonien. Ces témoins d'une activité tectonique importante sont contemporains de la phase Palassou III (Gély et Sztràkos, 2000).

Gély et Sztràkos (2000) mettent en évidence un quatrième paroxysme de déformation. Il est daté du Rupélien et correspond à la mise en place des nappes des Pyrénées basques, dont le déplacement vers le NNW est estimé à 30-40 km (Zolnaï, 1971; Zolnaï, 1975). C'est l'acquisition de nouvelles datations (inédites) dans les forages situés en bordure du chevauchement frontal nord-pyrénéen qui conduisent à dater de l'Oligocène, et plus précisément de la zone NP21 à NP25, la mise en place des terrains allochtones.

II) LE BASSIN DE L'ADOUR : SOUS-BASSIN DU BASSIN D'AQUITAINE

1) La flexure paléogène : un flambage lithosphérique ?

Le bassin de l'Adour correspond, au Tertiaire, à l'avant-pays septentrional des Pyrénées. Du point de vue sédimentologique, il est caractéristique de cette configuration d'avant-pays et enregistre une séquence de comblement turbidites _ continental (Lafont, 1994). La principale question concerne l'âge de la mise en place du bassin d'avant-pays s.s.

Les coupes équilibrées et les reconstitutions palinspastiques du Sud du bassin d'Aquitaine (Seguret et Daignières, 1986; Ducasse et Velasque, 1988; Grandjean, 1994; Teixell, 1998) montrent l'absence de raccourcissement suffisant au Crétacé supérieur et au Paléocène pour induire une flexure lithosphérique par surcharge des nappes (fig. I-15) et donc la création d'un véritable bassin d'avant-pays. Au Pays Basque, le début du régime compressif débute à partir du Santonien supérieur (Razin, 1989), même si les premières structures

plicatives ne sont reconnues qu'au Lutétien supérieur. L'évolution en bassin d'avant-pays a lieu en fait à partir de l'Eocène supérieur avec la mise en place des chevauchements nord-pyrénéens (Choukroune, 1976; Viallard, 1985; Villien, 1988; Rocher et al., 1998) et à l'Oligocène (Rupélien) (Gély et Sztràkos, 2000).

Ainsi, si la plupart des auteurs s'accordent sur un régime compressif au Tertiaire, le mode d'expression de ce régime compressif dans le bassin, avant la mise en place des chevauchements nord-pyrénéens, n'est pas encore établi. Le bassin compressif paléogène sud-aquitain pourrait traduire un flambage lithosphérique (Davy *et al.*, 1990; Martinod, 1991; Cloetingh *et al.*, 1999; Gerbault *et al.*, 1999).

Pour tester et étayer l'hypothèse d'un flambage lithosphérique il est nécessaire de passer, au moins, à l'échelle d'étude du bassin d'Aquitaine. Nous nous proposons de dégager ici les grandes caractéristiques à partir des géométries sédimentaires : (1) à partir d'une ligne sismique EW (Annexe 1) allant du Sud de Toulouse au Nord de l'étang de Léon, sur la côte Landaise (fig V-1), (2) au travers d'une coupe NS (fig V-2 et fig V-3) allant du Sud de Pau à l'embouchure de la Gironde (coupe réalisée à partir de la base de données de la synthèse BRGM), et (3) à partir de cartes d'isopaques et de faciès régionales (fig V-4 à fig V-13).

2) Intégration régionale

2-1 : Structuration : tectonique de socle et diapirisme

2-1-1 : Ligne sismique Est-Ouest

La ligne régionale EW a une longueur d'environ 250 km. L'orientation de cette ligne ne montre pas les structures anticlinales d'axe N110° de l'avant-pays. Par contre, elle traverse le bassin de Mirande, le bassin de l'Adour au niveau du synclinal de Tartas, l'anticlinal de Lussagnet, le réseau décrochant de Thétieu et le réseau de failles de Toulouse. De plus, un certain nombre de forages peuvent être pris en compte pour le calage des horizons sismiques.

• La structure actuelle du socle anté-mésozoïque et du remplissage sédimentaire

Le toit du socle apparaît de manière discontinue, mais est clairement marqué par une forte réflexion. D'Est en Ouest sa profondeur augmente progressivement (0,7 secondes temps double (Std) à 2.4 Std). Au niveau du forage de Muret 103, le socle se trouve à une profondeur de 1727 m et il est reconnu à 4190 m dans le forage de St-Girons-en-Marensin. Le socle est décalé par une série de failles normales à regards indifféremment Est ou Ouest. A l'Ouest du réseau de failles de Toulouse, la profondeur du socle augmente rapidement pour atteindre environ 2,5 Std dans le bassin de Mirande. La profondeur diminue ensuite progressivement jusqu'à l'Ouest du forage Bassoues 1, au niveau de la flexure celtaquitaine. Puis, en direction du bassin de l'Adour, la profondeur du toit du socle augmente à nouveau

pour atteindre un maximum d'environ 2,6 Std au sud de Mont-de-Marsan. Enfin, le socle remonte vers des valeurs de 2,4 Std à l'extrême Ouest de la coupe et devient plus fracturé.

Ainsi, de Toulouse à l'océan, **le socle décrit actuellement deux grandes ondulations** d'une longueur d'onde de 100 km.

Le Trias est en partie constitué d'évaporites formant de nombreux diapirs au niveau desquels les épaisseurs peuvent être considérables (environ 1 Std sous l'anticlinal de Lussagnet et 2500 m au niveau du forage de St-Girons-en-Marensin 1). Comme le montre le schéma structural du bassin de l'Adour (fig. I-16A), la majeure partie des diapirs se localise au niveau du réseau de failles de Thétieu. Trois diapirs de cette zone sont représentés sur la ligne :

- St-Girons-en-Marensin est un diapir parfaitement symétrique. Il est recouvert par les sédiments du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

- Laborde est un diapir dissymétrique qui a tendance à se dédoubler au niveau de son flanc Ouest. Il est également recouvert par le Crétacé supérieur et le Tertiaire.

- Boos est le plus petit diapir de la zone. Il est symétrique. La colonne stratigraphique qui le recouvre est plus complète. Seul le Crétacé inférieur n'est pas représenté.

Vers l'Est, s'individualise ensuite l'anticlinal de Lussagnet dont l'origine diapirique est ici parfaitement illustrée. Au-dessus de cette structure, le jurassique est fortement érodé et il ne subsiste qu'une centaine de mètres de Lias.

A l'Est de cet anticlinal, les structures diapiriques sont plus rares. Un petit diapir symétrique s'individualise à l'Ouest du sondage Polastron 1.

Enfin, au niveau du réseau de failles de Toulouse, une accumulation salifère semble également se dessiner.

De nombreuses failles affectent les sédiments méso-cénozoïques. La majeure partie de ces accidents s'organisent en structures en fleurs et ne montrent pas de rejets très importants.

- **Mésozoïque : le Trias**

La structure actuelle du Trias ne reflète en rien sa configuration au moment du dépôt. Elle résulte de l'héritage des déformations successives qui ont structuré le bassin au cours du Méso-Cénozoïque. Ainsi, l'épaisseur du Trias varie fortement à l'échelle de la coupe en raison d'une **migration post-triasique des évaporites** depuis le centre du bassin vers les diapirs des zones périphériques. De plus, les problèmes de réflexion des ondes sismiques faussent l'image des diapirs. Ainsi, au niveau du diapir de St-Girons-en-Marensin, l'image sismique montre une couverture méso-cénozoïque d'épaisseur plus importante que le sel accumulé dans le diapir. Les données de forages montrent en fait que l'épaisseur du sel atteint 2500 m alors que la couverture ne dépasse pas 1600 m. Ces problèmes rendent difficiles et hasardeuses les comparaisons des épaisseurs des sédiments sur une verticale.

- **Mésozoïque : le Jurassique**

Le Jurassique est caractérisé par l'installation d'une vaste plate-forme, d'abord évaporitique et argileuse au Lias, puis carbonatée au Dogger-Malm. Il est présent sur l'ensemble de la coupe. Nous avons pu suivre le toit du Lias qui est caractérisé par une forte réflexion (contraste argile/calcaire). Ce marqueur sépare ainsi le Jurassique inférieur du Jurassique moyen et supérieur indifférencié. Les épaisseurs les plus importantes se rencontrent dans le bassin de Mirande (1,2 Std) et dans le synclinal de Tartas (0,8 Std). Entre ces deux bassins, à l'intersection avec la Flexure Celtaquitaine, le Jurassique semble reposer directement sur le socle.

Le Jurassique inférieur présente des épaisseurs relativement constantes (avec toutefois un épaissement dans les sous-bassins de Mirande et de l'Adour) et se réduit progressivement vers l'Est et l'Ouest (le toit du Lias n'a pas été identifié dans le synclinal situé entre les diapirs de St-Girons-en-Marensin et de Laborde, et le Jurassique est absent au niveau de ces diapirs).

Le Jurassique moyen et supérieur présente des variations d'épaisseurs importantes. Dans le bassin de Mirande, il est relativement isopaque et affecté par des failles postérieures subverticales. Dans le synclinal de Tartas, l'épaisseur de la série est réduite. Dans ce secteur, il a subi une érosion comme en témoignent les troncatures visibles à 20 km à l'Ouest de Mont-de-Marsan. Le Jurassique est tronqué et très réduit sur l'anticlinal de Lussagnet (100 m de Jurassique inférieur à Lussagnet 1). Il est également affecté par une tectonique complexe à l'Est de l'anticlinal de Lussagnet. Les dépôts du Jurassique moyen et supérieur semblent avoir été contrôlés par des failles normales synsédimentaires. Une faille listrique majeure décale fortement le toit du Lias. Elle s'enracine sur le décollement triasique. Par la suite, cette zone a été impliquée dans la tectonique compressive et les failles sont parfois réactivées et inversées.

Les **plates-formes jurassiques** correspondent à une sédimentation de **bassin intracratonique** (cf. chapitre 1). Elles sont relativement isopaques. Toutefois, une **tectonique extensive synsédimentaire** semble avoir contrôlé localement le dépôt du Jurassique moyen et supérieur. Dans le **synclinal de Tartas**, les **troncatures** du sommet du Jurassique sont fréquentes, alors que la série semble **plus complète** dans le **bassin de Mirande**.

- **Mésozoïque : le Crétacé**

Nous avons vu dans le premier chapitre que le Crétacé comporte deux stades : le Crétacé inférieur (Néocomien - Albien) et le Crétacé supérieur (Cénomaniens - Maastrichtien).

Au Crétacé inférieur, la sédimentation est carbonatée au Néocomien (Berriasien-Hauterivien) et mixte argileuse/carbonatée à l'Aptien et à l'Albien. Sur la coupe régionale, le Crétacé inférieur montre des variations d'épaisseurs considérables, avec une zone de préservation majeure au niveau du synclinal de Tartas (0 m à l'Ouest de la coupe, 1250 m au sondage Grenade 1, plus de 1500 m dans le synclinal de Tartas, 200 m au forage Bassoues 1 et 0 m à l'Est de la faille de Toulouse). Ainsi, dans le bassin de Mirande, le Crétacé inférieur

est peu épais. Il disparaît vers Toulouse, mais également à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de Mont-de-Marsan. C'est à l'Ouest de l'anticlinal de Lussagnet que s'individualise une zone très subsidente (épaisseur du Crétacé inférieur de l'ordre de 0,6 Std, soit environ 1800 m si on se réfère au puits de Grenade 1). Les géométries sédimentaires sont caractérisées par des progradations vers l'Ouest et de nombreux downlap puis onlap sur la surface érodée du Jurassique. Ce bassin est contrôlé par une faille normale majeure qui s'horizontalise en profondeur au niveau du Trias. A l'Est de cette faille, l'épaisseur du Crétacé inférieur décroît progressivement, en partie en raison d'une troncature du sommet de la série (discordance albo-cénomaniennne).

Au Crétacé supérieur, une plate-forme carbonatée s'installe sur les sédiments argileux de l'Albien. Les dépôts débordent (onlap) le Crétacé inférieur vers l'Est (Le Crétacé supérieur est absent au niveau de la Faille de Toulouse, mais réapparaît à l'Est, en contact avec le socle). Dans le synclinal de Tartas, les dépôts sont relativement isopaques (de l'ordre de 600 m) et reposent sur le Jurassique dans le secteur du réseau de failles de Thétieu. Les variations d'épaisseurs sont moins importantes que celles du Crétacé inférieur. Le bassin de Mirande montre une série relativement isopaque (de l'ordre de 0,15 Std). Vers l'Ouest, au niveau de la Flexure Celtaquitaine et en direction de l'anticlinal de Lussagnet, l'épaisseur décroît progressivement. Comme pour le Crétacé inférieur, c'est dans le bassin de l'Adour que s'accumulent et se préservent le plus de sédiments. Sur le flanc Ouest de l'anticlinal de Lussagnet, il est possible de distinguer une série d'onlap. Ces géométries ainsi que la diminution progressive des épaisseurs en direction de la tête de l'anticlinal démontrent le caractère synsédimentaire de ce dernier.

Le Crétacé inférieur marque un **changement dans la dynamique** du bassin. On passe de plates-formes étendues au Jurassique à des **bassins localisés, fortement subsidés, contrôlés par le jeu synsédimentaire de failles à composante normales**. Les mouvements sur ces failles ont probablement joué un rôle majeur dans la structuration de certains diapirs. Cette période correspond à l'individualisation du bassin d'Arzacq.

Régionalement, le Crétacé inférieur est caractérisé par la dislocation de la plate-forme jurassique. Il correspond à la création des marges ibériques et européennes, à la faveur de l'amorce du rifting du Golfe de Gascogne (Peybernès, 1982; Brunet, 1991). C'est à cette période que s'individualisent et se séparent les trois bassins principaux (Parentis, Arzacq et Mirande) séparés par des zones hautes sans dépôt. C'est aussi le début d'une période d'activité halocinétique importante (Canérot, 1988; Canérot et Lenoble, 1993). Cette évolution traduit les mouvements décrochants senestres au Crétacé inférieur (Peybernès, 1982), en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Au **Crétacé supérieur**, la subsidence diminue, mais les dépôts sont contrôlés par l'**activité diapirique des anticlinaux** ("rides"). C'est à cette époque que le diapir de Lussagnet devient particulièrement actif. Ce jeu synsédimentaire avait déjà été mis en évidence par nos

coupes de corrélations (figs. IV-6 à 9) et nos cartes d'isopaques (figs. IV-10, 11 et 13). Le passage à un régime de contrainte compressif au Crétacé supérieur permettrait d'expliquer l'inversion rapide des structures du Crétacé inférieur et les troncutures importantes observées à l'approche des anticlinaux. Nous avons vu sur les lignes sismiques du bassin de l'Adour (fig. IV-14) que des évidences d'inversions de failles normales albiennes sont fréquentes.

- **Cénozoïque : le Paléocène**

Le Paléocène est présent sur l'ensemble de la coupe, à l'exception de la zone située à l'Ouest du diapir de St-Girons-en-Marensin. Il est caractérisé par des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde. D'Est en Ouest, les épaisseurs augmentent progressivement (de 0,04 Std à 0,16 Std), pour atteindre un maximum dans le synclinal individualisé entre le diapir de Laborde et celui de St-Girons-en-Marensin. Cet épaissement pourrait correspondre au prisme de bas niveau de deuxième ordre que constitue le cycle du Membre de Houns (cf. chapitre 4). Au-delà du diapir de St-Girons-en-Marensin, le Paléocène disparaît. Au niveau de l'anticlinal de Lussagnet, les variations d'épaisseurs du Paléocène sont faibles et sans commune mesure avec celles observées durant le Crétacé supérieur. Au Paléocène, le diapir qui contrôlait la sédimentation du Crétacé supérieur est très peu actif.

Le **Paléocène** est relativement isopaque et l'**activité synsédimentaire des anticlinaux décroît**. Il faut souligner que le tracé de la coupe coïncide avec les lignes de faciès, sauf à l'extrême Ouest où la coupe devient perpendiculaire aux lignes de faciès. Il est ainsi difficile de mettre en évidence la géométrie des corps.

- **Cénozoïque : l'Yprésien au Bartonien**

La sédimentation éocène est essentiellement terrigène (argiles et sables). Les dépôts de l'Eocène inférieur et moyen montrent de remarquables géométries progradantes, aussi bien à l'échelle des corps sismiques que dans leur organisation interne. Elles correspondent aux progradations des édifices deltaïques décrites au chapitre précédent. L'Yprésien-Bartonien est surtout préservé à l'Ouest du sondage Bassoues 1. Il correspond à une lacune dans le bassin de Mirande (transit ou érosion ?) et s'enregistre, vers l'Ouest, sous la forme de deux prismes progradants. Le premier (Yprésien - Lutétien) ne dépasse pas le diapir de Boos, alors que le second (Bartonien) atteint le diapir de St-Girons-en-Marensin. Sur l'anticlinal de Lussagnet, aucune variation d'épaisseur significative n'est observée, ce qui suggère qu'à cette époque, l'anticlinal était inactif.

L'**Eocène** inférieur et moyen est donc caractérisé par des **géométries fortement progradantes** en direction de l'Ouest, probablement accentuées par un basculement général du Bassin d'Aquitaine dans cette même direction. L'**arrêt de l'activité de certains anticlinaux**, que nous avons mis en évidence grâce aux corrélations (Lussagnet en l'occurrence) est confirmé par les données sismiques.

- **Cénozoïque : le Priabonien**

Le Priabonien est caractérisé par la poursuite de la progradation vers l'Ouest et les sédiments débordent le diapir de St-Girons-en-Marensin. Cependant, deux traits marquants nouveaux sont à souligner :

(1) L'anticlinal de Lussagnet montre des évidences de réactivation. Cette nouvelle phase de croissance se traduit par de nombreux onlap sur son flanc Est. Des géométries similaires sont observées, au même moment, sur le flanc Nord de l'anticlinal d'Audignon (fig. IV-17B).

(2) Alors que le Priabonien s'organise, à l'Ouest du domaine, en un prisme progradant, une épaisse série "molassique" continentale s'accumule dans le bassin de Mirande (de l'ordre de 0,35 Std). Ceci traduit ainsi une reprise de la subsidence dans ce bassin qui permet la préservation et l'aggradation des sédiments continentaux. Dans le bassin de Mirande, cette subsidence coïncide avec la mise en place des principales failles qui structurent toute la couverture antérieure. Ces failles s'organisent en structures en fleurs (décrochements) qui s'amortissent avant la fin du Priabonien.

- **Couverture récente : L'Oligocène au Quaternaire**

De l'Oligocène au Quaternaire, la quasi-totalité du bassin est continentalisé avec le dépôt d'une épaisse série (0.6 Std dans le bassin de Mirande et 1,2 Std à l'Ouest de la coupe équivalent à 1240 m à St-Girons-en-Marensin 1). Vers le domaine océanique, la **sédimentation progradante** se poursuit et de magnifiques prismes sont visibles. A cette époque, le réseau décrochant de Thétieu est actif. Les mouvements décrochants engendrent la formation de **structures en fleurs** (décrochements). Dans ce secteur, la fracturation de la couverture méso-cénozoïque pourrait être le moteur de la mise en place des diapirs (Vendeville et Jackson, 1992; Nalpas et Brun, 1993). Au niveau du diapir de St-Girons-en-Marensin, la création d'un petit graben a probablement favorisé la remontée salifère. Ce diapir semble donc avoir une origine tardive et sa symétrie parfaite est un argument supplémentaire dans cette hypothèse. Le même type de phénomène se produit à l'Ouest du sondage Polastron 1. Un graben se forme et affecte les couches sédimentaires antérieures provoquant la migration du sel (Vendeville et Jackson, 1992; Nalpas et Brun, 1993). Plus à l'Est, les dépôts montrent de nombreux onlap à l'approche du réseau de failles de Toulouse qui semble actif.

En ce qui concerne l'anticlinal de **Lussagnet**, le début de l'Oligocène est encore marqué par l'activité de cette "ride", ce qui se traduit par une série d'onlap sur ses flancs. La structure est ensuite progressivement scellée au cours de l'Oligocène et du Miocène, et les marqueurs postérieurs sont peu déformés. Contrairement à Gély et Sztràkos (2000) qui estiment que l'anticlinal de Lussagnet se met en place au Rupélien, nous pensons, au vu des données sismiques, que cette période correspond à son scellement. La croissance de cet anticlinal a été **polyphasée**, avec une période de structuration majeure au **Crétacé supérieur** (**transpression/diapirisme**) et une seconde période majeure au **Bartonien - Priabonien** (**compression/diapirisme ?**).

2-1-2 : Coupe géologique Nord-Sud

La coupe géologique NS a été réalisée à partir de la base de données de la synthèse sur le bassin d'Aquitaine (BRGM *et al.*, 1974). Elle intègre 25 puits (fig V-2). Le tracé choisi recoupe le bassin d'Arzacq, l'anticlinal d'Audignon, la "ride" de Trensacq, la terminaison Est du bassin de Parentis et se termine à l'embouchure de la Gironde. Tous les puits n'atteignent pas le socle. Sa profondeur au niveau de ces forages est donc approximative. Il en est de même pour le trias et pour le Jurassique inférieur. Ce manque de données a été palié par un retour sur les cartes d'isopaques de la synthèse du bassin d'Aquitaine qui permettent une estimation des épaisseurs.

Cette coupe a été horizontalisée selon trois niveaux anté-tertiaires : sommet du Jurassique, sommet du Crétacé inférieur et limite Crétacé-Tertiaire. Ces coupes permettent une meilleure visualisation des mouvements verticaux, mais ne rendent pas compte des mouvements horizontaux (coupe non restaurée).

Trois traits majeurs se dégagent de la coupe :

(1) Dans sa configuration actuelle, le socle anté-triasique s'approfondit progressivement du Nord au Sud avant de marquer un brutal approfondissement, au niveau de l'anticlinal d'Audignon, dans le bassin d'Arzacq. Il décrit ainsi deux grandes ondulations d'une longueur d'onde de l'ordre de la centaine de kilomètres.

(2) Le trias est localisé préférentiellement au sud de la flexure celtaquitaine dont la trace se situe au niveau de Garein 1.

(3) L'anticlinal d'Audignon constitue la seule structure plicative de courte longueur d'onde (de l'ordre de la dizaine de kilomètres).

• **Mésozoïque : le Trias**

Le Trias montre des variations d'épaisseurs relativement importantes. Dans le bassin d'Arzacq, la puissance du Trias peut atteindre plus de 2000 m. Vers le Nord, au-delà de l'anticlinal d'Audignon, les épaisseurs diminuent progressivement et deviennent très faibles sur la plate-forme Nord-aquitaine (quelques dizaines de mètres).

• **Mésozoïque : le Lias et le Dogger**

La sédimentation du Lias, évaporitique puis argileuse, est contrôlée par la mise en place d'un nouveau trait structural : la zone peu subsidente de Mont-de-Marsan (haut-fond de Mont-de-Marsan de la synthèse de 1974) d'axe NW-SE. Au Sud, les épaisseurs sont faibles (environ 150 m), alors qu'au Nord de cet axe, elles augmentent et atteignent un maximum au niveau de Trensacq et dans la partie Sud de la terminaison du bassin de Parentis (plus de 800 m). En direction de la plate-forme nord-aquitaine, les épaisseurs diminuent ensuite progressivement.

Le Dogger est relativement isopaque (environ 200 m), mais vers le Nord, son épaisseur diminue considérablement pour atteindre quelques dizaines de mètres. La zone peu subsidente de Mont-de-Marsan est encore visible. Sur Audignon, la sédimentation est réduite et les épaisseurs augmentent à nouveau vers le Sud (forage de Mazères 2).

- **Mésozoïque : le Malm anté-Tithonien (ex-Portlandien)**

Au Malm, les épaisseurs les plus importantes se rencontrent au nord du seuil des Landes, au niveau de la fermeture orientale du bassin de Parentis (plus de 900 m). Vers le bassin d'Arzacq, le Malm est moins épais (environ 600 m) et relativement isopaque, sauf au niveau d'Audignon avec un épaissement de près de 700 m, localisé à Audignon 5. Cet épaissement pourrait être contrôlé par le jeu synsédimentaire d'une faille normale à regard Sud, le Jurassique supérieur étant contemporain d'une extension, comme nous l'avons vu sur la ligne sismique régionale.

- **Mésozoïque : le Tithonien (ex-Portlandien)**

Le domaine de préservation du Jurassique terminal est extrêmement réduit. La sédimentation se localise dans le bassin de Parentis (environ 400 m au niveau de sa terminaison Est) et dans le bassin d'Arzacq (moins de 200 m). Ces deux aires de dépôt sont séparées par le seuil des Landes. Au niveau d'Audignon, l'épaississement local (465 m à Audignon 5) pourrait être lié, comme au Callovo-Kimmeridgien, au jeu d'une faille normale synsédimentaire à regard Sud.

- **Mésozoïque : le Néocomien (Berriasien-Hauterivien) et le Barrémien**

Le Néocomien enregistre une exondation généralisée de l'Aquitaine. Dans le bassin de Parentis se met en place une sédimentation deltaïque. Dans le bassin d'Aquitaine, le Néocomien et le Barrémien sont caractérisés par des plates-formes carbonatées peu profondes reposant en onlap sur le Jurassique fortement érodé (Canérot, 1964; Serrano, 1994).

Une sédimentation pelliculaire (quelques dizaines de mètres) se met en place au niveau de la terminaison Est du bassin de Parentis (forage de Ste Magne) et dans le bassin d'Arzacq (forages de Thèze). Le Barrémien présente les mêmes caractéristiques que le Néocomien. La sédimentation se localise à Parentis et dans le bassin d'Arzacq. Les épaisseurs sont toutefois plus importantes (200 à 400 m), l'aire de sédimentation plus vaste et le Barrémien recouvre l'anticlinal d'Audignon.

- **Mésozoïque : l'Albo-Aptien**

L'albo-aptien est discordant sur les terrains sous-jacents. L'étude détaillée du bassin de Parentis montre que la discordance principale est intra-Albien. Elle s'accompagne d'une augmentation de la subsidence dans le bassin de Parentis et surtout dans le bassin de l'Adour,

qui sont encore séparés par le seuil des Landes. C'est au Sud de l'anticlinal d'Audignon que l'Albo-Aptien présente des épaisseurs considérables (plus de 4000 m au centre du bassin). Les épaisseurs diminuent ensuite vers le Sud. Au niveau d'Audignon les épaisseurs sont très réduites, puis augmentent à nouveau dans le synclinal de Tartas. C'est probablement à cette période qu'une activité halocinétique se met en place sous la "ride" d'Audignon (Bourrouilh *et al.*, 1995). Il est également probable qu'au sud d'Audignon, une série de failles normales synsédimentaires à regard Sud aient contrôlé le dépôt du Crétacé inférieur.

- **Mésozoïque : le Crétacé supérieur**

Le Crétacé supérieur est présent sur la totalité du bassin d'Aquitaine (onlap généralisé post-discordance albienne). Au Nord d'Audignon, il montre de faibles variations d'épaisseurs. Celles-ci varient d'une manière significative au niveau du forage de Ste-Magne 1, montrant les prémices de l'inversion structurale de ce secteur du bassin. Au niveau d'Audignon, l'activité diapirique synsédimentaire est encore visible. Par contre, dans le bassin d'Arzacq, le dépo-centre a fortement migré vers le Sud où plus de 2000 m de turbidites se déposent, alors que cette zone recevait moins de 500 m de sédiments à l'Albo-Aptien.

- **Cénozoïque : le Paléocène**

Le Paléocène (plates-formes carbonatées dans le bassin de l'Adour) montre une importante variation d'épaisseur de part et d'autre de l'anticlinal d'Audignon. Au Sud d'Audignon, le Paléocène est relativement isopaque, sauf dans la partie méridionale du bassin d'Arzacq où les épaisseurs augmentent. Vers le Nord, il est absent entre Le Tuzan et Ste-Magne (des altérites se développent de part et d'autre de cette zone). Ce secteur subit les effets combinés d'une inversion structurale majeure, clairement illustrée sur la coupe et d'une importante chute du niveau marin relatif. Elle correspond à l'individualisation de la "ride" de Villagrains-Landiras. Cette structure restera émergée jusqu'au Miocène. L'activité de l'anticlinal d'Audignon ne se fait plus sentir. Comme nous l'avons montré dans le chapitre précédent, c'est à la fin du Crétacé supérieur que cet anticlinal cesse de croître.

- **Cénozoïque : l'Eocène**

A l'Eocène, le synclinal de Tartas devient une zone subsidente dans laquelle vont s'accumuler les sédiments deltaïques puis continentaux issus de l'érosion de la partie orientale de la chaîne. Dans le bassin d'Arzacq, les épaisseurs sont relativement constantes et augmentent progressivement vers le Sud. Au niveau d'Audignon, de part et d'autre de la zone érodée ultérieurement, les épaisseurs sont identiques. La fin de l'Eocène et l'Oligocène correspondent à la réactivation de l'anticlinal d'Audignon par la mise en place d'un chevauchement redressé, à vergence nord. Il s'agit probablement de la réactivation et de l'inversion d'une ancienne faille normale (une des failles synsédimentaires de la fin du Jurassique et du Crétacé inférieur). L'inversion de la terminaison Est du bassin de Parentis se poursuit et il faut attendre la transgression de l'Oligocène pour voir disparaître la zone émergée de Villagrains-Landiras.

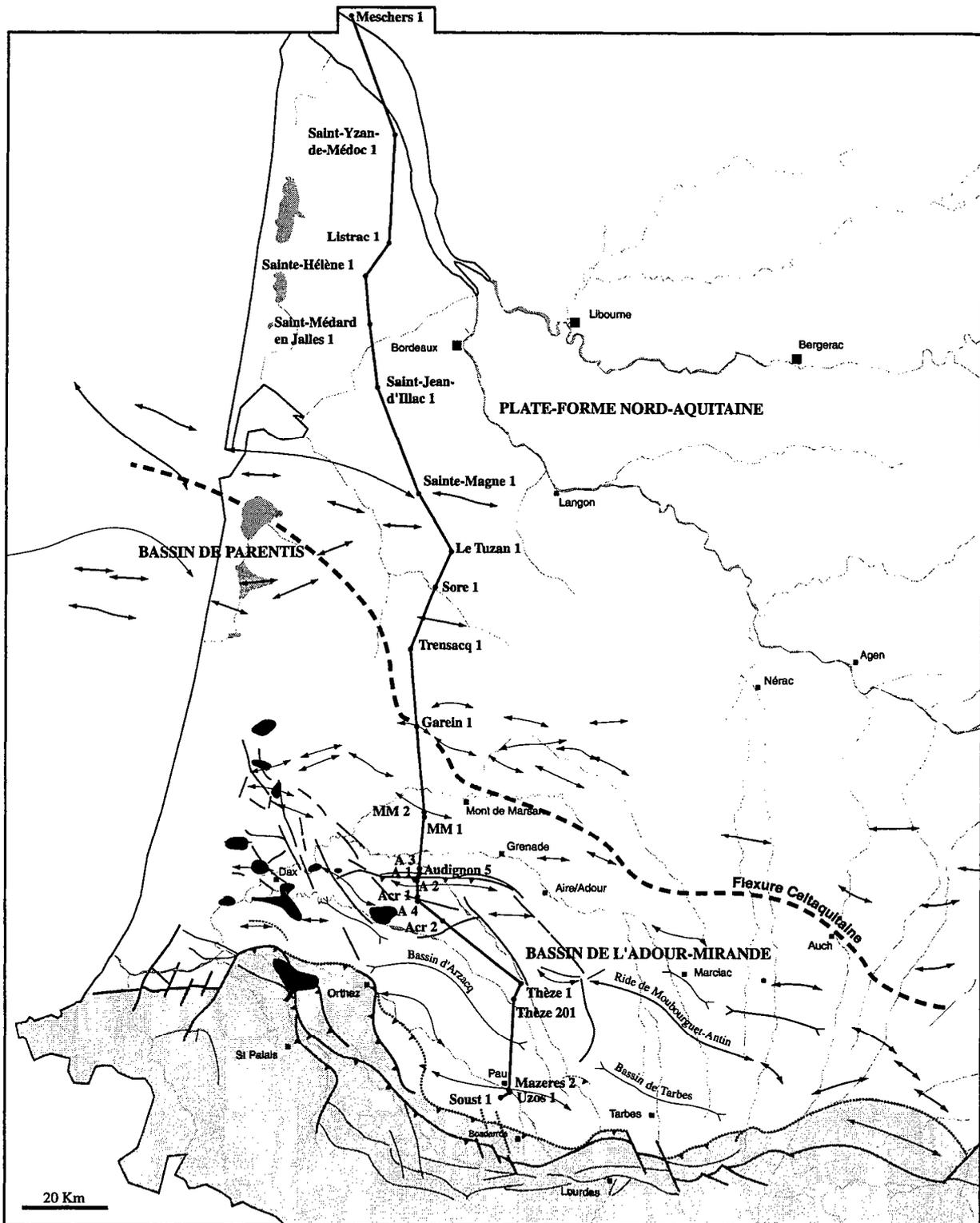


Figure V-2 : Plan de position de coupe géologique NS Aquitaine.

2-2 : Dynamique du remplissage : cartes d'isopaques et de faciès régionales

Nous avons réalisé 4 cartes d'isopaques et 6 cartes de faciès à l'échelle de bassin d'Aquitaine du Campanien au Priabonien.

Deux cartes d'isopaques ont été obtenues pour le Crétacé supérieur : une carte du Cénomaniens au Santonien et une carte du Campanien au Maastrichtien (la limite Santonien/Campanien marque sur le secteur étudié un changement de mode de subsidence).

Pour le Tertiaire, nous avons réalisé quatre cartes : une au Paléocène, une pour l'Yprésien, une carte de faciès au Bartonien et une carte de faciès au Priabonien.

Les cartes d'isopaques du Crétacé supérieur sont obtenues en compilant les données de forages de la synthèse du bassin d'Aquitaine et nos données. Pour le Tertiaire, nous avons pris en compte les bases de données de Dubreuilh (1989) pour le Nord du bassin, de Capdeville (1991) pour le centre et le Sud du bassin et nos données sur le bassin de l'Adour.

Les cartes de faciès au Crétacé supérieur intègrent les données de Platel (1987) pour le Nord du bassin et nos données pour le bassin de l'Adour. Les deux domaines ne se recouvrant pas, une incertitude demeure donc dans ce secteur. Pour le Tertiaire, ce sont les cartes de faciès de Dubreuilh pour le Nord, les cartes de Capdeville pour le centre et nos données pour le Sud qui ont été assemblées.

2-2-1 : Crétacé supérieur

- **Cénomaniens - Santonien : isopaques et faciès** (fig. V-4 et fig. V-5)

Cet intervalle correspond aux deux cycles T/R majeurs mis en évidence dans le chapitre 4 (cycle T/R majeur Cénomaniens/Turonien et cycle T/R majeur Coniacien/Santonien). Les épaisseurs de cet intervalle varient du Nord au Sud de quelques dizaines de mètres à plus de 2400 m. Du Cénomaniens au Santonien, le bassin d'Aquitaine peut être divisé en domaines peu subsidents, avec des épaisseurs aux alentours de 200 m et en domaines fortement subsidents (plus de 2000 m de sédiments) : (1) la plate-forme nord-aquitaine (région de Bordeaux) où les taux de sédimentation sont de l'ordre de 15 à 20 m/Ma, (2) l'axe EW de Cazaux où les taux d'accumulation sont faibles (environ 5 à 10 m/Ma) et (3) la plate-forme sud-aquitaine dont les taux sont équivalents à ceux de la plate-forme nord-aquitaine.

Les domaines subsidents sont au nombre de 3 : (1) le bassin d'Arzac au Sud de Pau, caractérisé par des taux d'accumulation d'environ 150 m/Ma, (2) l'axe des Landes de Siougos avec des taux d'accumulation de l'ordre de 50 m/Ma, et (3) l'axe Mios-Belliet au Nord du bassin de Parentis où les taux d'accumulation atteignent 100 m/Ma.

Ces zones subsidentes sont délimitées par des anticlinaux actifs (surtout dans le bassin de l'Adour) : anticlinaux de Magescq, Louer, Audignon, Lussagnet, Nogaro, Lacq, Lacquy, Roquefort où les taux d'accumulation ne dépassent pas 10 m/Ma.

La carte de faciès réalisée à la fin du Santonien montre que la moitié Nord du bassin est occupée par des milieux de plate-forme profonds (sous la limite d'action des vagues permanentes) relativement homogènes. En revanche, plate-forme carbonatée peu profonde et isolée se développe dans la moitié Sud du bassin.

Sur la plate-forme Nord-Aquitaine se développent des faciès de vasière carbonatée glauconieuse à spongiaires, lamellibranches, céphalopodes et rudistes en position plus proximale (Platel, 1991). Deux épandages sableux deltaïques, en provenance du Massif Central, se mettent en place au NE du secteur. Au niveau du bassin de Parentis, les faciès de vasière crayeuse passent aux marnes et calcaires marneux profonds (rampe/bassin?). La carte de faciès dans ce secteur permet de montrer que l'axe de Cazaux ne constitue pas un haut fond mais plutôt une zone de faible accumulation sédimentaire en domaine marin profond.

Au sud du bassin, qui correspond à notre domaine d'étude, la différence majeure avec la zone nord-aquitaine réside dans la mise en place d'une plate-forme carbonatée plus ou moins isolée. La majeure partie des faciès caractérise des milieux peu profonds, localisés aux alentours de la limite d'action des vagues permanentes. Ils passent vers le bassin d'Arzacq à des dépôts turbiditiques. Le raccordement des deux domaines d'étude est difficile en raison du manque de données.

- **Campanien - Maastrichtien : isopaques et faciès (fig V-6 et fig. V-7)**

Cette période correspond au cycle T/R majeur Campanien/Maastrichtien (chapitre 4). Les isopaques sont en partie résiduelles, notamment au NE du bassin, dans un secteur situé 20 à 30 km au NE de la flexure celtaquitaine, où le Maastrichtien est tronqué (Platel, 1987).

Les épaisseurs du Campanien - Maastrichtien sont trois fois moins importantes que pour l'intervalle précédent (900 m au maximum contre 2600 m au maximum au Cénomaniens/Santonien), pour une durée à peu près équivalente. Les taux d'accumulation varient de quelques mètres par million d'années à environ 50 m/Ma dans le bassin de Pau-Tarbes qui correspond à l'axe subsident principal. L'axe des Landes de Siougos est toujours marqué, mais les taux d'accumulation ne sont plus que d'environ 10 m/Ma. Les contrastes d'épaisseurs entre ces zones subsidentes et les anticlinaux est moins important qu'au cours de l'intervalle précédent (différence de l'ordre de 40 m/Ma pour l'intervalle Cénomaniens-Santonien et de 5 m/Ma pour l'intervalle Campanien-Maastrichtien). C'est le cas pour les structures d'Audignon, de Magescq, de Louer, de Lussagnet et de Nogaro. Ceci confirme le fait qu'à la fin du Crétacé les taux de subsidence diminuent de manière importante et que le jeu synsédimentaire des anticlinaux s'atténue. Au nord, l'axe subsident de Mios-Belliet disparaît et la subsidence maximale se localise plus au sud, dans le bassin de Parentis, où les taux d'accumulation atteignent 15 m/Ma. L'axe sous-alimenté de Cazaux disparaît et se comble progressivement (BRGM *et al.*, 1974).

Dans le Nord du bassin d'Aquitaine, le domaine préservé ne dépasse pas le sud de la région de Bordeaux (ligne passant par Le Porge, St Jean d'Illac et Langon (Platel, 1987; Platel, 1996). Au sud de ce secteur, une sédimentation de plate-forme carbonatée peu

profonde (calcaires bioclastiques à silex, riches en grands foraminifères, échinidés et huîtres) se développe et passe au niveau du bassin de Parentis aux faciès d'offshore.

Dans le bassin de l'Adour, les sédiments sont caractéristiques d'une plate-forme carbonatée relativement profonde au Campanien (boues à *zoophycos* d'offshore inférieur et supérieur) puis de moins en moins profonde au Maastrichtien (calcaires bioclastiques de bathymétrie équivalente à un shoreface), formant des étendues isolées au niveau des zones les moins subsidentes. Les faciès du sommet du Maastrichtien correspondent à des dépôts restreints à onchoïdes. En direction du Sud, ces faciès de plate-forme passent aux dépôts plus profonds, turbiditiques. Ainsi, contrairement au domaine Nord-aquitain, les dépôts sédimentaires dans le bassin de l'Adour ne montre pas d'émersion.

La fin du Crétacé correspond, en Aquitaine, à une progradation généralisée et à une déformation moyenne longueur d'onde. Cet intervalle enregistre l'inversion de certains anticlinaux (zone de Villagrains-Landiras). Déformation et régression provoquent une émersion de la presque totalité de la plate-forme Nord-aquitaine (dissolution précoce, dolomitisation, corrosion par les *Microcodium*s etc). Le domaine marin est peu à peu restreint au Sud-Ouest où la subsidence, supérieure à celle du Nord de l'Aquitaine, permet l'aggradation de carbonates peu profonds qui passent au sud à des turbidites.

2-2-2 : Tertiaire

- **Paléocène : isopaques et faciès** (fig. V-8 et fig. V-9)

Au Paléocène, deux domaines s'individualisent en Aquitaine (subsidence/milieux de dépôt) : (1) le Nord de la région de Bordeaux et (2) le secteur situé au Sud de la flexure celtaquitaine. Ils sont séparés par une zone de non-dépôt/érosion orientée NW-SE entre Agen et Bordeaux. Au Nord de cet axe, les dépôts n'excèdent pas 150 m. En direction du Sud, l'épaisseur du Paléocène augmente progressivement pour atteindre son maximum dans le bassin d'Arzacq-Tarbes et au sud de Pau, selon une direction WNW-ESE. Au NW, le bassin de Parentis est encore légèrement individualisé, mais les épaisseurs ne dépassent pas 150 m.

Du point de vue des faciès, la zone de non-dépôt/érosion est bordée par des altérites du sidérolithique (Dubreuilh, 1989). Dans le bassin de l'Adour, la première zone de forte accumulation (35 m/Ma) est située au sud d'Audignon et de la "ride" Antin-Maubourguet. Elle est caractérisée par l'édification d'un platier récifal (décrit dans le chapitre 4). L'arrière de ce platier est occupé par les faciès bioclastiques d'arrière récif et les micrites de lagon. Vers l'Est, ils passent à des faciès de lagon soumis à des apports terrigènes sableux importants (BRGM *et al.*, 1974). Le deuxième axe subsident (20 m/Ma), au sud de Pau, est caractérisé par la sédimentation d'offshore et turbiditique, une rampe assurant le passage entre ces deux environnements de dépôt. Le bassin de Parentis est caractérisé par des faciès profonds de plate-forme. Dans ce secteur, les limites de faciès doivent être précisées par des études complémentaires (continuité de la barrière récifale?, présence de faciès de lagon?).

La déformation moyenne longueur d'onde de la fin du Crétacé contrôle la répartition des sédiments paléocènes. L'antiforme d'axe NE-SW (Bordeaux-Agen) est une zone d'érosion/non dépôt qui délimite un domaine d'abord très peu subsident jusqu'à la flexure celtaquitaine, puis fortement subsident au Sud.

La carte paléocène permet de caractériser la longueur d'onde de la déformation fini-Crétacé, à l'origine du changement de mode de subsidence observé sur le secteur étudié.

Trois ordres d'ondulations pluri-hectométriques peuvent être mis en évidence :

- A l'échelle du bassin d'Aquitaine dont l'antiforme est à rechercher au niveau de l'actuel Massif Central.
- A l'échelle de 200-250 km, de Pau au Nord de Bordeaux
- A l'échelle des anticlinaux, et en particulier la zone de Villagrains-Landiras.

Ces longueurs d'onde sont compatibles avec un flambage lithosphérique (Martinod, 1991; Cloetingh *et al.*, 1999; Gerbault *et al.*, 1999) et confirme l'hypothèse faite précédemment sur la base d'une absence de raccourcissement significatif au Paléocène.

- **Yprésien : isopaques et faciès** (fig. V-10 et fig. V-11)

Les sédiments de l'Yprésien sont présents sur l'ensemble du bassin d'Aquitaine. Les épaisseurs maximales sont localisées dans le bassin de l'Adour avec plus de 900 m (soit plus de 150 m/Ma), alors que dans le Nord de l'Aquitaine les épaisseurs sont faibles et ne dépassent pas 200 m (soit environ 30 m/Ma). Le bassin de Parentis n'est plus visible en tant qu'aire d'accumulation différentielle. Les structures de Mios-Belliet, Villagrains-Landiras, Lucats-Cabeil, Mimizan, et de Parentis semblent actives.

Comme le montre la coupe Nord-Sud (fig. V-3), l'inversion structurale majeure de ce secteur, initiée à la fin du Crétacé supérieur s'accroît. Elle se traduit, dans les dépôts de la fin de l'Yprésien, par la présence d'une zone émergée, localisée au niveau des "rides" de Villagrains-Landiras, de Mano, et de Mios Belliet. Au Nord de ces structures, un axe EW plus subsident s'individualise au niveau de Bordeaux.

Les faciès de l'Yprésien traduisent à l'échelle de l'Aquitaine la mise en place de vastes systèmes deltaïques, selon une polarité EW. La carte de faciès est particulièrement explicite à cet égard. Dans la moitié Nord du bassin, les travaux de Dubreuilh (1989) et de Capdeville (1995) font apparaître des deltas digités et lobés (deltas dominés par la dynamique fluviale), alimentés par de multiples distributaires. Le delta qui se met en place à l'Est de Langon montre une géométrie typique des deltas en patte d'oiseau du type Mississippi. Les apports proviennent du Nord et de l'Est. Les barres d'embouchures associées sont nombreuses. Les faciès littoraux présentent une répartition très irrégulière. Les faciès d'offshore (marnes et calcaires marneux) sont localisés dans l'axe subsident de Bordeaux et dans des golfes individualisés entre les faciès littoraux (dans ce cas, ils correspondent plus vraisemblablement à l'expression de baies interdistributaires). Dans le bassin de l'Adour, nous avons mis en évidence une configuration différente. Les deltas de ce secteur sont dominés par la dynamique

des vagues. Ils sont caractérisés par des côtes rectilignes et des sédiments littoraux répartis régulièrement le long de la ligne de rivage. Nous n'avons pas pu localiser précisément de distributaire fluviale principal dans ce secteur. Les deux domaines ainsi définis sont séparés par un golfe (Golfe de Nérac) qui correspond probablement à une vaste baie. Cette baie se localise au droit de la zone de dépôt des altérites du Paléocène.

La coexistence dans l'espace des deux types de systèmes deltaïques peut s'expliquer par des différentiels importants de subsidence entre le Nord et le Sud de l'Aquitaine. En effet, le faible taux de subsidence du domaine Nord-aquitain à cette époque (qui se traduit par de faibles épaisseurs) a permis aux sédiments terrigènes de s'organiser selon la dynamique fluviale ($S \gg A$), avec formation de deltas en patte d'oiseau. A l'inverse, les taux de subsidence considérables du domaine Nord-pyrénéen ont empêché une accumulation préférentielle des sédiments terrigènes sableux au débouché des distributaires fluviales ($S > A$) et favorisé l'expression de deltas dominés par la dynamique des vagues. C'est cette dynamique qui a remodelé et redistribué les sables fluviaux le long du littoral.

Les structures mises en place au Paléocène contrôlent la subsidence à l'Eocène inférieur : après une phase d'érosion/non dépôt marquant la surrection au niveau de la plateforme Nord-aquitaine (fin du Crétacé, amortie durant le Paléocène), la tendance s'inverse avec une reprise de la subsidence. Cette tendance doit être corrigée de la transgression eustatique qui caractérise la fin du Paléocène/Eocène inférieur (Haq et *al.*, 1987, Hardenbol et *al.*, 1998). Néanmoins, l'amplitude est insuffisante pour expliquer à elle seule l'ennoiement de l'axe NW-SE Bordeaux-Agen.

- **Bartonien - Priabonien : isopaques** (fig. V-12)

Au cours du Bartonien-Priabonien, les zones de subsidence se déplacent vers le Nord et le Nord-Ouest. La Flexure Celtaquitaine semble jouer un rôle important dans la localisation des aires de sédimentation. Au Sud de cette flexure, les épaisseurs atteignent 800m La migration des dépôt-centres s'accompagne par la réactivation de certains anticlinaux et en particulier celui d'Audignon. Un dépôt-centre secondaire s'individualise au sud de cet anticlinal, en position « piggy-back ». Cette évolution se poursuivra au cours de l'Oligocène (fig. V-15). Les structures de Mios-Belliet, Villagrains-Landiras sont actives.

- **Bartonien : faciès** (fig. V-13)

La fin du Bartonien correspond au début du demi-cycle progradant du cycle majeur Bartonien inférieur-Priabonien (cf. chapitre 4). Dans le Nord de l'Aquitaine, le dispositif de delta en patte d'oiseau mis en place à l'Yprésien reste inchangé. Toutefois, on note un net recul de la ligne de rivage vers l'Est, par rapport à celle de l'Yprésien. Les deltas du secteur de Libourne et de Bergerac montrent encore d'imposantes barres d'embouchure, témoins de l'activité des distributaires fluviales. En revanche, le delta situé entre Agen et Langon semble être beaucoup moins actif qu'à l'Yprésien. Les barres d'embouchure sont peu nombreuses et les shoreface frangent tout le littoral. L'île de Villagrains-Landiras est toujours individualisée.

Dans le bassin de l'Adour, après la rétrogradation du Bartonien inférieur (cf. cartes du chapitre 4), la sédimentation deltaïque se poursuit. Toutefois, on assiste à la mise en place d'une barrière carbonatée et gréseuse discontinue qui borde les faciès de shoreface. De plus une sédimentation laguno-lacustre se développe en arrière des shoreface.

La comparaison des paléogéographies à l'Yprésien et au Bartonien montre les réponses différentes des domaines Nord et Sud-aquitains, pour un même demi-cycle stratigraphique.

- Au Nord, les systèmes deltaïques ont reculé vers l'Est par rapport à l'Yprésien et les faciès d'offshore supérieur occupent une superficie bien plus importante : il y a rétrogradation des systèmes sédimentaires.

- Au Sud, les sédiments deltaïques ont poursuivi leur progradation vers l'Ouest.

Deux explications sont possibles : une variation spatiale de la subsidence ou une variation du flux sédimentaire. La variation de subsidence est vraisemblable, car héritée de la déformation de la fin du Crétacé entre un domaine subsident au Nord (environ 20 à 25 m/Ma) et un domaine fortement subsident au Sud (de l'ordre de 70 à 80 m/Ma dans le synclinal de Tartas). Cependant, le basculement généralisé du bassin de l'Adour vers l'Ouest, en relation avec la surrection de la partie orientale de la chaîne des Pyrénées, et la migration de ses dépo-centres vers le Nord, pourrait à la fois minimiser les effets de la création d'espace disponible, mais surtout accentuer le flux sédimentaire (dépôts terrigènes), avec une progradation de plus en plus rapide dans le sud du bassin.

- **Priabonien : faciès** (fig. V-14)

Au Priabonien la progradation semble s'accélérer sur l'ensemble de l'Aquitaine. Dans le bassin de l'Adour, elle se traduit par le dépôt d'une épaisse série molassique (plus de 500 m) constituée de calcaires lacustres et d'argiles bariolées gypsifères de plaine d'inondation, dans lesquelles divagent de nombreux chenaux fluviaux visibles en sismique (cf. Fig. IV-17B: ligne Audignon Lacquy). Le domaine marin est ainsi repoussé à l'extrême Ouest du bassin de l'Adour.

Sur la plate-forme nord Aquitaine, les dépôts sont toujours deltaïques, (Dubreuilh, 1989; Capdeville, 1991) et les faciès continentaux atteignent une ligne Bordeaux-Langon-Agen. Les deux domaines sont toujours séparés par le Golfe de Nérac.

- **Oligocène : Isopaques** (fig. V-15)

A l'Oligocène, le déplacement des zones subsidentes majeures en direction du Nord-Ouest se poursuit. Ces zones se localisent encore une fois au Sud de la Flexure Celtaquitaine. Le bassin de Parentis redevient actif et reçoit jusqu'à 1200m de sédiments. Dans le bassin de l'Adour, l'individualisation d'un petit bassin « piggy-back » au sud de l'anticlinal d'Audignon se poursuit, avec la mise en place d'un arc faiblement subsident, parallèle au chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen. Cette zone pourrait correspondre à la trace d'un chevauchement aveugle se propageant dans l'avant-pays nord-pyrénéen. Ces observations sont en accord avec les datations de Gély et Sztrákos (2000), concernant la mise en place des nappes dans ce secteur.

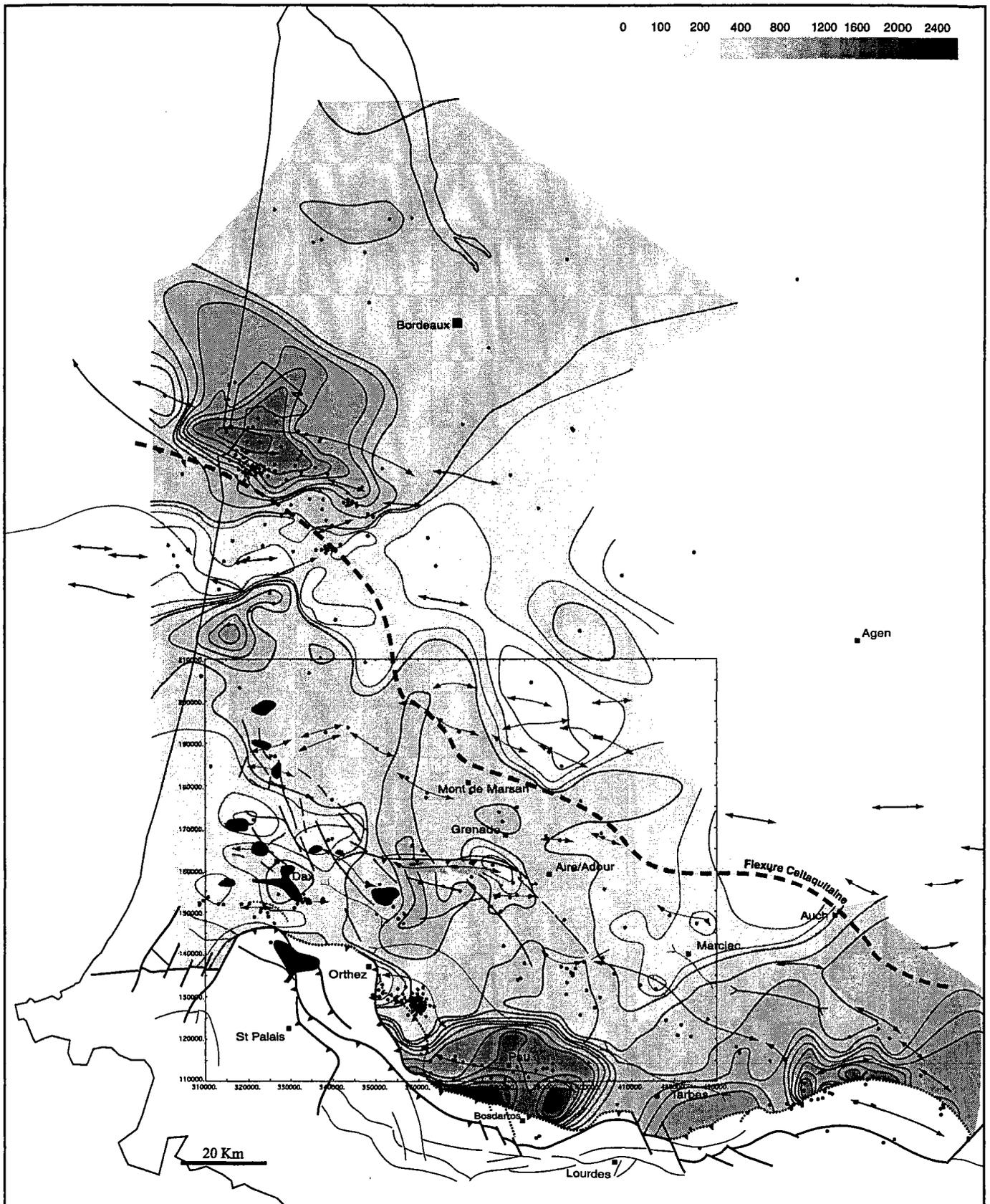


Figure V-4 : Carte d'isopaques du Cénomanien au Santonien du bassin d'Aquitaine. Recalculée d'après la base de données de puits de la synthèse Géologie du bassin d'Aquitaine (BRGM et al., 1974) et d'après nos données (Adour)

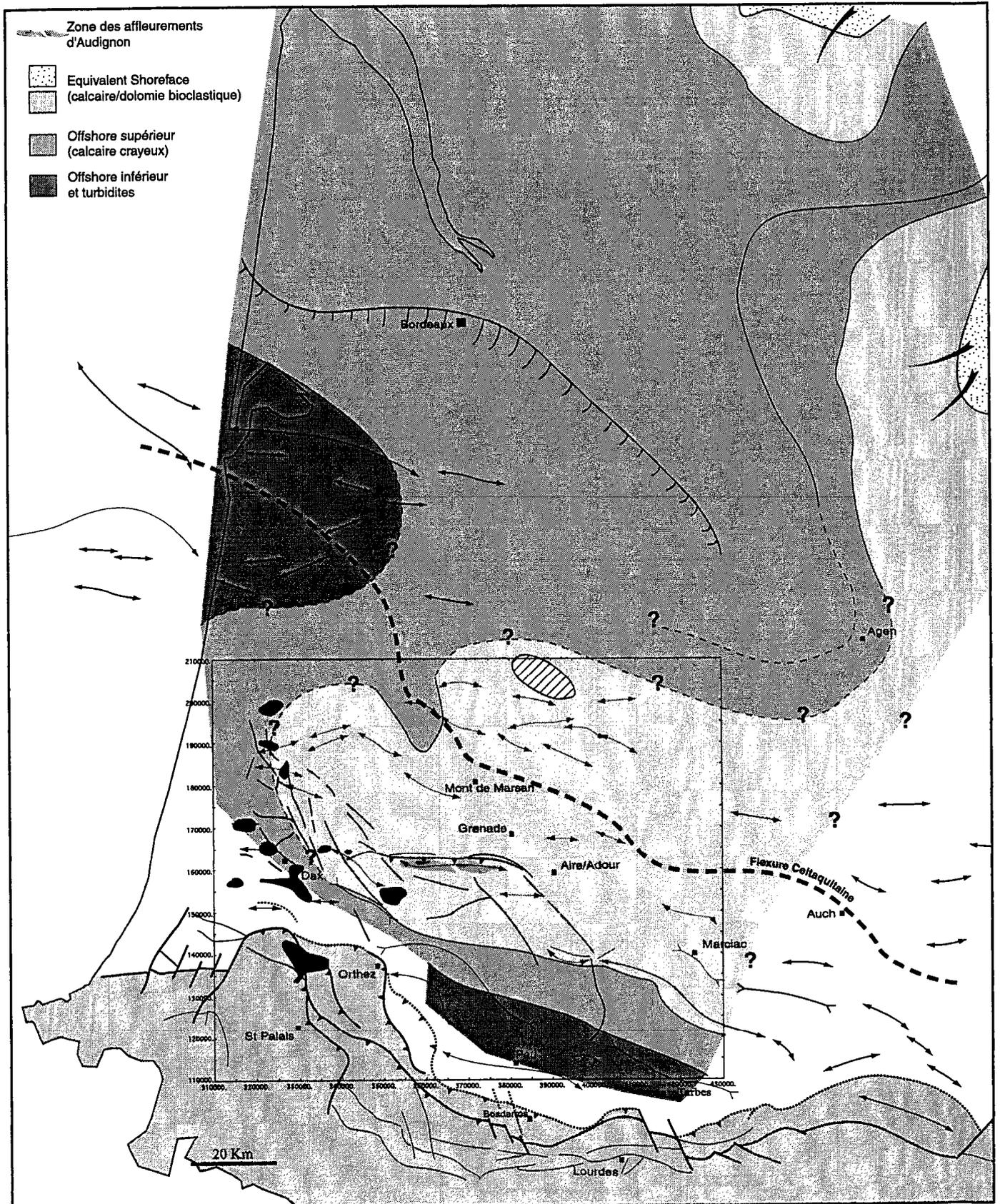


Figure V-5 : Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine à la fin du Santonien. Zone Nord-aquitaine modifiée d'après Platel, 1987

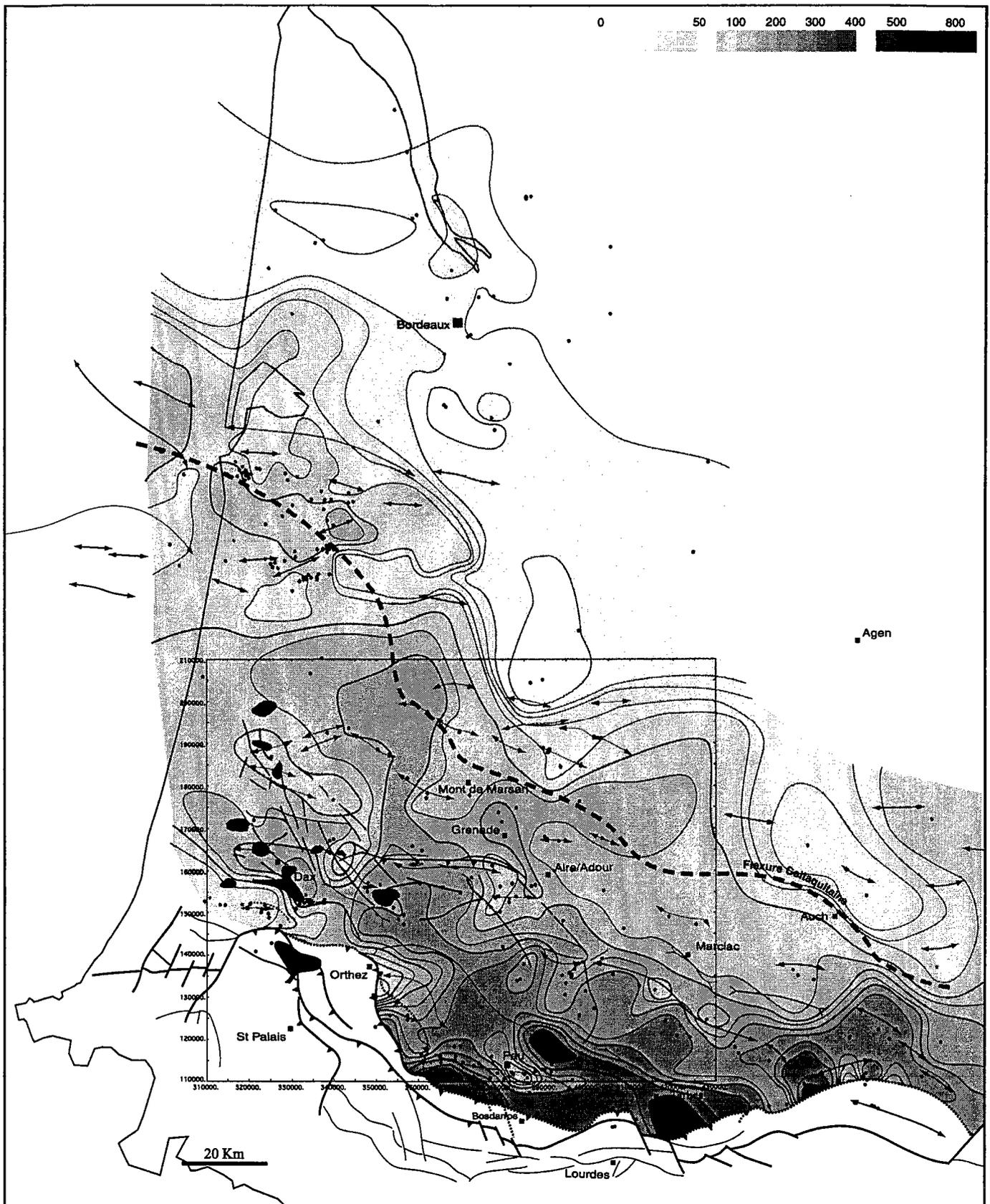


Figure V-6 : Carte d'isopaques du Campanien et du Maastrichtien du bassin d'Aquitaine. Recalculée d'après la base de données de puits de la synthèse Géologie du bassin d'Aquitaine (BRGM et al., 1974) et d'après nos données (Adour)

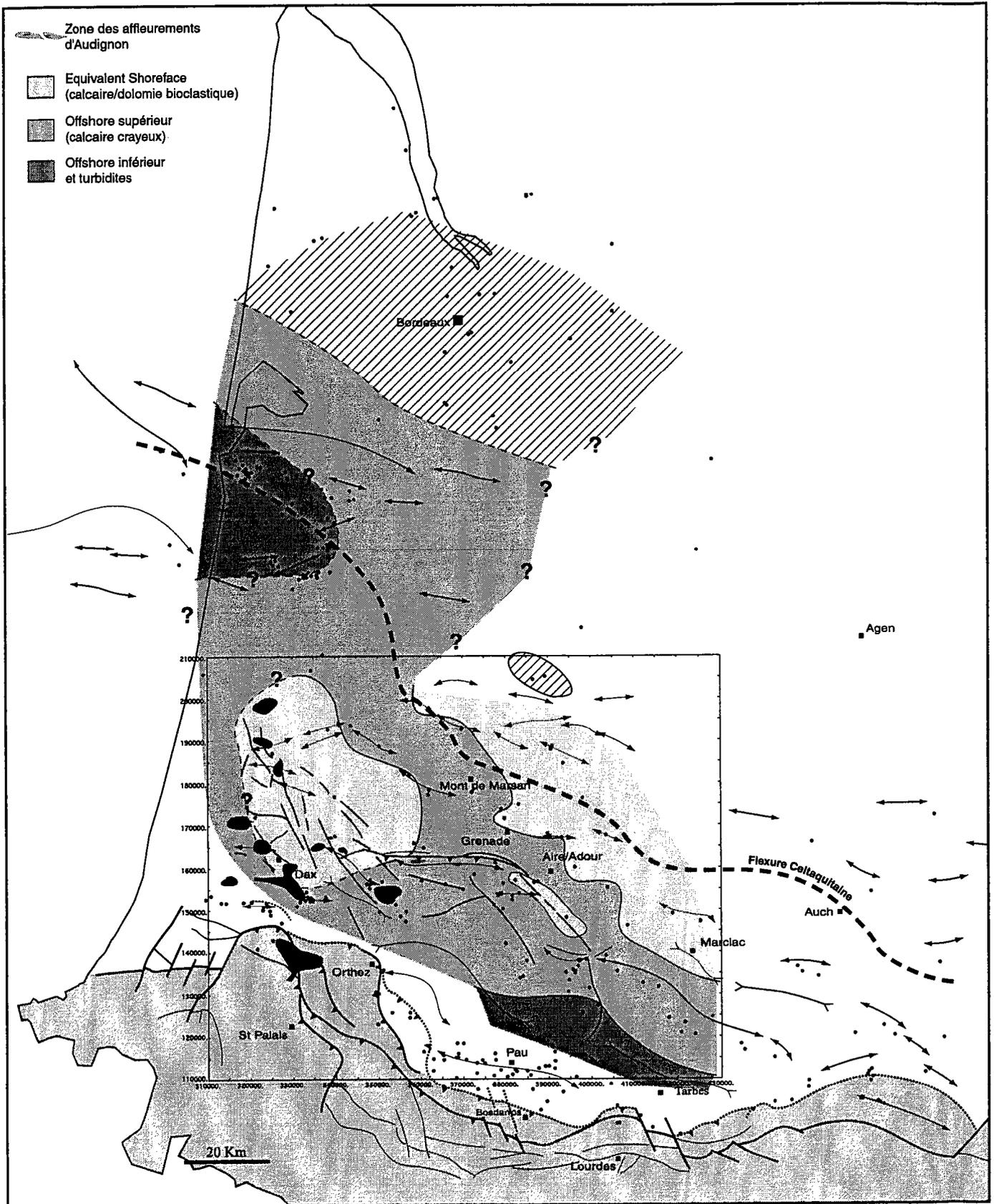


Figure V-7 : Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine à la fin du Maastrichtien. Zone Nord-aquitaine modifiée d'après Platel, 1987

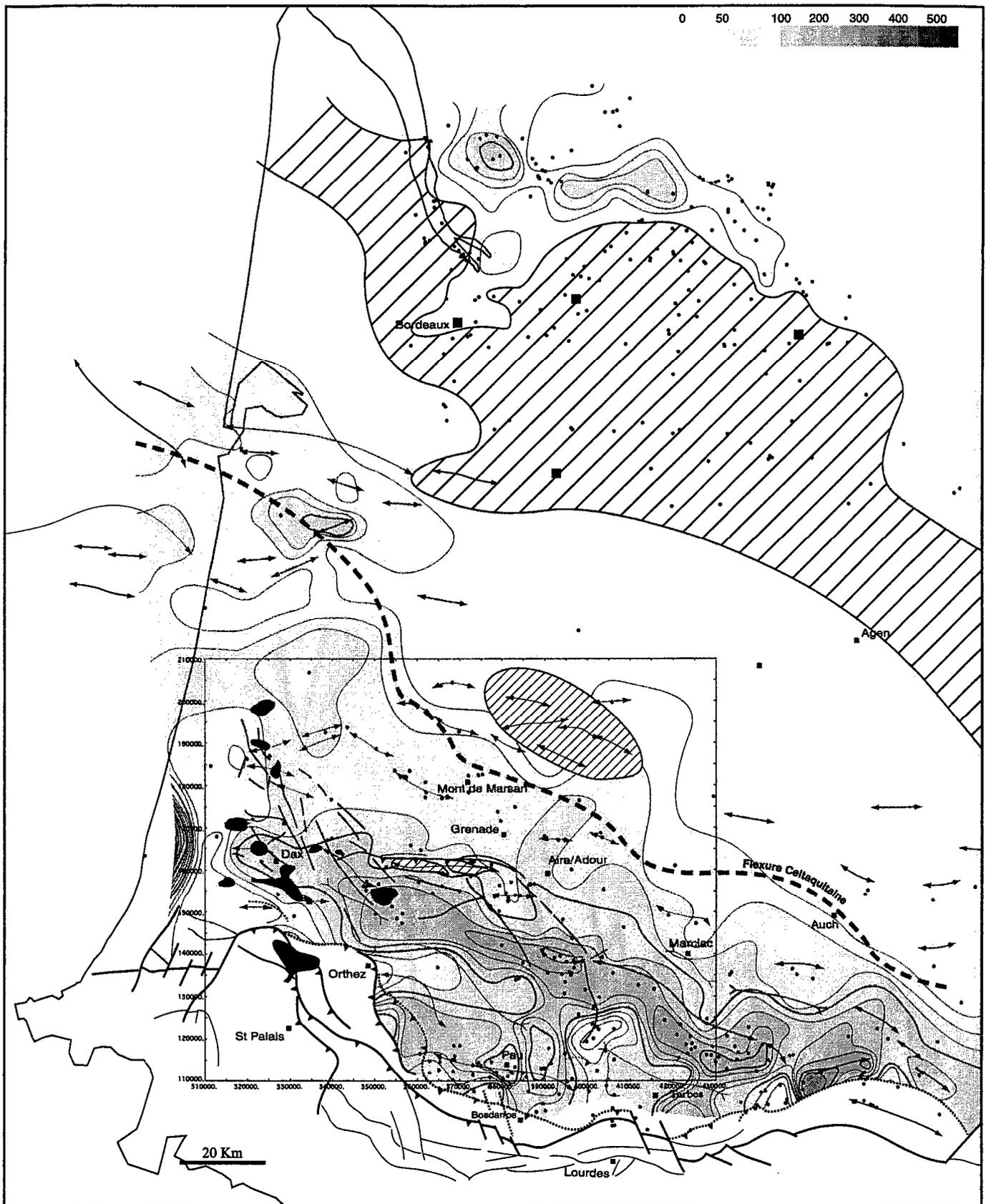


Figure V-8 : Carte d'isopaques du Paléocène du bassin d'Aquitaine. Recalculée d'après nos données et les données de Dubreuilh (1989) et Capdeville (1991)

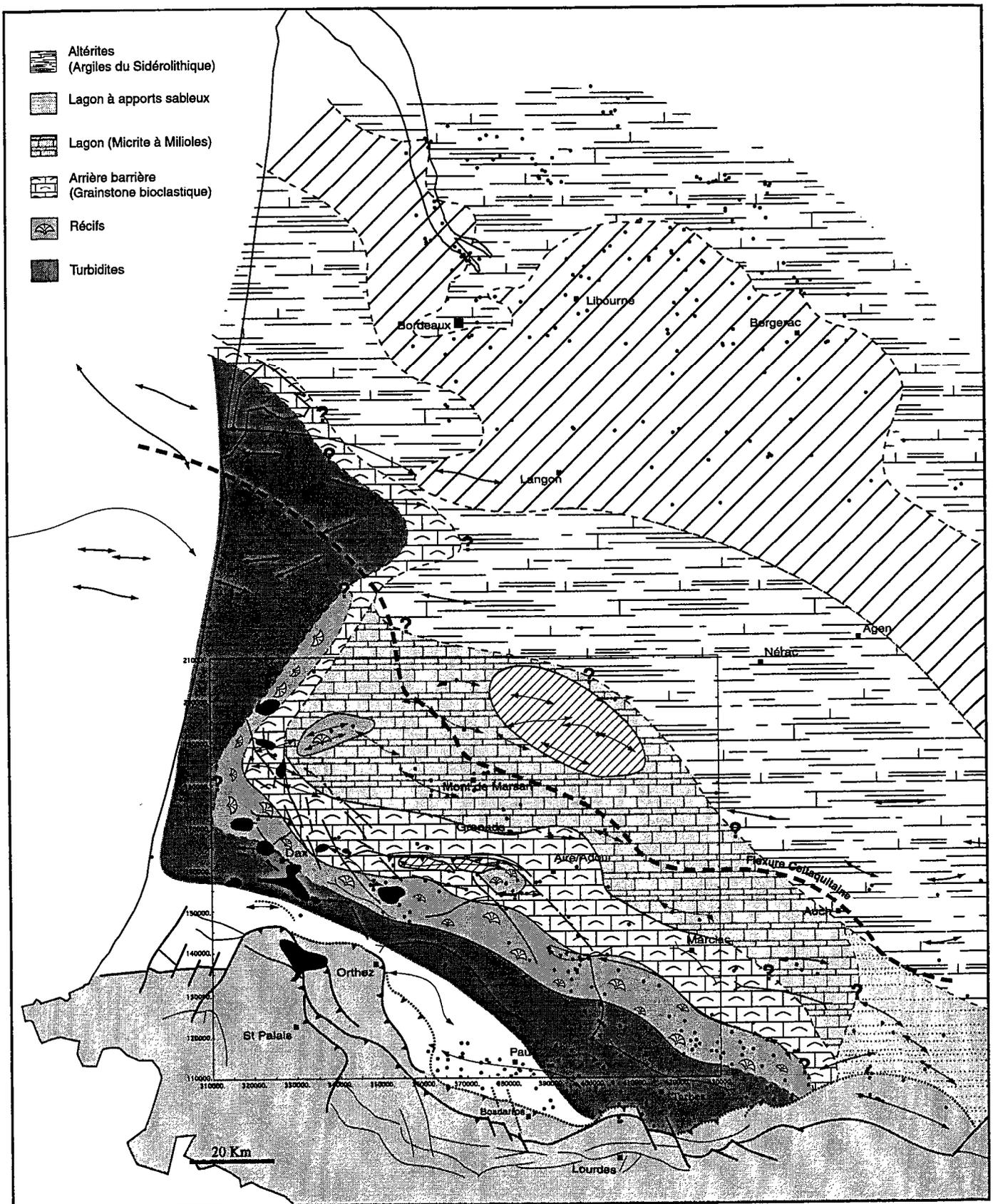


Figure V-9 : Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine au Paléocène. Compilation de nos données (Adour) et de celles de Dubreuilh, 1987 (zone Nord-aquitaine), et Capedeville, 1989 (zone Centre-aquitaine)

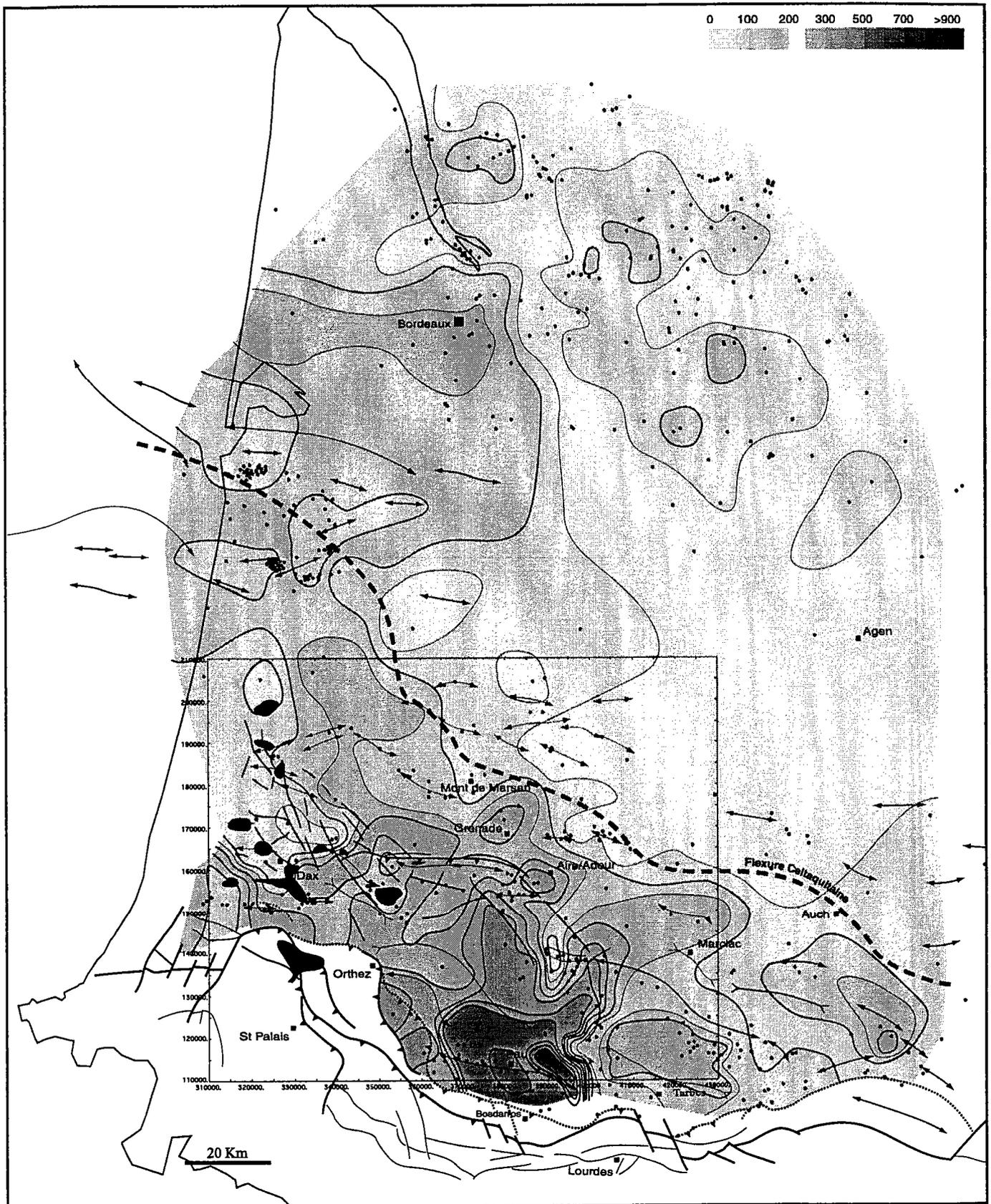


Figure V-10 : Carte d'isopaques de l'Yprésien du bassin d'Aquitaine. Recalculée d'après nos données et les données de Dubreuilh (1989) et Capdeville (1991)

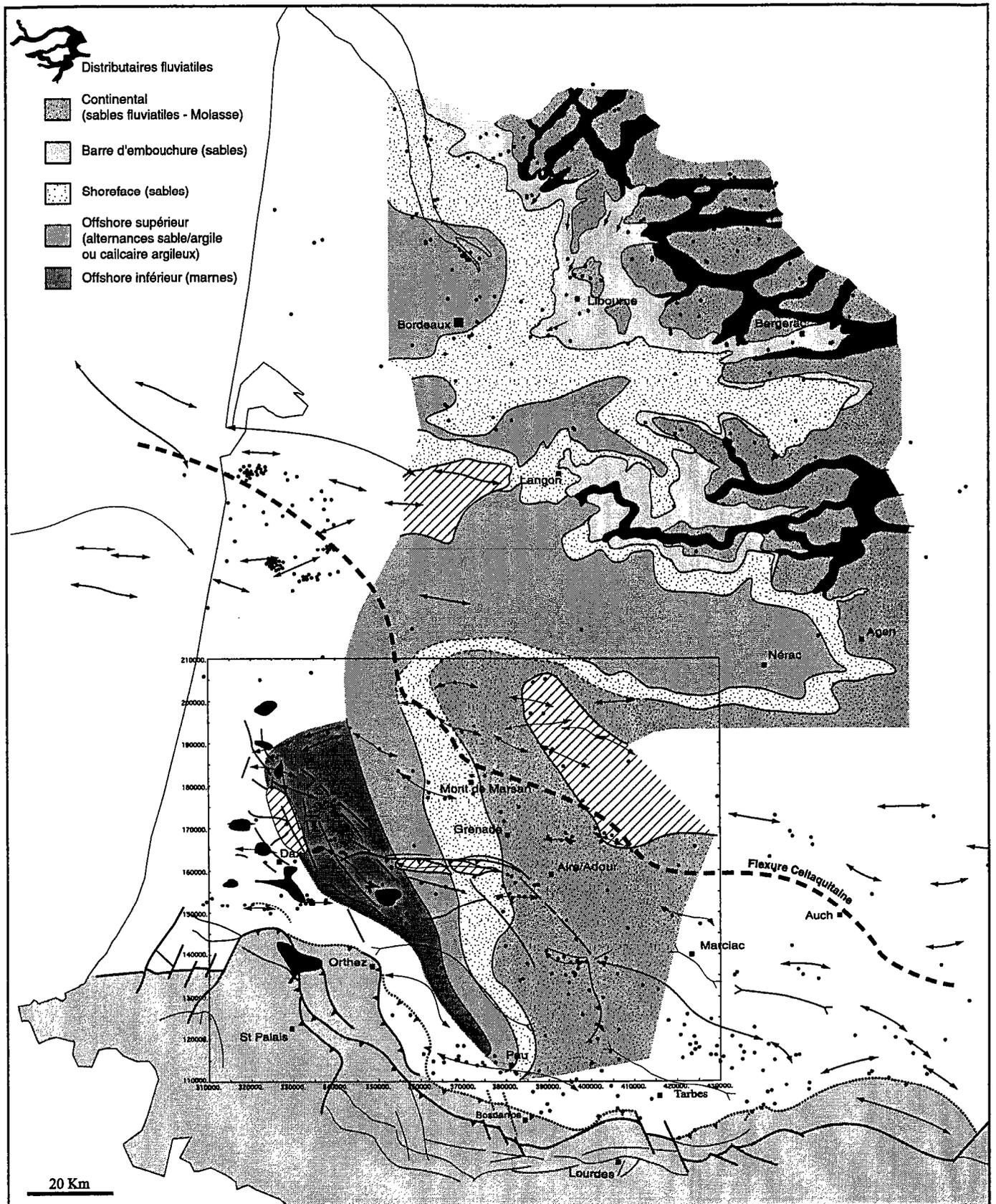


Figure V-11 : Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine à la fin de l'Yprésien. Compilation de nos données (Adour) et de celles de Dubreuilh, 1987 (zone Nord-aquitaine), et Capedeville, 1989 (zone Centre-aquitaine)

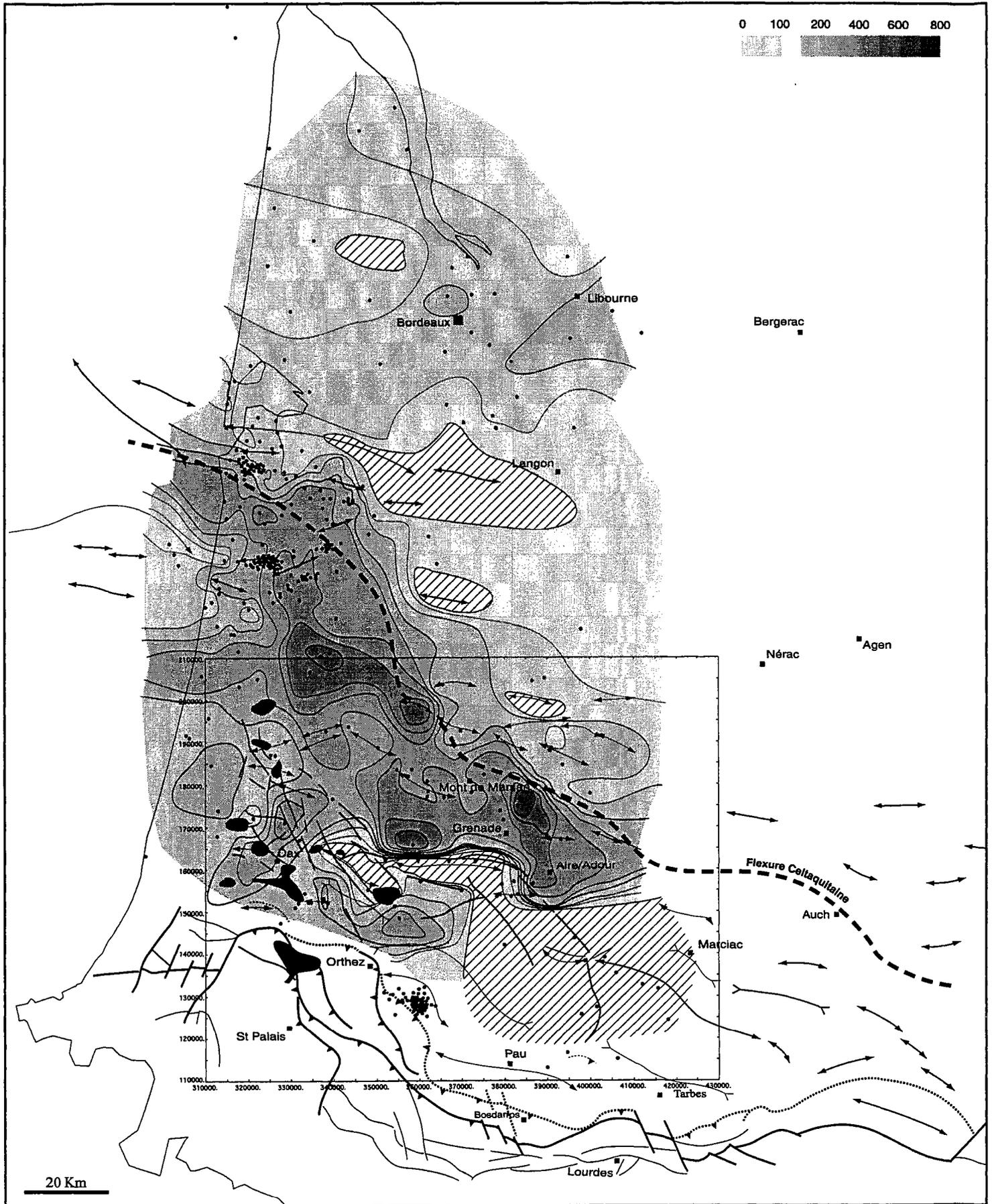


Figure V-12 : Carte d'isopaques du Bartonien-Priabonien du bassin d'Aquitaine. Recalculée d'après nos données et les données de la Synthèse Géologique du Bassin d'Aquitaine (BRGM et al., 1974)

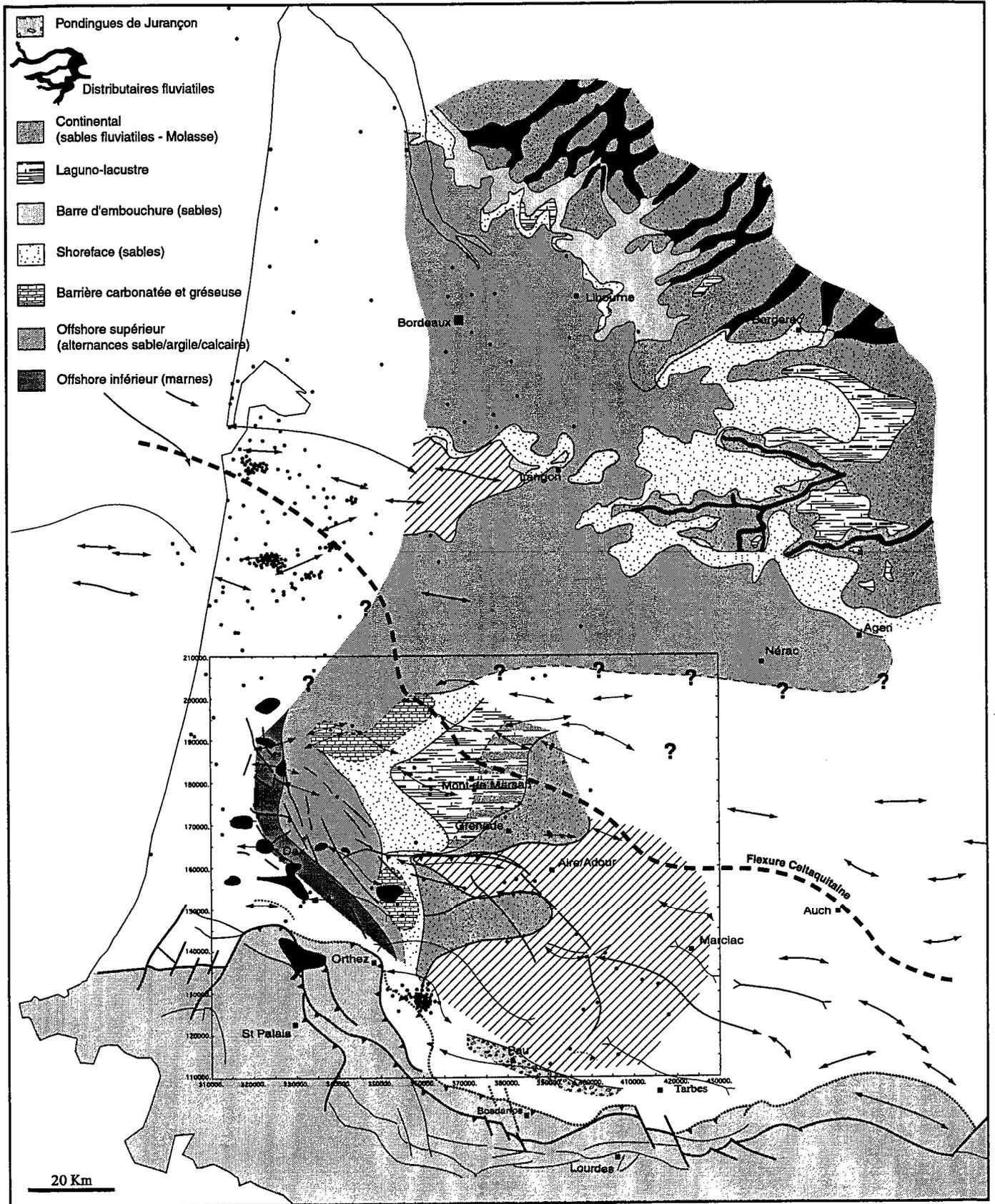


Figure V-13 : Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine au Bartonien. Compilation de nos données (Adour) et de celles de Dubreuilh, 1987 (zone Nord Aquitaine), et Capdeville, 1989 (zone Centre Aquitaine)

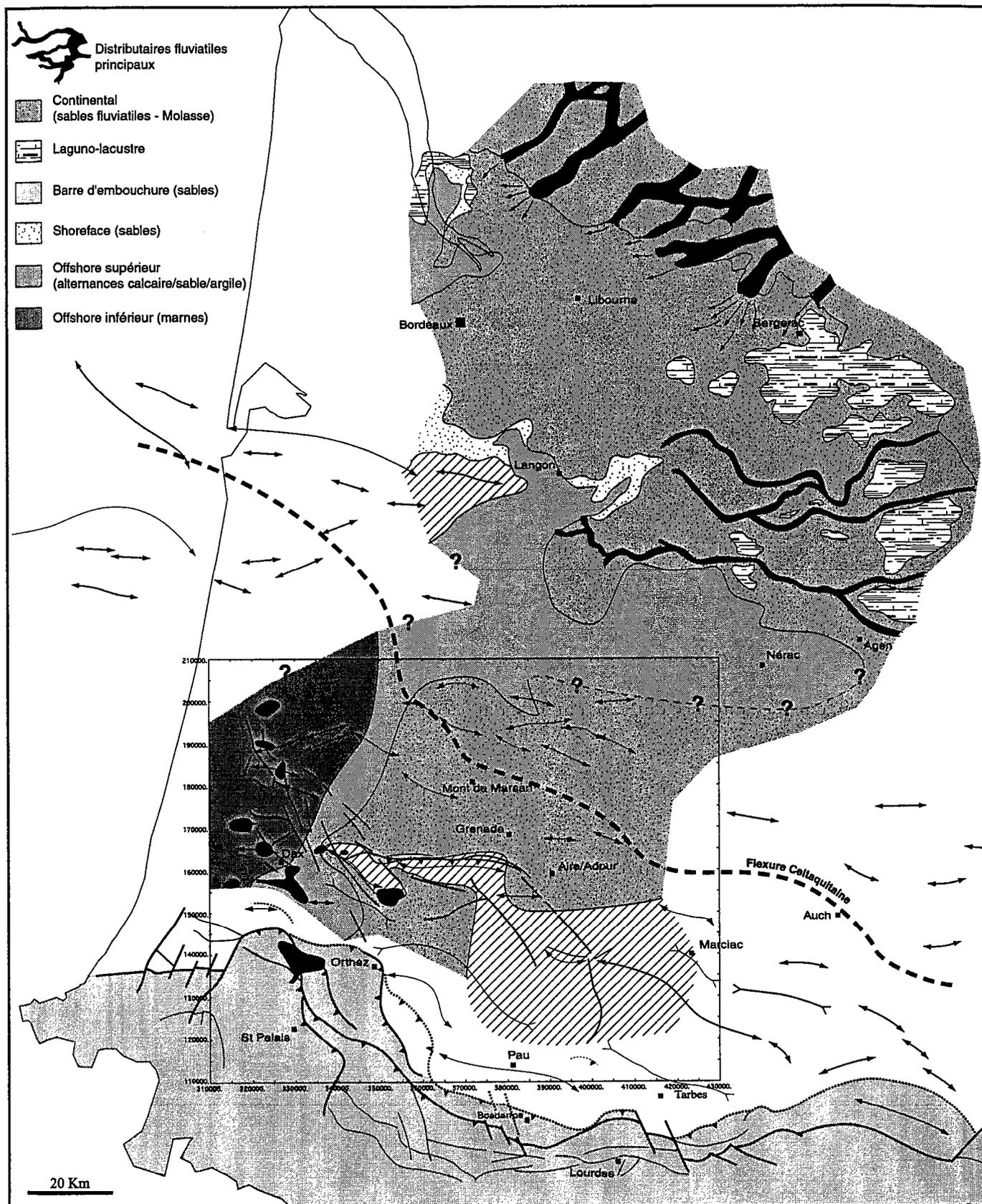


Figure V-14 : Carte paléogéographique du bassin d'Aquitaine au Priabonien. Compilation de nos données (Adour) et de celles de Dubreuilh, 1987 (zone Nord Aquitaine), et Capdeville, 1989 (zone Centre Aquitaine)

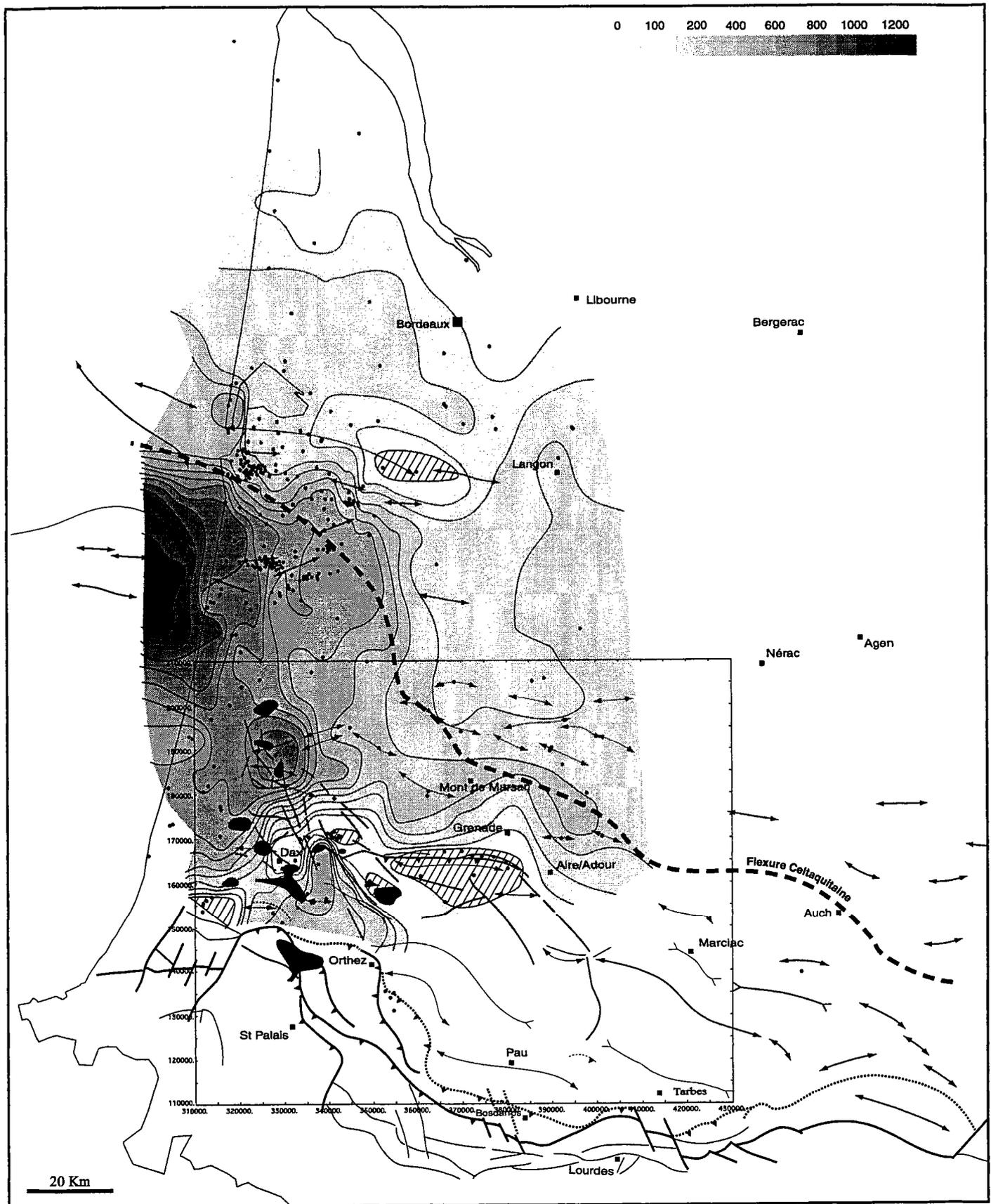


Figure V-15 : Carte d'isopaques de l'Oligocène du bassin d'Aquitaine. Recalculée d'après les données de la Synthèse Géologique du Bassin d'Aquitaine (BRGM et al., 1974)

3) Histoire tectono-sédimentaire

L'intégration à l'échelle du bassin d'Aquitaine des résultats locaux (bassin de l'Adour) au travers de coupes et de cartes permet de dégager les traits majeurs de l'évolution du bassin aquitain au cours du Crétacé supérieur et du paléogène. Ces résultats sont synthétisés sur le tableau de la figure V-16.

Une des principales caractéristiques du bassin d'Aquitaine est la présence d'un niveau salifère (Trias-Lias basal) qui conditionne une évolution structurale différente d'un domaine dit Nord-Aquitain et d'un domaine dit Sud-Aquitain.

Ce niveau salifère est l'expression, lors de son dépôt, d'un domaine subsident au Sud du bassin, par opposition à un domaine de faible subsidence ou de non/dépôt au Nord. Cette tendance disparaît au Jurassique pour reprendre au Crétacé et au Tertiaire.

La principale phase de structuration et d'érosion de l'Aquitaine se produit durant le Crétacé inférieur (Albien) avec l'ouverture du Golfe de Gascogne et non au Tertiaire lors des mouvements dits pyrénéens. Le niveau de décollement que constitue le sel induit une tectonique salifère particulièrement spectaculaire sur le domaine sud-aquitain.

Les premiers mouvements de sel sont vraisemblablement d'âge Jurassique supérieur, avec la formation de failles normales synsédimentaires.

Les premiers vrais diapirs se forment durant le Crétacé inférieur et surtout au cours du Crétacé supérieur (Audignon, Lussagnet ...). Les déformations tertiaires réactiveront ces structures crétacées, même si des diapirs s'individualisent durant le Paléogène.

Le passage Crétacé-Tertiaire marque un changement de déformation moyenne/grande longueur d'onde avec l'individualisation de plis d'échelle lithosphérique (flambage) de direction NW-SE. Ce n'est qu'à l'Oligocène que s'individualise vraiment le bassin d'avant-pays Nord-pyrénéen. Cette évolution structurale s'accompagne d'arrêt, voire d'inversion du fonctionnement de structures de courte longueur d'onde.

La principale difficulté réside dans le fait d'établir le calendrier de passage du régime transtensif (Albien) au régime compressif clairement validé (fin du Crétacé supérieur). Nos données montrent une forte activité halocinétique durant le Cénomaniens-Santonien, avec inversion de failles normales albiennes. Cette activité s'amortit rapidement au Campanien-Maastrichtien. Les deux discontinuités qui pourraient enregistrer cet événement sont donc la base de Cénomaniens ou la limite Santonien-Campanien.

- Pour Razin (1989), la mise en place d'une première séquence turbiditique de comblement qui fossilise le talus d'érosion sud-aquitaine et clôture la sédimentation turbiditique carbonatée traduit l'apparition du régime de convergence tectonique, entre les plaques ibérique et européenne, au Santonien supérieur/Campanien.

-Pour Déramond (Déramond *et al.*, 1993), dans les Pyrénées centrales (Nord et Sud) des sédiments syntectoniques turbiditiques marquent le passage au bassin d'avant-pays. Ces dépôts sont datés de la fin du Coniacien (89 Ma).

Le calendrier de l'évolution du bassin d'Aquitaine peut donc être résumé en 4 étapes.

(1) Trias/Lias basal : différenciation d'un domaine subsident au sud du bassin d'Aquitaine et dépôt d'une épaisse série évaporitique. Cette étape est classiquement considérée comme un stade rift intracontinental avorté. L'absence de contrôle clair de la sédimentation par des failles et la géométrie d'ensemble nécessiterait une ré-évaluation du contexte géodynamique du Trias aquitain.

(2) Jurassique :

- Homogénéisation et diminution de la subsidence, création de nouveaux dépo-centres
- Reprise de la subsidence et extension (failles synsédimentaires) au Jurassique supérieur.

Cette évolution est typique d'un bassin intracratonique, morcellé durant le Jurassique supérieur

(3) Crétacé inférieur et base du Crétacé supérieur :

- Déformation moyenne longueur d'onde transtensive : individualisation des sous-bassins de Parentis et d'Adour-Mirande
- Evolution en deux temps : subsidence rapide mais localisée au Crétacé inférieur et onlap généralisé au Crétacé supérieur

C'est typiquement l'expression d'un rift oblique, en réponse à l'ouverture du Golfe de Gascogne (transtension).

(4) Fin du Crétacé supérieur à l'Actuel :

- Déformation moyenne/grande longueur d'onde compressive.
- Evolution en deux temps : flambage lithosphérique au Crétacé terminal-Eocène inférieur et bassin d'avant-pays à l'Oligo-Miocène

C'est typiquement un bassin compressif en réponse à la convergence Ibérie/Eurasie.

PRINCIPAUX VONÉMIQUES G ODYNAMIQUES	STRATIGRAPHIE		PLATE-FORME NORD-AQUITAINE	BASSIN NORD-PYRENEEN (Adour-Mirande)
	IV ère	NEOGÈNE	HOLOCÈNE PLÉISTOCÈNE PLIOCÈNE MIOCÈNE OLIGOCÈNE ÉOCÈNE PALÉOCÈNE SUPERIEUR INFÉRIEUR	HOLOCÈNE PLÉISTOCÈNE PLIOCÈNE MIOCÈNE OLIGOCÈNE ÉOCÈNE PALÉOCÈNE SUPERIEUR INFÉRIEUR
STADE	IONIEN CALABRIEN PLAISANCIEN ZANCLÉEN MESSINIEN TORTONIEN SERRAVALIEN LANGHIEN BURDIGALIEN AQUITANIEN	CHATTIEN RUPÉLIEN PRIABONIEN BARTONIEN LUTÉTIEN YPRESIEN	Apports en provenance du Massif Central Glaises bigarrées Sables Fauves Faluns	Apports en provenance des Pyrénées Complexe de Lannemezan Diapirisme le long du réseau de Téthieu de Téthieu
BASSIN				
COMPRESSIF			Deltas fluviaux dominés Polarité NS et EW Paroxysme de l'inversion de la terminaison Est de Parentis	Mise en place des nappes Réactivation d'Audignon, naissance de Siougos Transension dans le bassin de Mirande Deltas vagues dominés Polarité EW
?			Alliértes	Plates - formes carbonatées - Polarité NS Flexure d'axe EW
STADE			Début de l'inversion de la terminaison Est du bassin de Parentis Onlap généralisé. Réunion des bassins de Parentis et d'Adour-Mirande	Atténuation / arrêt du jeu synsédimentaire des "rides"
BASSIN				
TRANSPRESSIF			Erosions - tronçonnements	Erosions - tronçonnements
STADE				
BASSIN EXTENSIF ET				
TRANSTENSIF				
STADE				
BASSIN				
INTRACRATONIQUE			Début de l'individualisation des bassins de Parentis et de l'Adour-Mirande	Tectonique extensive synsédimentaire sur la bordure Est du bassin de l'Adour Plate-forme carbonatée unique Individualisation du Seuil des Landes Flexure courte longueur d'onde Mirande et Tartas
STADE				
"RIFT"				
INTRACONTINENTAL			Sédimentation gréseuse peu épaisse 0 à 200m environ	Sédimentation gréseuse et salifère importante (plus de 2000m)

Palassou III
Palassou II
Palassou I

Décrochement
senestre sur la FNP

Début de l'ouverture
du Golfe de Gascogne

Figure V-16 : Tableau synthétique de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin d'Aquitaine. Comparaisons entre la plate-forme Nord-aquitaine et le bassin Nord-pyrénéen

III) LE BASSIN DE L'ADOUR : COMPARAISON AVEC LES BASSINS SUD-PYRENEENS

Du Crétacé terminal à l'Actuel, l'évolution du bassin d'Aquitaine et ses sous-bassins est intimement liée à la mise en place et à l'évolution de la chaîne des Pyrénées : il est donc intéressant de comparer les bassins compressifs des deux versants des Pyrénées, bien que sur le versant Sud, le style tectonique soit radicalement différent de celui du versant nord. Peu d'études traitent de la comparaison de ces deux bassins.

1) Exposé succinct de l'histoire tectono sédimentaire du bassin de Jaca

1-1 : Géométrie actuelle

Le bassin de Jaca appartient à la zone sud-pyrénéenne (Fig. I-1 et I-2). Cette zone s'étend le long du versant sud de la zone axiale. Elle est constituée de sédiments méso-cénozoïques allochtones (Choukroune *et al.*, 1968; Mattauer, 1968; Seguret, 1972), et subdivisée en trois grands domaines structuraux qui sont d'Est en Ouest : (1) l'Unité de Cadi, (2) l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale et (3) l'Unité de Gavarnie. Sur ces nappes se mettent en place des bassins sédimentaires cénozoïques syntectoniques : le bassin catalan, le bassin de Graus-Tremp et le bassin de Jaca-Pamplona.

Le bassin de Jaca est limité au Nord par la zone axiale de la chaîne des Pyrénées. A l'Ouest, il se prolonge dans le bassin de Pamplona. Sa limite orientale correspond à l'anticlinal NS de Boltaña, au-delà duquel se développe le bassin d'Ainsa. Au Sud, le bassin est limité par les Sierras Marginales qui constituent la zone d'amortissement du chevauchement frontal sud-pyrénéen.

La morphologie actuelle du bassin de Jaca se présente sous la forme d'un vaste synclinal d'axe Est-Ouest. Au Nord du bassin, la déformation est intense (plis et chevauchements d'orientation N110°). Au centre du bassin, on rencontre une série d'anticlinaux d'axe N110° sur chevauchements aveugles (Puigdefabregas, 1975; Cámara et Klimowitz, 1985). Le sud du bassin, au niveau du chevauchement frontal sud-pyrénéen, présente une série d'anticlinaux d'axe grossièrement NS, à plongement axial vers le nord (30 à 50°) induit par la mise en place du chevauchement frontal.

1-2 : Evolution sédimentaire

La succession stratigraphique du bassin de Jaca montre une importante lacune du Mésozoïque. En effet, seul le Crétacé terminal (formations d'Adréan et de Bona) très réduit (≈ 100 m) est préservé, au-dessus d'un Trias (formation de Pont de Suert) à faciès Keuper fortement déformé (décollement). Entre le Trias et le Crétacé supérieur, apparaissent localement des reliques de sédiments jurassiques (Barbed *et al.*, 1988; Comas *et al.*, 1989). Le Tertiaire est en revanche très épais (plus de 5000 m). Il débute par la formation de Tremp

(environ 100 à 150 m) datée du Paléocène. Viennent ensuite le Groupe d'Hecho (Formation des Calcaires à Alvéolines, Formation de Santa Marina, Formation de San Vicente, Formation des Calcaires de Guara) d'âge l'Yprésien inférieur à Lutétien et le Groupe de Campodarbe/Marnes de Pamplona (Formation de Sobrarbe et d'Escanilla) d'âge Priabonien supérieur - Rupélien. L'ensemble s'achève par la Formation de Uncastillo, puissante série conglomératique de plus de 4000 m d'âge Chattien à Miocène inférieur (fig. V-17 et fig. V-18).

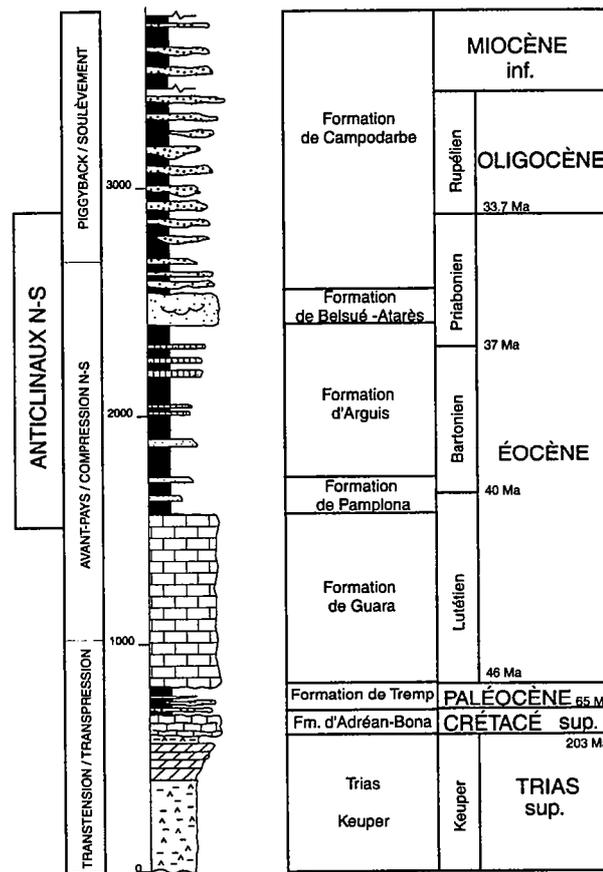


Figure V-17 : Log synthétique des formations du Sud du bassin de Jaca (Castelltort, 1999).

Les rares lambeaux préservés de Mésozoïque constitueraient la bordure continentale méridionale du bassin d'Aquitaine.

La transition Crétacé/Tertiaire correspond à une rapide continentalisation (faciès continentaux du Garumnien (Formation de Tremp) qui passent latéralement à des plates-formes carbonatées récifales et à des boues carbonatées hémipélagiques (Pujalte *et al.*, 1998).

L'initiation du bassin de Jaca, en tant que bassin d'avant-pays, débute à l'Eocène inférieur (Puigdefabregas, 1975). Dans le bassin de Jaca, cette initiation s'accompagne de la mise en place des premiers systèmes turbiditiques terrigènes du Groupe d'Hecho qui se déposent en onlap sur les Calcaires à alvéolines de l'Yprésien inférieur. Les alimentations principales se font du NE et de l'Est. Ce dispositif va perdurer durant tout l'Eocène avec un comblement généralisé du bassin.

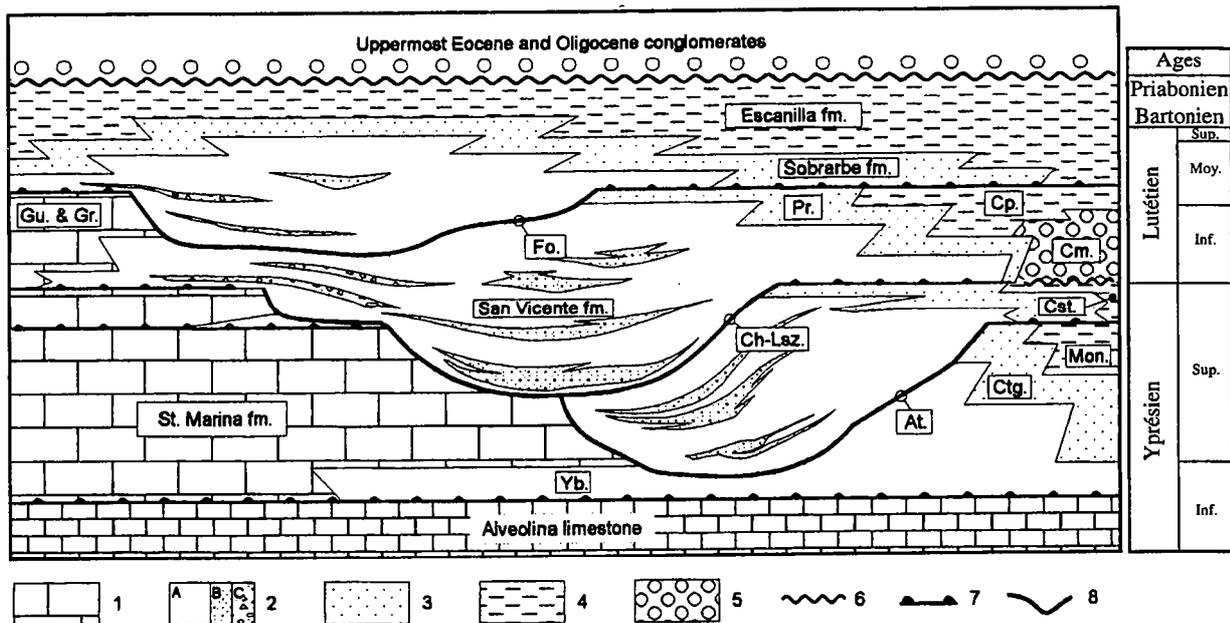


Figure V-18 : Stratigraphie synthétique du bassin d'Ainsa.

1, plate-forme carbonatée; 2, delta et bordure de plate-forme; 2A, argiles; 2B, turbidites gréseuses; 2C, calcaires résédimentés; 3, delta; 4, plaine alluviale; 5, cône alluvial; 6, discontinuité; 7, niveau condensé; 8, surface d'érosion sous-marine. Yb, Marnes de Yeba; Gu & Gr, Calcaires de Guara et Membre de Grustán; Cgl, Formation de Castigaleu; Mon, Formation de Montlobat; Cst, Formation de Castissent; Cm, Conglomérats de Campanué; Cp, Formation de Capella; Pr, Formation de Pararœa. Surfaces d'érosions sous-marines : At, Atiart; Ch-Lsz, Charo-Lascorz; Fo, Formigales. Noter la migration des surfaces d'érosions sous-marines et de leurs dépôtcentres turbiditiques associés. Echelles non respectées (d'après Arbués, inédit. In *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*).

Cet intervalle de temps est caractérisé par la migration d'Est en Ouest d'un profil de dépôt progradant delta-turbidites, qui passe latéralement à une sédimentation carbonatée. L'ensemble du secteur Ainsa-Jaca est ensuite vers des dépôts de plaine deltaïque du Bartonien au Priabonien, la sédimentation turbiditique étant alors repoussée vers l'Ouest, dans le bassin de Pamplona. L'Oligocène enregistre ensuite la fin du comblement du bassin avec le dépôt des molasses et des conglomérats et le début du transport du bassin de Jaca vers le sud ("piggy-back") en relation avec la mise en place de l'unité de Gavarnie (Seguret, 1972; Hogan *et al.*, 1988).

2) Comparaison du bassin de l'Adour et de Jaca

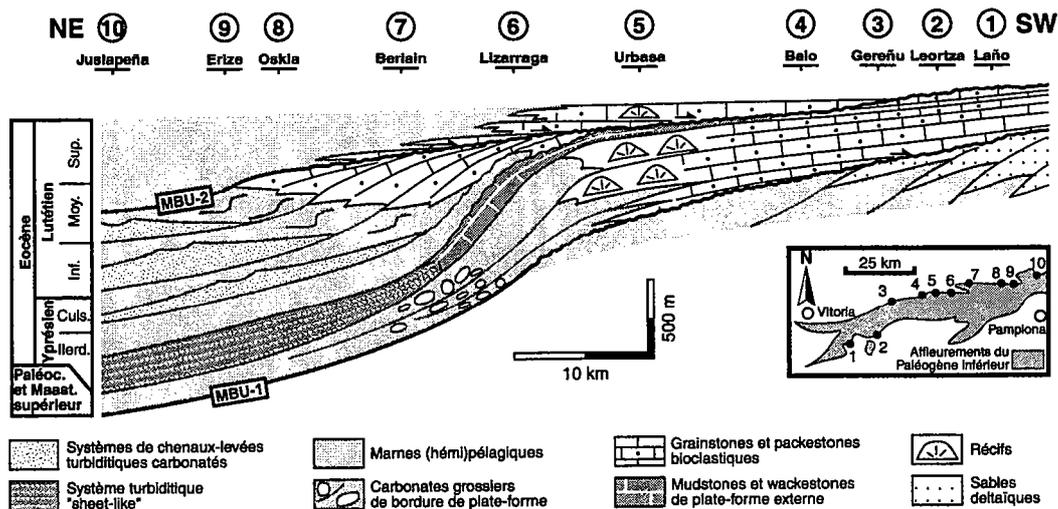
La comparaison de l'enregistrement sédimentaire de part et d'autre de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées n'est possible qu'au Tertiaire, en raison de la non-préservation du Mésozoïque dans les bassins de Jaca-Ainsa.

Au Paléogène, dans le bassin de l'Adour, nous mettons en évidence deux périodes présentant des caractéristiques sédimentologiques et géométriques distinctes :

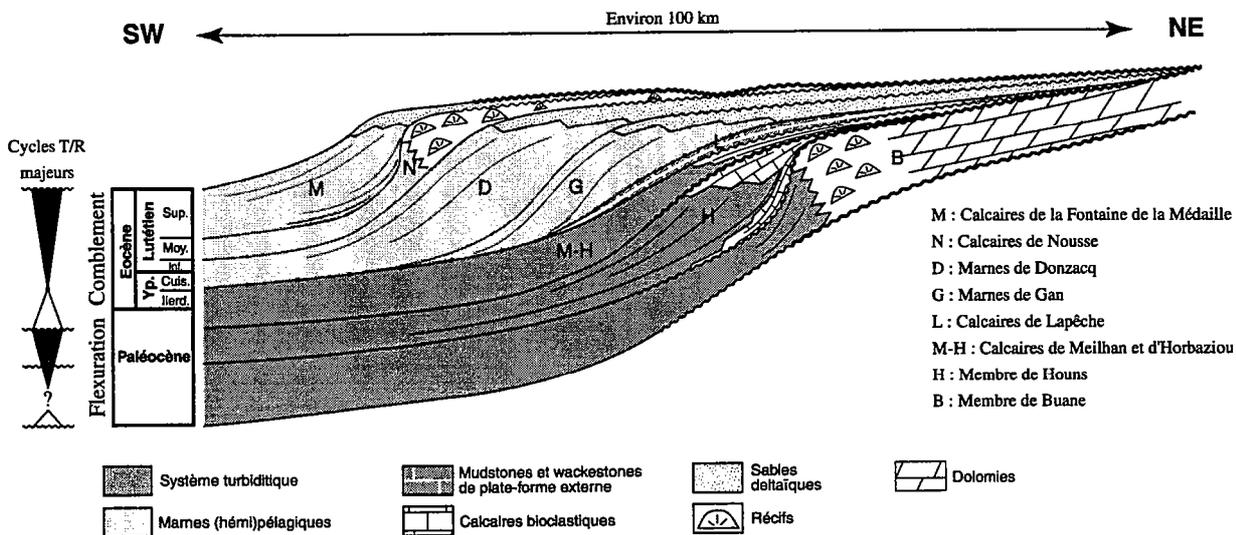
- Paléocène-Yprésien inférieur : plates-formes carbonatées à polarités N-S à NE-SW développées au nord d'une flexure d'axe E-W à sédimentation turbiditique;
- Yprésien moyen-Priabonien : vastes édifices deltaïques mixtes terrigènes/carbonatés progradants d'Est en Ouest et comblant la flexure EW.

La corrélation s'effectue à l'échelle des cycles transgressifs/régressifs majeurs (fig. V-19).

- La succession paléocène-éocène du versant sud des Pyrénées comprend des plates-formes carbonatées récifales au Paléocène et au début de l'Yprésien puis une sédimentation deltaïque progradante d'Est en Ouest à l'Eocène (Puigdefabregas et Souquet, 1986; Payros *et al.*, 1999).
- La chute importante du niveau marin relatif intra-Paléocène (Sel2/Th1 sur la charte de Hardenbol *et al.*, 1998), qui correspond à un karst dans le bassin de l'Adour, correspond en partie aux faciès continentaux (faciès Garumnien). Cette limite de séquence majeure est également reconnue dans les dépôts turbiditiques (zone à *P. pseudomenardii*) du Pays Basque espagnol (Pujalte *et al.*, 1998).
- Après cet épisode continental (qui débute dès la fin du Crétacé supérieur à l'Est de la chaîne), la transgression du Thanétien terminal et de l'Yprésien inférieur se marque par des plates-formes carbonatées peu profondes (Calcaires à alvéolines). Cette transgression atteint les Corbières et les Chaînes Côtières Catalanes (Puigdefabregas et Souquet, 1986). Durant cette période, les Calcaires de Meilhan et les Calcaires de Lapêche se déposent en Aquitaine. Le maximum de la transgression est atteint à la base du cycle des Marnes de Gan (condensation au toit des Calcaires de Lapêche).
- Au-dessus de ce maximum transgressif, les bassins nord et sud-pyrénéens occidentaux vont évoluer, d'un point de vue sédimentologique, de manière similaire et se combler par la progradation successive de systèmes deltaïques en direction de l'Ouest. Toutefois, en Espagne, des plates-formes carbonatées se développent encore, latéralement à ces systèmes deltaïques, dans les zones méridionales (Calcaires lutétiens de Guara, région d'Arguis).



Coupe schématique de l'agencement des faciès dans les cycles T/R de second ordre du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen observé sur le flanc Nord du synclinalorium d'Urbasa (Provinces de Alava et de Navarra). (d'après Pujalte et al., 2000)



Coupe schématique des géométries dans le bassin de l'Adour du Paléocène au Lutétien (échelles non respectées).

Les géométries des corps sédimentaires ont été projetées selon une direction moyenne NE-SW afin de tenir compte du changement de polarité sédimentaire entre le Paléocène (NS) et l'Eocène (EW)

Figure V-19 : Comparaison des géométries du remplissage sédimentaire du Paléocène au Lutétien entre le bassin de Pamplona (versant Sud des Pyrénées) et dans le bassin de l'Adour (versant Nord des Pyrénées).

Ces similarités confirment les reconstitutions paléogéographiques (Plaziat, 1981) qui montrent que le bassin de l'Adour et les bassins de Jaca et d'Ainsa étaient connectés au moins jusqu'au Bartonien (fig. 20). Ce n'est qu'au Priabonien que ces bassins sont clairement séparés par l'individualisation topographique de la chaîne des Pyrénées. Ces bassins vont ensuite évoluer indépendamment.

Sur le versant sud des Pyrénées, les cycles stratigraphiques enregistrent la migration du bassin d'avant-pays en relation avec la mise en place de chevauchements (Puigdefabregas et Souquet, 1986). L'architecture en bassins transportés n'existe pas dans le bassin de l'Adour où les structures majeures sont des décrochements et des structures en fleur.

Cette évolution générale mérite toutefois d'être étudiée à plus haute résolution, puisque malgré ces différences fondamentales en termes d'évolution tectonique, les caractéristiques sédimentologiques sont comparables au premier ordre. L'intégration des données biostratigraphiques et stratigraphiques disponibles sur les deux versants des Pyrénées devrait permettre des corrélations plus fines et de proposer un schéma d'évolution cohérent de ces deux bassins.

La localisation d'un bassin sédimentaire subsident à la verticale du futur segment occidental de la chaîne des Pyrénées correspond à un synclinal lithosphérique, l'antiforme Nord pouvant correspondre à l'axe Bordeaux-Agen et celui du Sud pouvant être localisé au niveau de l'actuel bassin de l'Ebre.



Évolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques

Olivier Serrano^{a,*}, François Guillocheau^a, Eric Leroy^b

^a Geosciences-Rennes, UMR 6118 du CNRS, université de Rennes-1, campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

^b Gaz de France, Direction de la recherche, 361, avenue du Président-Wilson, 93211 La-Plaine-Saint-Denis cedex, France

Reçu le 7 août 2000 ; accepté le 20 novembre 2000

Présenté par Jean Dercourt

Abstract – North-Pyrenean foreland basin evolution during Palaeogene times (Adour basin) : stratigraphic constraints. The study of 50 wells correlated according to the principles of High Resolution Sequence Stratigraphy, shows that the Adour basin is filled during two main steps. (1) The Palaeocene is characterised by aggradational carbonate platforms, passing southward to turbiditic sedimentation. During this initiation stage, the carbonate production balances accommodation space creation. (2) The Ypresian–Priabonian is characterised by large progradational deltaic systems, migrating westward. During this stage, siliciclastic supply was higher than accommodation space creation. This basin is interpreted during Palaeocene to Middle Eocene as a compressional basin due to lithospheric buckling. The foreland history starts during the Upper Eocene to Oligocene. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Aquitaine / Palaeogene / foreland basin / Pyrenees / sequence stratigraphy / carbonate platforms / deltas / France

Résumé – L'étude de 50 puits, corrélés selon les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution, montre qu'au cours du Paléogène le bassin de l'Adour se remplit en deux temps. (1) Le Paléocène est caractérisé par des plates-formes carbonatées aggradantes, passant, en direction du sud, à des turbidites. Cette phase d'initiation du bassin correspond à une période de faible alimentation terrigène, où la production carbonatée, en domaine de plate-forme, égale l'accommodation. (2) L'Yprésien–Priabonien est caractérisé par de vastes systèmes deltaïques progradant d'est en ouest, qui marquent une période à forte alimentation terrigène (accommodation inférieure à la sédimentation). Ce bassin est interprété comme un bassin compressif lié à un flambage lithosphérique, jusqu'à l'Éocène moyen, qui évolue ensuite en bassin d'avant-pays de l'Éocène moyen à l'Oligocène. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Aquitaine / Paléogène / bassin d'avant-pays / Pyrénées / stratigraphie séquentielle / plates-formes carbonatées / deltas / France

Abridged version

1. Introduction

The Aquitaine basin records, from Triassic to present day, the relative movements of Iberia and Eurasia plates [2, 5]. The aim of this study is to discuss the geological evo-

lution of the basin during the Palaeogene, from 3D stratigraphic data, based on a sedimentological and sequence stratigraphy analysis.

The Adour sub-basin is located in the southwestern part of the Aquitaine basin (*figure 1A*). The main tectonic structures are (1) short wave-length folds oriented along

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : Olivier.Serrano@univ-rennes1.fr (O. Serrano).

a N100–110°E-trending axis and (2) strike-slip faults (N160°E). Most of these structures are sealed by Miocene sediments [1]. The biostratigraphy of the Palaeogene has been revisited by par Tambareau [23] and Sztrákos et al. [21, 22].

2. Sequence stratigraphy

In this study, 50 well-logs have been correlated, using High-Resolution Sequence Stratigraphy principles (stacking pattern of genetic units or parasequences) [11, 12, 25]. We identified and correlated regionally 13 minor transgressive/regressive (T/R) cycles (1–5 Myr). They are stacked (figure 2) into three major T/R cycles (5–15 Myr).

(1) **The Danian–Thanetian major cycle** is mainly an aggradational carbonate platform with an end-emersive surface (karst), which probably recorded the Selandian global eustatic fall (Sel2/Th1) [10].

(2) **The Thanetian–Lower Bartonian major cycle** shows a transgressive hemicycle made of lagoon to middle shelf carbonates. The maximum flooding surface is a condensed level. The regressive hemicycle is contemporaneous of the westward progradation of large deltas.

(3) **The Lower Bartonian–Priabonian major cycle** overlies a sharp ravinement surface. The transgressive hemicycle, made-up of shoreface sandstones and offshore clays, is overlaid by deltaic (mixed siliciclastic/carbonate) to fluvio-lacustrine sediments (regressive hemicycle).

3. Geometries and geodynamical implications

During the Palaeogene history of the Adour sub-basin, two main periods are identified (figure 3A). The first one (Palaeocene–Lower Ypresian) corresponds to the basin initiation (flexure), with the growth stage of aggradational carbonate platforms, passing southward to turbiditic systems. The palaeogeography was mainly oriented along a NE–SW trending axis. This tectonic flexuration localised the turbiditic siliciclastic sedimentation along the axis of the flexure [20]. Therefore, aggradational rimmed carbonate platforms could have developed on the northern part of the basin. This aggradational pattern suggests that sedimentation (carbonate production) balanced the accommodation space creation. The transition between the carbonate platform and the turbiditic system was sharp and located in the southern part of the Audignon anticline (short wavelength fold). The second period (Ypresian–Bartonian) corresponds to the infilling of the flexure (figure 3B) by several deltaic systems. These deltas were westward prograding (figure 4: cross-section 1) after a major regional flooding of the Lower Ypresian, which ended with the maximum flooding surface of the second major T/R cycle. Because

of the diachronism of the Pyrenean deformation from east to west, a large volume of siliciclastic sediments was available and channelised toward the Atlantic domain, along the active flexure. Therefore, sedimentation (siliciclastic supply) was larger than accommodation.

The palinspastic restorations [8, 9, 19, 24] suggest that the shortening of the lithosphere, at the end of the Upper Cretaceous, was too low to induce a lithosphere flexuration by crustal loading. This compressional basin was therefore more probably due to a lithospheric buckling [4, 13]. The compression stage was recorded since the Upper Santonian [17]. The typical foreland basin evolution started during the Upper Eocene with the thrusting of North Pyrenean units.

4. Conclusions

During the Palaeogene evolution of the Adour sub-basin, we identified two main periods, characterised by different sedimentological and geometrical patterns:

(1) Palaeocene–Lower Ypresian N–S/NE–SW-trending aggradational carbonate platforms, developed on the northern part of an east–west flexure filled by turbidites;

(2) Lower Ypresian–Priabonian east–west progradational deltaic systems filling the flexure.

This evolution is mainly controlled by the development of the Pyrenees. Therefore, the main characteristics of the North Pyrenean Palaeogene sedimentation have to be compared with the South Pyrenean basin infill (Ainsa–Jaca basins), located in a different compressional setting.

During Palaeogene times, the sedimentological and stratigraphical evolutions of these basins are correlated at the second order scale (10 to 20 Myr). The Palaeocene–Eocene succession of the South Pyrenean basin is similar to the North Pyrenean basin one: rimmed carbonate platforms during Palaeogene to Lower Ypresian times and deltaic-dominated sedimentation during Eocene times [14, 16]. The intra-Palaeocene (Selandian) global eustatic fall (karst development in the Adour basin) is partly recorded by continental facies (Garumnian facies). These deposits are overlaid by the transgressive shallow carbonate platform (Alveolina limestones) of the Upper Thanetian–Lower Ypresian. This transgression is laterally recorded as far as the ‘Corbières’ and the Catalan coastal ranges [16]. During this period, the ‘Calcaires de Meilhan et Lapêche’ were deposited in the Aquitaine basin. After this marine flooding interval, the evolution of the two basins was similar and they were filled by deltas, prograding westward. Carbonate platforms still developed in the southern part of the South Pyrenean basin (Lutetian Guara limestones of Arguis zone).

1. Introduction

Le bassin d’Aquitaine enregistre, depuis le Trias, les mouvements relatifs des plaques Ibérie et Eur-

asie [2, 5]. L’histoire cénozoïque, contemporaine de la formation des Pyrénées, est une période critique à cet égard [6]. Notre propos est de préciser ici l’évolution géologique du secteur méridional du bassin

d'Aquitaine (sous-bassin de l'Adour) durant le Paléogène, à partir d'une reconstitution géométrique 3D des séquences de dépôt. Les données de subsurface utilisées sont des puits, leurs enregistrements diagraphiques et leurs carottes, calés sur des données biostratigraphiques (nannofossiles calcaires, foraminifères benthiques et planctoniques) révisées par Y. Tambareau [23] et K. Sztrákos et al. [21, 22], à partir d'affleurements, de carottes et de déblais de forages.

2. Caractéristiques géologiques du sous-bassin de l'Adour

Le bassin de l'Adour (Sud-Ouest du bassin d'Aquitaine) est localisé au nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Les structures actuelles (figure 1A) sont des plis de courte longueur d'onde (« rides ») anticlinales orientées N 100–110°, découpés par des réseaux de failles décrochantes. La majeure partie

de ces failles normales, d'âge Albien, est reprise en régime décro-compressif au Tertiaire. La plupart des structures sont scellées par la couverture Mio-Pliocène. La stratigraphie du Cénozoïque aquitain a été calée sur la charte biostratigraphique de Hardenbol et al. [10]. À partir de cinq puits carottés dans le secteur de Mont-de-Marsan, la succession paléogène a été subdivisée en neuf formations (figures 2A et 2B).

(1) La formation d'Arcet (Thanétien–Danien), dont seule la partie inférieure est représentée (membre de Buane du Danien–Sélandien), est caractérisée par des calcaires dolomités de type périrécifaux, puis par des calcaires micritiques de type lagon. Le sommet de cette formation est profondément karstifié, avec développement de microcodiums. Cette surface d'érosion serait équivalente à la partie supérieure de la formation d'Arcet, représentée par le membre de Houns (marnes et calcaires du Thanétien) et développée plus au sud.

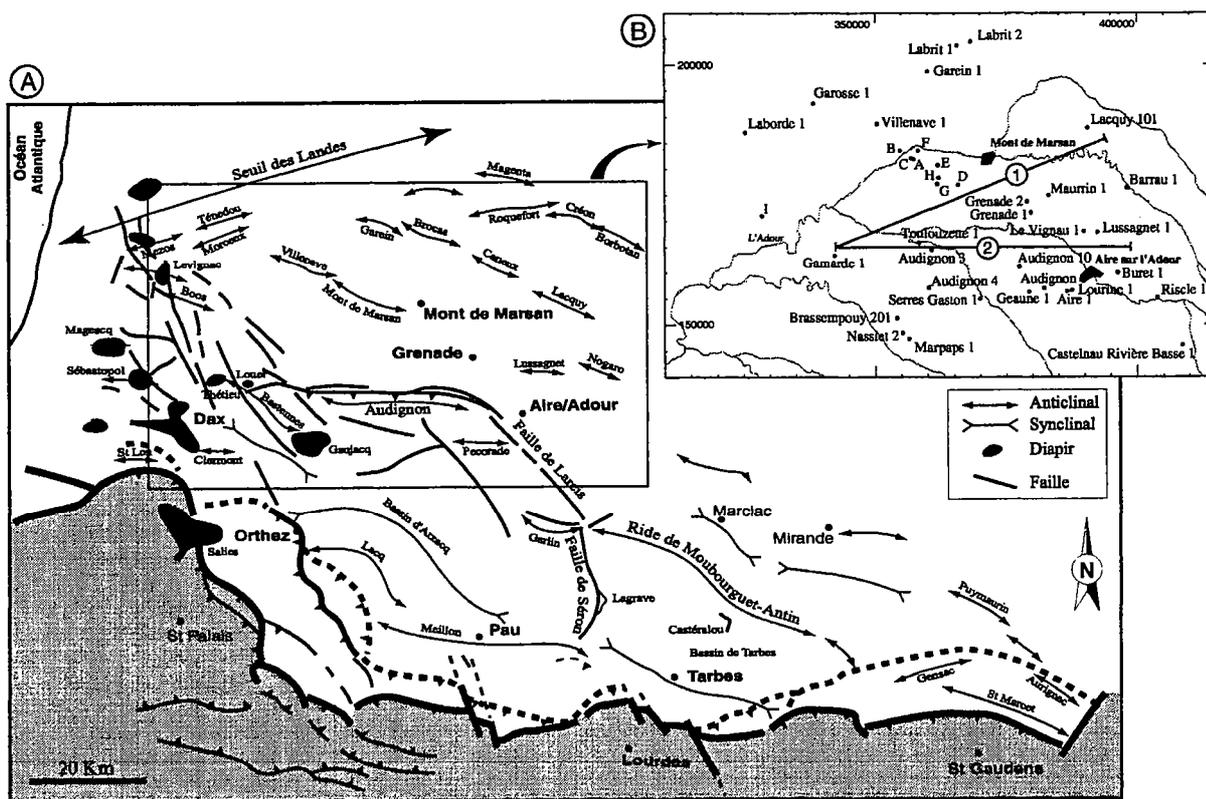


Figure 1. A. Carte schématique des traits structuraux majeurs du bassin de l'Adour, modifiée [15, 18]. B. Plan de position des sondages corrélés et localisation des coupes de la figure 3.

Figure 1. A. Schematic structural map of the Adour basin, modified after [15, 18]. B. Location map of correlated well-logs and cross sections in figure 3.

(2) **La formation des calcaires de Meilhan inférieurs** (Thanétien terminal, zone à *A. cucumiformis*) est constituée de calcaires micritiques de lagon, semblables à ceux du sommet du membre de Buane. Le toit de la formation est érodé et montre localement des incisions de paléochenaux (Sables de Louer).

(3) **La formation des calcaires de Meilhan supérieurs** (Thanétien terminal–Yprésien basal, zones à *A. ellipsoidalis* et *N. Robustiformis*) présente des calcaires crayeux de plate-forme interne à alvéolines. Le sommet de la formation est érodé et montre également des incisions locales comblées par les grès de Coudures. Au-dessus de ces deux formations, les calcaires d'Horbaziou (zone à *N. exilis*) se déposent en position plus méridionale.

(4) **La formation des calcaires de Lapêche** (Yprésien inférieur, zones à *A. oblonga* et *N. planulatus*) présente des alternances, intensément bioturbées, d'argiles silto-glaucanieuses et de calcaires glaucanieux à nummulites, discocyclines et fragments d'échinodermes. L'ensemble est caractéristique d'un environnement de plate-forme externe. Au-dessus, une lacune de sédimentation enregistre, plus à l'est et au sud (*figure 2B*), la mise en place des marnes de Gan (zone à *N. planulatus*).

(5) **La formation des marnes de Donzacq** (Yprésien supérieur–Lutétien inférieur, zones à *N. praelaevigatus* et *N. laevigatus*) est caractérisée par des marnes riches en discocyclines et échinodermes (oursins et entroques) de type plate-forme externe, auxquelles succèdent des faciès sableux littoraux de front de delta. La partie lutétienne (zone à *N. laevigatus*) est absente et se développe latéralement en direction de l'ouest.

(6) **La formation des calcaires de Nousse** (Lutétien, Zones à *N. laevigatus* et *N. sordensis*) est constituée de calcaires à polypiers (récifs). Le toit de cette formation est fortement érodé dans ce forage.

(7) **La formation de la Fontaine de la Médaille** (Lutétien terminal, zone à *N. aturicus*) est une alternance d'argiles, de sables et de calcaires bioclastiques littoraux.

(8) **La formation des calcaires de Brassempouy** (Bartonien, zones à *N. perforatus* et *N. striatus*) présente les mêmes caractéristiques que la formation de la Fontaine de la Médaille et se termine par des faciès plus proximaux de type lagunaire.

(9) **La formation de Campagne** (Priabonien) est constituée d'une alternance d'argiles bariolées gypsifères, de sables fluviatiles et de calcaires lacustres à nérinées et charophytes.

Les données biostratigraphiques mettent en évidence de nombreuses lacunes dans le Tertiaire aquitain. Elles correspondent à des périodes de condensation, de transit sédimentaire ou d'érosion.

Deux systèmes sédimentaires majeurs se succèdent dans le temps : (1) une série de plates-formes carbonatées (membre de Buane–formation de Lapêche) passant au sud à des systèmes terrigènes turbiditiques, (2) un système mixte terrigène/carbonaté deltaïque, puis continental (formation de Gan–formation de Campagne).

3. Géométries 2D. Stratigraphie séquentielle

3.1. Méthodologie

Les corrélations diagaphiques ont été effectuées sur 50 puits (*figure 1B*) selon les principes de la stratigraphie séquentielle et plus particulièrement selon la méthode dite du *stacking pattern* (mode d'empilement des unités génétiques ou paraséquences [11, 12, 25]). Plusieurs cycles stratigraphiques emboîtés, progradants/rétrogradants ont été définis sur des critères sédimentologiques. Pour chaque cycle, nous avons réalisé une carte d'isopaques et de faciès.

3.2. Cycles stratigraphiques

Nous avons identifié et corréolé régionalement 13 cycles transgressifs–régressifs (T/R) mineurs (1 à 5 Ma), dont neuf sont présents sur la zone de Mont-de-Marsan. Ils s'organisent en 3 cycles T/R majeurs (10 à 20 Ma), qui seront étudiés plus particulièrement ici (*figure 2*).

3.2.1. Cycle majeur Danien–Thanétien moyen (membre de Buane)

Fortement aggradant, il est constitué de faciès péricéfaux et de lagon. Sa limite supérieure est une surface karstique émergitive qui correspond, au sud du secteur, à un volume de sédiment (membre de Houns). Cette chute du niveau marin relatif (suppression d'espace disponible) pourrait enregistrer la chute eustatique globale (Sel 2/Th1) de la fin du Sélandien [10].

3.2.2. Cycle majeur Thanétien moyen–Bartonien inférieur (formation de Meilhan inférieure–formation de La Fontaine de la Médaille)

Le demi-cycle rétrogradant (formation de Meilhan inférieure–calcaires de Lapêche) se caractérise par un passage progressif de faciès de lagon à ceux de plate-forme externe à nummulites. La surface d'inondation maximale au sommet des calcaires de Lapêche correspond à un niveau condensé (fond durci perforé). Le demi-cycle progradant (marnes de Gan–calcaires de La Fontaine de la Médaille) enregistre la migration d'est en ouest de deltas mixtes terrigènes–carbonatés (delta des marnes de Gan, delta des marnes de Donzacq, delta de la Fontaine de la Médaille). Ces

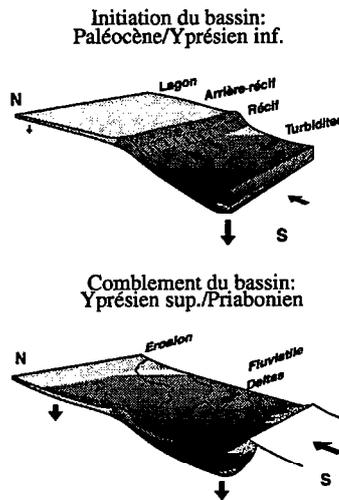
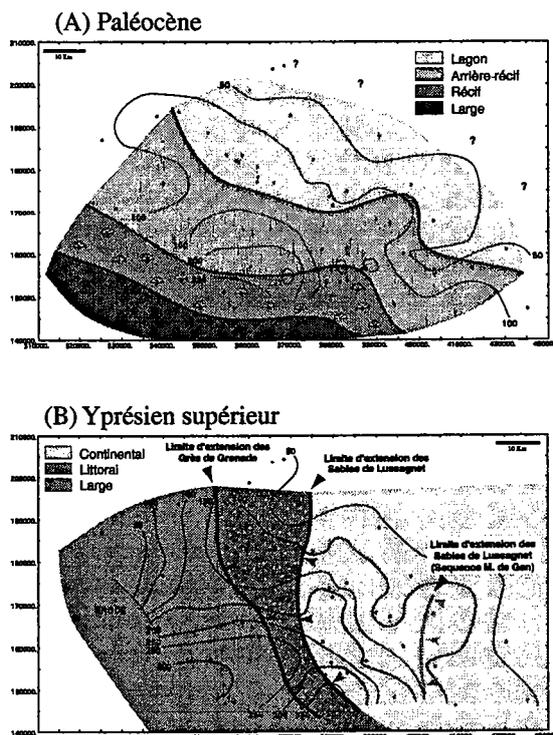


Figure 3. A. Carte d'isopaches et de faciès du membre de Buane et schéma d'évolution simplifié du bassin de l'Adour au Paléocène–Yprésien inférieur. B. Carte d'isopaches et de faciès des Marnes de Gan et de Donzacq et schéma d'évolution simplifié du bassin de l'Adour à l'Yprésien supérieur–Priabonien.

Figure 3. A. Isopaches and facies map of 'Membre de Buane' and schematic evolution of the Adour basin during Palaeocene–Lower Ypresian times. B. Isopaches and facies map of 'Marnes de Gan et de Donzacq' and schematic evolution of the Adour basin during Upper Ypresian–Priabonian times.

deux derniers édifices deltaïques sont séparés par un épisode carbonaté (récif de Nousse), correspondant à une inondation marine d'ordre supérieur (i.e. de durée inférieure).

3.2.3. Cycle majeur Bartonien inférieur–Priabonien (formation de Brassemppouy inférieure–formation de Campagne)

Le demi-cycle rétrogradant, à la base des calcaires de Brassemppouy inférieurs, correspond au dépôt d'une série argilo-sableuse littorale et d'offshore. Il surmonte une surface de ravinement et se termine par un niveau condensé perforé au niveau de Mont-de-Marsan. Le demi-cycle régressif enregistre le passage de sédiments littoraux à des sédiments laguno-lacustres (sommet de la formation de Brassemppouy supérieure). Le dépôt de la formation de Campagne enregistre, quant à lui, une accélération de cette progradation avec la mise en place de faciès lacustres, fluviaux et molassiques.

3.3. Géométries

Seules deux cartes (membre de Buane, formation des marnes de Donzacq), et deux transects sont présentés ici. Durant le Paléogène, nous identifions deux grandes périodes.

– Le Paléocène est caractérisé par le développement de plates-formes carbonatées à affinité récifale, aggradantes, puis rétrogradantes. Ces plates-formes sont contemporaines des turbidites déposées au sud du secteur étudié. La polarité sédimentaire est globalement nord–sud et suit les gradients des isopaches (figure 3A).

– L'Éocène montre un changement drastique des faciès et des polarités sédimentaires. Cette période est caractérisée par la mise en place de vastes deltas, qui vont prograder d'est en ouest [3], comme en témoigne la migration de la ligne de rivage dans cette direction (figure 3B). Au nord du secteur, les lignes isopaches sont perpendiculaires aux lignes de faciès, en raison du caractère résiduel (érosion) des isopaches.

Le Paléocène se caractérise ainsi par la mise en place d'une flexure lithosphérique (figure 3A), avec une sédimentation carbonatée au nord et des turbidites dans l'axe de la flexure. Cette dépression est ensuite comblée à l'Éocène par des deltas fortement progradants (figure 3B).

4. Implications géodynamiques

Les reconstitutions [8, 9, 19, 24] montrent l'absence de raccourcissement significatif au Paléocène

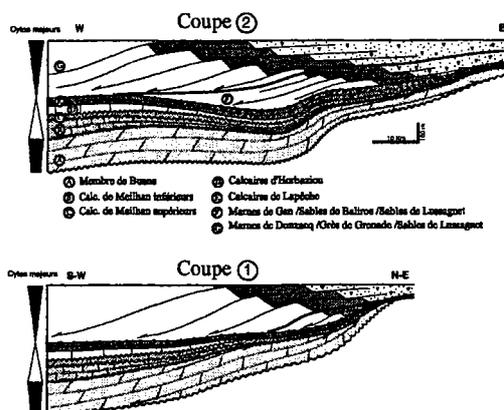


Figure 4. Coupes schématiques du Paléocène à l'Yprésien terminal (localisation des coupes sur la figure 1B).

Figure 4. Schematic cross-sections from the Palaeocene to the Upper Ypresian (for location, see figure 1B).

pour induire une flexure lithosphérique, et donc un bassin flexural d'avant-pays. Ce bassin compressif pourrait donc traduire un flambage lithosphérique [4, 13]. Ce régime compressif s'enregistre à partir du Santonien supérieur [17]. L'évolution en bassin d'avant-pays se fait à partir de l'Éocène supérieur, avec la mise en place des chevauchements nord-pyrénéens.

En Aquitaine occidentale, deux stades se succèdent au cours du temps.

(1) **Le stade d'initiation** (Paléocène–Yprésien inférieur : zones NP1 à NP10) s'accompagne d'une flexure de moyenne longueur d'onde, d'axe est-ouest (figure 3A) et de plis courte longueur d'onde (Audignon par exemple). Les vitesses de subsidence sont cinq fois plus fortes au niveau de l'axe de la flexure que dans la zone de la plate-forme nord-aquitaine [2]. Les sédiments terrigènes sont localisés dans cette flexure, ce qui permet le développement des plates-formes carbonatées au niveau de la zone nord-aquitaine [20]. Le remplissage est de type turbiditique avec des écoulements majoritairement est-ouest et des dépôts conglomératiques, caractéristiques d'écoulements de débris [7]. Ces plates-formes ont une forte tendance à l'aggradation et la sédimentation (production carbonatée) compense la création d'espace d'accommodation. La transition entre les faciès carbonatés et turbiditiques se fait de manière très rapide et se localise au sud de l'anticlinal d'Audignon.

(2) **Le stade de comblement** (Yprésien moyen–Priabonien : zones NP11 à NP20) est caractérisé par des taux de subsidence relativement homogènes sur tout le secteur [2]. Il s'enregistre par le développement de véritables deltas mixtes terrigènes/carbonatés (figure 4), avec des lignes de rivages nord-sud (le bassin adopte dès lors la configuration qu'on lui connaît

aujourd'hui). La flexure est toujours active, mais du fait du diachronisme de la déformation pyrénéenne d'est en ouest, un volume considérable de sédiments est mobilisé, puis canalisé, le long de cette flexure (figure 3B). Ces apports terrigènes généralisés sur toute la zone ont pour effet d'inhiber la production carbonatée. On observe alors la progradation d'est en ouest de plusieurs grands prismes deltaïques, qui passent, au niveau du Pays basque, à des systèmes turbiditiques. Ainsi, à la fin de l'Yprésien inférieur (base de la zone à *N. Planulatus*), un ennoyage eustatique (accommodation très supérieure à la sédimentation) provoque une condensation au sommet des calcaires de Lapêche, alors que l'Yprésien moyen–Priabonien enregistre une inversion complète de ce rapport (accommodation très inférieure à la sédimentation).

5. Conclusions. Perspectives

Au Paléogène, nous mettons en évidence deux périodes, présentant des caractéristiques sédimentologiques et géométriques distinctes :

- Paléocène–Yprésien basal : plates-formes carbonatées à polarités nord-sud à NE–SW développées au nord d'une flexure d'axe est-ouest à sédimentation turbiditique ;

- Yprésien moyen–Priabonien : sédiments siliciclastiques et carbonatés, mis en place sous la forme de vastes édifices deltaïques progradants d'est en ouest et comblant le dispositif flexural.

Ce schéma général est contrôlé par la mise en place et l'évolution de la chaîne des Pyrénées ; il est intéressant de faire un parallèle avec le versant sud des Pyrénées (bassin d'Ainsa–Jaca), bien que, sur ce versant, le style tectonique soit radicalement différent de celui du versant nord.

D'un point de vue sédimentologique et stratigraphique, les évolutions paléogènes sont corrélées, à l'échelle des cycles transgressifs/régressifs majeurs. La succession Paléocène–Éocène du versant sud des Pyrénées présente de très fortes similitudes, avec des plates-formes carbonatées récifales au Paléocène et au début de l'Yprésien, puis une sédimentation deltaïque à l'Éocène [14, 16]. La chute importante du niveau marin relatif intra-Paléocène (Sel2/Th1 sur la charte de Hardenbol et al. [10]), qui correspond à un karst dans le bassin de l'Adour, s'enregistre en partie sous la forme de faciès continentaux (faciès Garumnien). Après cet épisode continental (qui débute dès la fin du Crétacé supérieur à l'est de la chaîne), la transgression du Thanétien terminal et de l'Yprésien inférieur s'enregistre sous la forme de plates-formes carbonatées peu profondes (calcaires à alvéolines). Cette transgression atteint les Corbières et les chaînes côtières Catalanes [16]. Durant cette période, les cal-

caires de Meilhan et les calcaires de Lapêche se déposent en Aquitaine. Au-dessus de ce maximum transgressif, les bassins nord et sud-pyrénéens vont évoluer, d'un point de vue sédimentologique, de manière similaire et se combler par la progradation successive de systèmes deltaïques en direction de l'ouest. Toutefois, en Espagne, des plates-formes carbonatées se développent encore dans les zones méridionales (calcaires lutétiens de Guara, région d'Arguis). De plus, sur le versant sud des Pyrénées, les cycles stratigraphiques enregistrent la migration de bassins d'avant-

pays, en relation avec la mise en place de chevauchements [16]. L'architecture en bassins transportés successifs n'existe pas dans le bassin de l'Adour, où les structures majeures sont des décrochements et des structures en fleur. Cette évolution générale mérite toutefois d'être étudiée à plus haute résolution. L'intégration des données biostratigraphiques et stratigraphiques disponibles sur les deux versants des Pyrénées devrait permettre des corrélations plus fines et de proposer un schéma d'évolution cohérent de ces deux bassins.

Remerciements. Les auteurs remercient Gaz de France pour la mise à disposition des données de puits et pour son soutien au cours de cette étude. Nous exprimons notre reconnaissance à K. Sztrákos pour son expertise biostratigraphique, ainsi qu'à P.-C. de Graciansky pour ses précieuses remarques lors de la relecture de ce manuscrit.

Références

- [1] Bourrouilh R., Richert J.-P., Zolnař G., The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: evolution and hydrocarbons, AAPG Bulletin 79 (6) (1995) 831–853.
- [2] Brunet M.-F., Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique, thèse d'État, université Paris-6, 1991, 287 p.
- [3] Cavalier C., Fries G., Lagarigue J.-L., Capdeville J.-P., Sédimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle, Géologie de la France 4 (1997) 69–79.
- [4] Cloetingh S., Burov E., Poliakov A., Lithosphere folding: primary response to compression? (from central Asia to Paris Basin), Tectonics 18 (6) (1999) 1064–1083.
- [5] Curnelle R., Dubois P., Seguin J.-C., Le bassin d'Aquitaine : substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 3 (1980) 47–58.
- [6] Desegaulx P., Brunet M.-F., Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times, Bull. Soc. géol. France 8 (VI) (1990) 295–306.
- [7] Dubarry R., Interprétation dynamique du Paléocène et de l'Éocène inférieur et moyen de la région de Pau-Tarbes (avant-pays nord des Pyrénées occidentales, SW France). Sédimentologie, corrélations diagraphiques, décompaction et calculs de subsidence, thèse 3^e cycle, université de Pau et des pays de l'Adour, 1988, 392 p.
- [8] Ducasse L., Velasque P.-C., Géotransverse dans la partie occidentale des Pyrénées de l'avant-pays aquitain au bassin de l'Èbre, thèse 3^e cycle, université Aix-Marseille-3, 1988, 250 p.
- [9] Grandjean G., Étude des structures crustales dans leur relation avec les bassins sédimentaires des Pyrénées occidentales, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 18 (2) (1994) 391–420.
- [10] Hardenbol J., Thierry J., Martin B., Jacquin T., de Graciansky P.-C., Vail P.-R., Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy framework of European basins, in : de Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.-R. (Eds.), SEPM Spec. Publ. n°60, 1998, 786 p.
- [11] Homewood P.W., Guillocheau F., Eschard R., Cross T.A., Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 16 (2) (1992) 357–381.
- [12] Homewood P.W., Mauriaud P., Lafont F., Vade-mecum de stratigraphie séquentielle, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 25, 1999, 81 p.
- [13] Martinod J., Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage et boudinage en compression et en extension), thèse 3^e cycle, Mém. Géosciences, Rennes, Vol. 44, 1991, 223 p.
- [14] Payros A., Pujalte V., Orue-Etxebarria X., The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from Pamplona Basin, Sediment. Geol. 125 (1999) 165–194.
- [15] Platel J.-P., Notice explicative de la feuille Tartas à 1:50 000 (N°950), Éditions BRGM, 1990, 52 p.
- [16] Puigdefabregas C., Souquet P., Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, Tectonophysics 129 (1986) 173–204.
- [17] Razin P., Évolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (province du Labour), thèse 3^e cycle, Bordeaux-3, 1989, 464 p.
- [18] Richert J.-P., Moen-Maurel L., Biteau J.-J., Canerot J., Le transect géologique sud-aquitain au méridien de Lacq. Livret-guide, n°2, SGF, congrès de Toulouse, 1995, 51 p.
- [19] Seguret M., Daignières M., Crustal scale balanced cross-section of the Pyrenees: discussion, Tectonophysics 129 (1986) 303–318.
- [20] Sinclair H.D., Tectonostratigraphic model of underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective, Geol. Soc. Amer. Bull. 109 (1997) 323–346.
- [21] Sztrákos K., Gély J.-P., Blondeau A., Müller C., Le Paléocène et l'Ilerdien du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie et analyse séquentielle, Géol. France 4 (1997) 27–54.
- [22] Sztrákos K., Gély J.-P., Blondeau A., Müller C., L'Éocène de Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle, Géol. France 4 (1998) 57–105.
- [23] Tambareau Y., Paleocene–Eocene boundary in the platform deposits of the Northern Pyrenees, Bull. Soc. belge Géol. 103 (3–4) (1995) 293–299.
- [24] Teixell A., Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, Tectonics 17 (3) (1998) 395–406.
- [25] Van Wagoner J.C., Mitchum R.M.J., Campion K.M., Rahmanian V.D., Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies, 1990, 55 p.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'objectif de ce travail était d'étudier les modalités de passage d'un rift oblique (Albien) à un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène) du bassin d'Aquitaine, situé sur la bordure ibérique de la plaque eurasiatique, à partir des géométries 3D des sédiments, et en retour de comprendre l'incidence de la déformation compressive sur le remplissage sédimentaire.

La reconstitution géométrique 3D : intérêt d'un couplage de méthodes

Plusieurs méthodes ont été couplées : de la carotte à la sismique (sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle : "stacking pattern" et stratigraphie sismique, analyse structurale) Un des apports de la stratigraphie séquentielle est de définir des unités stratigraphiques. Les entités reconstituées ne sont donc pas des intervalles de temps définis sur des critères chronostratigraphiques, mais des séquences de dépôt/cycles stratigraphiques dont les limites, bilans de paramètres Tectonique - Eustatisme - Flux sédimentaire, sont l'expression d'évènements géodynamiques.

Variation du profil de dépôt au cours du temps : la sédimentologie de faciès

Plus de 1800 m de carottes du Crétacé supérieur et du Paléogène ont été décrits au 1/40ème, la majorité de ces carottes recouvrant le Paléogène.

Quatre types de profils de dépôts se succèdent au cours du Crétacé supérieur/Paléogène dans le bassin de l'Adour :

(1) une rampe carbonatée au Crétacé supérieur.

Il s'agit d'une plate-forme carbonatée plus ou moins isolée, à faciès bioclastiques déposés au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes. En position plus distale, les faciès d'offshore supérieurs sont constitués d'alternances de calcaires bioturbés et de silts. Des boues carbonatées à *thalassinoides* puis à *zoophycos* caractérisent l'offshore inférieur. Ces dépôts passent à des turbidites vers le pôle le plus distal du profil.

(2) une plate-forme carbonatée à affinité récifale au Paléocène.

Il s'agit d'un plateau bordé par des récifs discontinus situés sous quelques mètres à une dizaine de mètres de profondeur, délimitant un vaste domaine marin de plus en plus protégé vers le continent et un domaine marin ouvert à sédimentation turbiditique mixte terrigène/carbonatée.

(3) une plate-forme carbonatée bioclastique homogène : ennoyage de la plate-forme récifale.

Il s'agit d'une rampe carbonatée qui caractérise le Paléocène terminal et l'Yprésien basal.

(4) un système deltaïque mixte terrigène /carbonaté à l'Eocène.

Tous les faciès sont enregistrés : de la plaine côtière à l'offshore inférieur.

Ces caractéristiques sédimentologiques, tout au moins pour le Tertiaire avaient déjà été mises en évidence [Winnock, 1971 #8; Winnock, 1974 #85; Kieken, 1973 #169; BRGM, 1974 #5].

Les faits vraiment nouveaux concernent :

(1) le caractère peu profond et plus ou moins isolé des plates-formes bioclastiques du Crétacé supérieur, situées en haut de rampe.

(2) la présence d'un niveau karstique particulièrement spectaculaire au sommet de la plate-forme carbonatée paléocène.

(3) la morphologie des systèmes deltaïques de l'Eocène, dominés par la dynamique des vagues permanentes et de tempêtes.

La stratigraphie séquentielle : définition et cartographie des cycles stratigraphiques

Six cycles majeurs T/R (10 à 20 Ma) ont été définis. Trois sont attribués au Crétacé supérieur, les trois autres couvrant l'intervalle Paléocène-Priabonien.

Ces cycles sont subdivisés 13 en cycles T/R mineurs (1 à 5 Ma) pour le Paléogène uniquement. Concernant le découpage à plus haute résolution du Crétacé supérieur, l'acquisition de données biostratigraphiques (en cours) sur les forages étudiés devrait permettre de caler sans ambiguïté les cycles mineurs.

Ces cycles ont fait l'objet d'une cartographie en isopaques et en faciès. Cette approche 3D permet d'appréhender dans l'espace et dans le temps les variations de la subsidence et du flux sédimentaire à deux échelles :

- à l'échelle du sous-bassin de l'Adour-Mirande avec les contrôles courte/moyenne longueur d'onde de la sédimentation.
- à l'échelle du bassin d'Aquitaine avec la mise en évidence des traits structuraux de moyenne/grande longueur d'onde.

L'histoire géologique du bassin de l'Adour replacée dans le cadre de celle du bassin d'Aquitaine et du bassin d'avant-pays Sud-pyrénéen

Les stades d'évolution du bassin de l'Adour

L'évolution du bassin de l'Adour du Crétacé supérieur au Paléogène se résume en trois stades principaux :

- (1) Structuration des anticlinaux (Cénomaniens - Maastrichtien),
- (2) Flexuration EW : initiation du bassin compressif paléogène (Paléocène - Yprésien inférieur),
- (3) Comblement du bassin compressif paléogène (Yprésien moyen - Priabonien).

La déformation Paléogène : un flambage lithosphérique

L'absence de raccourcissement suffisant, au Paléocène et à l'Eocène, pour induire un bassin d'avant-pays classique nous a conduit à proposer l'hypothèse d'un flambage lithosphérique [Serrano, 2001 #195] en relation avec l'établissement d'un régime compressif à partir du Santonien-Campanien.

Cette hypothèse a été testée à l'échelle du bassin d'Aquitaine. Nous avons mis en évidence plusieurs ordres d'ondulations, caractérisées par des longueurs d'ondes différentes.

Le Crétacé supérieur est caractérisé par une déformation courte/moyenne longueur d'onde avec la structuration synsédimentaire de nombreux anticlinaux. Cette déformation s'atténue à la fin du Crétacé, mais une déformation moyenne/grande longueur d'onde prend le relais et va contrôler la répartition des sédiments paléocènes. La carte paléocène permet de caractériser la longueur d'onde de la déformation fini-Crétacé, à l'origine du changement de mode de subsidence observé sur le secteur étudié.

Trois ordres d'ondulations pluri-hectométriques sont mis en évidence :

- à l'échelle du bassin d'Aquitaine dont l'antiforme est à rechercher au niveau de l'actuel Massif Central,
- à l'échelle de 200-250 km, de Pau au Nord de Bordeaux,
- à l'échelle des anticlinaux, et en particulier la zone de Villagrains-Landiras.

L'Eocène est contrôlé par ces mêmes structures, mais on observe une reprise généralisée de la subsidence.

Ces données semblent en accord avec un flambage lithosphérique. Toutefois, pour valider complètement cette hypothèse, une étude détaillée à plus grande échelle doit être réalisée.

Les faits nouveaux sur l'histoire mésozoïque du bassin d'Aquitaine

L'analyse de lignes sismiques et de coupes régionales a permis d'apporter des compléments ou de confirmer certains points de l'évolution mésozoïque du bassin d'Aquitaine.

(1) Tectonique extensive synsédimentaire au Jurassique supérieur.

Cette phase traduit le début de la dislocation de la plate-forme aquitaine en réponse aux stades précoces de l'ouverture du Golfe de Gascogne.

(2) Principale phase de structuration de l'Aquitaine : le Crétacé inférieur (Albien).

Cette phase correspond à une forte différenciation des sous-bassins aquitains, sous le contrôle de failles normales synsédimentaires, et à une intense érosion du Jurassique. Elle se traduit également par le début de la mobilisation du Trias sous la forme de diapirs.

(3) Principale phase halocinétique : le Crétacé supérieur (Cénomaniens-Santonien).

Cette phase correspond à l'accélération de l'activité halocinétique synsédimentaire, initiée au Crétacé inférieur.

Comparaison de part et d'autre de la chaîne des Pyrénées : une histoire commune

Les données géométriques et chronostratigraphiques sur le bassin d'avant-pays Sud pyrénéen occidental montrent une identité de comportement et l'appartenance à un même bassin jusqu'au Priabonien.

Le Paléocène est caractérisé par des plates-formes carbonatées, fortement aggradantes dans le bassin de l'Adour. Cette sédimentation carbonatée est suivie par une phase de comblement d'Est en Ouest par de grands édifices deltaïques qui, à la différence du bassin d'Aquitaine, enregistrent dans le sud-pyrénéen la mise en place d'un bassin d'avant-pays dans la zone occidentale et orientale des Pyrénées.

La localisation d'un bassin sédimentaire subsident à la verticale du futur segment occidental de la chaîne des Pyrénées correspond à un synclinal lithosphérique, l'antiforme Nord pouvant correspondre à l'axe Bordeaux-Agen et celui du Sud pouvant être localisé au niveau de l'actuel bassin de l'Ebre.

Retour sur la géométrie des systèmes deltaïques éocènes

Pour un même intervalle de temps, la nature de l'appareil deltaïque varie dans l'espace et dans le temps. Ceci traduit des variations du bilan Accommodation/Sédimentation.

- Dans l'espace :

A l'Yprésien, le Sud du bassin est caractérisé par des deltas dominés par la dynamique des houles alors que le Nord montre des édifices deltaïques dominés par la dynamique fluviale. **La coexistence dans l'espace des deux types de systèmes deltaïques peut s'expliquer par des différentiels importants de subsidence entre le Nord et le Sud de l'Aquitaine.** En effet, le faible taux de subsidence du domaine Nord-aquitain à cette époque (qui se traduit par de faibles épaisseurs) a permis aux sédiments terrigènes de s'organiser selon la dynamique fluviale ($S \gg A$), avec formation de deltas en patte d'oiseau. A l'inverse, les taux de subsidence considérables du domaine Nord-pyrénéen ont empêché une accumulation préférentielle des sédiments terrigènes sableux au débouché des distributaires fluviales ($S > A$) et favorisé l'expression de deltas dominés par la dynamique des vagues. C'est cette dynamique qui a remodelé et redistribué les sables fluviaux le long du littoral.

- Dans le temps :

La comparaison des paléogéographies à l'Yprésien et au Bartonien montre des réponses différentes des domaines Nord et Sud-aquitains, pour un même demi-cycle stratigraphique. Au Nord, les systèmes deltaïques ont reculé vers l'Est par rapport à l'Yprésien et les faciès d'offshore supérieur occupent une superficie bien plus importante : il y a rétrogradation des systèmes sédimentaires. Au Sud, les sédiments deltaïques ont poursuivi leur progradation vers l'Ouest.

Deux explications sont possibles : une variation spatiale de la subsidence ou une variation du flux sédimentaire. La variation de subsidence est vraisemblable, car héritée de la déformation de la fin du Crétacé entre un domaine subsident au Nord (environ 20 à 25 m/Ma) et un domaine fortement subsident au Sud (de l'ordre de 70 à 80 m/Ma dans le synclinal de Tartas). Cependant, le basculement généralisé du bassin de l'Adour vers l'Ouest, en relation avec la surrection de la partie orientale de la chaîne des Pyrénées, et la migration de ses dépo-centres vers le Nord, pourrait à la fois minimiser les effets de la création d'espace disponible, mais surtout accentuer le flux sédimentaire (dépôts terrigènes), avec une progradation de plus en plus rapide dans le Sud du bassin.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Arthaud, F. et Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation., *tectonophysics*, 25, pp 139-171.

Baby, P., Crouzet, G., Spetch, M., Déramond, J., Bilotte, M. et Debroas, E.J., 1988. Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens, *C. R. Acad. Sci., Paris*, Serie II, (306), pp 307-313.

Barbed, F., Martínez, M.B., Millán, H., Navarro, J.J. et Pocoví, A., 1988. Observaciones sobre la "klippe" de San Felices (Extremo occidental de las Sierras Exteriores del Prepirineo meridional), *Symposium on the geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona*, 71, pp

Besème, P., 1962. Contribution à l'étude géologique du Danien et du Paléocène en Aquitaine occidentale, Thèse Doct. 3ème cycle, Université Paris, 148 p.

Blanc, P.L., 1973. Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde), de Roquefort-Créon (Landes) et de Cézan-Lavardens (Gers), Thèse Doct, Univ. Paris VI, Paris, 193 p.

Boillot, G., 1986. Comparision between the Galicia and Aquitaine margins., *Tectonophysics*, 129, pp 243-256.

Boillot, G. et Capdevila, R., 1977. The Pyrenees : subduction and collision ?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, pp 151-160.

Bouroullec, J. et Deloffre, R., 1972. Esquisse paléogéographique de l'Albien supérieur à l'Yprésien en Aquitaine., in: Pau-SNPA, B.C.R. (eds), 6, pp 263-287.

Bouroullec, J. et Deloffre, R., 1976. Relations faciès-environnement au Crétacé moyen en Aquitaine, in: Pau-SNPA, B.C.R. (eds), 10, pp 535-583.

Bourrouilh, R., Richert, J.P. et Zolnaï, G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons, *AAPG Bulletin*, 79, (6), pp 831-853.

BRGM, Esso et SNPA, 1974. Géologie du Bassin d'Aquitaine, (eds), Bur. Rech. Géol. Min. (ed), 26 planches p.

Brunet, M.F., 1983. La subsidence du Bassin d'Aquitaine au Mésozoïque et au Cénozoïque., *C.R. Acad.Sci. Paris*, II, pp 599-602.

Brunet, M.F., 1991. Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique., Doc ès Sci, Paris VI, 287 p.

Burbank, D.W., Puigdefabregas, C. et Munoz, J.A., 1992. The chronology of Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean Foreland Basin, NE Spain, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, pp 1101-1120.

Burg, J.P., Van-Den-Driessche, J. et Brun, J.P., 1994a. Syn- to post-thickening extension: Modes and structural consequences, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, pp 1019-1032.

Burg, J.P., Van-Den-Driessche, J. et Brun, J.P., 1994b. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences, *Géol. France*, 3, pp 33-51.

Cámara, P. et Klimowitz, J., 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp), *Estudios Geol.*, 4, pp 391-404.

Canérot, J., 1964. Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (Basses Pyrénées), Thèse Doct 3ème cycle, Toulouse III, p.

Canérot, J., 1988. Manifestation de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (zone Nord-Pyrénéenne) au crétacé inférieur., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308 (II), pp 57-62.

Canérot, J. et Lenoble, J.L., 1993. Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales Caractères généraux, comparaison avec l'Aquitaine et les Pyrénées centrales et orientales, *Bull. Soc. Géol. France*, pp

Capdeville, J.P., 1991. Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviolacustres du nord du Bassin d'Aquitaine entre Dordogne et Lot, *Doc. BRGM*, 175, 295p, pp

Castelltort, S., 1999. Tectonique et stratigraphie séquentielle : anticlinal de croissance, genèse et distorsion des séquences de dépôt, *Rapports de stages DEA Géosciences-Rennes*, 1998-1999, pp 77-101.

Cavelier, C., Fries, G., Lagarigue, J.L. et Capdeville, J.P., 1997. Sédimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle, *Geologie de la France*, 4, pp 69-79.

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne, *Mém. Soc. Géol. France*, 127, pp 1-116.

Choukroune, P., Martinez, C., Seguret, M. et Mattauer, M., 1968. Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la Nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales), *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 266, pp 1360-1363.

Choukroune, P. et Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec des modèles actuels, *Bull. Soc. Géol. France, Paris (7); XX*, p.689-700, pp

Choukroune, P. et Team, E., 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflexion data an the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, 8, pp 23-39.

Cloetingh, S., Burov, E. et Poliakov, A., 1999. Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin), *Tectonics*, 18, (6), pp 1064-1083.

Comas, M.J., Goy, A., Meléndez, A., Millán, H., Navarro, J.J. et Pocoví, A., 1989. caracterización bioestratigráfica del Lías de San Felices (Prepirineo meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores), *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, pp 159-173.

Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, in: *Sea-level change : an integrated approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. et Van Wagonner, J.C. (eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42, pp 371-80.

Cross, T.A., 1990. Quantitative Dynamic Stratigraphy, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, pp

Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valasek, D.W., Williams, M.R. et Witter, D.N., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis, in: *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*, Eschard, R. et Doligez, B. (eds), Editions Technip, Paris, pp 11-33.

Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infralias d'Aquitaine., *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, pp 66-99.

Curnelle, R. et Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (Bassin de Paris, d'Aquaine et du Sud-Est), *Bull. Soc. Géol. France*, 8, pp 529-546.

Curnelle, R., Dubois, P. et Seguin, J.C., 1980. Le Bassin d'Aquitaine : substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 3, pp 47-58.

Cuvillier, J., 1943. Présence de l'Eocène inférieur dans l'anticlinal de Tercis (Landes), *C. R. Soc. Geol. Fr.*, 13, (5), pp 57-59.

Daignières, M., Seguret, M., Specht, M. et team, E., 1994. The Arzacq-Pyrenees ECORS deep seismic profile, *In Masclé A., EAPG Memoir n° 4*.

Davy, P., Choukroune, P. et Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de la déformation de la lithosphère appliqués à la déformation des Pyrénées, *Bull. Soc. géol. France*, (8)-VI, (2), pp 219-228.

Delmas, J., Bizon, G. et Bizon, J.J., 1983. Etude biostratigraphique et paléocéologique du sondage LS1, in: *Structure des Landes de Siougos - Rapport géologique de fin de sondage de Landes de Siougos N°1*, Pétrole, I.F.a.d. (eds), réf. 31310, pp 24-40.

Deloffre, R., 1988. Itinéraires géologiques en Chalosse (Aquitaine occidentale), *Bull. Centres Rech. Expl. Prod. - Elf Aquitaine*, 12, (2), pp 707-737.

Déramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.J. et Spetch, M., 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: Model and exemple from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France-Spain), in: *Tectonics and Seismic sequence stratigraphy*, Williams, G.D. et Dobb, A. (eds), Geol. Soc. London, Spec. Publ. 71, pp 193-219.

Desegaulx, P. et Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, (VI), pp 295-306.

Dubarry, R., 1988. Interprétation dynamique du Paléocène et de l'Eocène inférieur et moyen de la région de Pau - Tarbes (avant-pays nord des Pyrénées occidentales - SW France) Sédimentologie, Corrélations diagraphiques, Décompaction et Calculs de subsidence, Thèse Doct. 3 ème cycle, Univ. Pau et pays de l'Adour, 392 p.

Dubreuilh, J., 1989. Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine. passage aux formations lacustres, palustres et marines, *Thèse, Doc. BRGM*, 172, 461 p.

Dubreuilh, J., Capdeville, J.P., Farjanel, G., Karnay, G. et R., S.-C.o., 1995. Dynamique d'un comblement néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine, *Géol. France*, 4, pp 3-26.

Ducasse, L. et Velasque, P.C., 1988. Géotransverse dans la partie occidentale des Pyrénées de l'avant-pays aquitain au bassin de l'Ebre, Thèse Doct 3ème cycle, Aix-Marseille III, 250 p.

- Duff, P.M.D. et Walton, E.K., 1967.** Cyclic sedimentation, (*eds*), Elsevier Publ. Co., 10, 280 p.
- Dupouy-Camet, J., 1950.** Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine, Doct. Sci. Nat, Fac. Sci. Paris, 381 p.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G. et Pemberton, S.G., 1984.** Ichnology - Trace fossils in sedimentology and stratigraphy, *Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G. (eds)*, Tulsa (Ok), SEPM Short Course N°15, 316 p.
- Feinberg, H., 1964.** Contribution à l'étude stratigraphique et structurale de l'anticlinal d'Audignon (Landes), Thèse Doct. 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Paris.
- Galloway, W.E., 1989.** Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional systems, *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 73, pp 125-142.
- Gély, J.P. et Sztràkos, K., 2000.** L'évolution paléogéographique et géodynamique du bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne, *Géol. France*, (2), pp 31-57.
- Gerbault, B., Burov, E.B., Poliakov, A. et Daignières, M., 1999.** Do faults trigger folding in the lithosphere ?, *Geophys. Res. Lett.*, 26, pp 271-274.
- Goldgerg, J.M., 1987.** Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé, Thèse, Univ. Sci et Tech. du languedoc, Montpellier, 235 p.
- Goodwin, P.W. et Anderson, E.J., 1985.** Punctuated Aggradational Cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation, *J. Geol.*, 93, pp 515-523.
- Grandjean, G., 1994.** Etude des structures crustales dans leur relation avec les bassins sédimentaires. Pyrénées occidentales, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, (2), pp 391-420.
- Guillocheau, F., 1983.** Les dépôts de tempêtes, Doc. 3ème cycle, Brest.
- Guillocheau, F., 1991.** Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de dépôts emboîtés, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15, (2), pp 383-410.
- Guillocheau, F., 1995.** Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, pp 1141-1157.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Martin, B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. et Vail, P.R., 1998.** Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy framework of European basins. In De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R. (*eds*), (*eds*), SEPM special publication N°60, 786 p.
- Harms, J.C., 1975.** Stratification and sequence in shoreline prograding deposits, *SEPM Short Course*, 2, pp 81-102.
- Henry, J. et Mattauer, M., 1972.** Pyrénées, in: *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies*, Spencer, M.A. (*eds*), Geological Society of London, Special Publication, 4, pp 3-21.
- Henry, J. et Zolnai, G., 1971.** Sur le Trias resédimenté dans le Sud-Ouest du bassin Aquitain, *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, 5, (2), pp 389-398.

Henry, J., Zolnai, G., Le Pochat, G. et Mondeilh, C., 1989. Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50000). Feuille de Orthez (1003), *BRGM, E.d. (eds)*, 55 p.

Hogan, P.J., Burbank, D.W. et Puigdefabregas, C., 1988. Magnetostratigraphic chronology of the sedimentologic and tectonic evolution of the Jaca basin, Symposium on the geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, *Abstracts*, 71 p.

Homewood, P.W., Guillocheau, F., Eschard, R. et Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf*, 16, (2), pp 357-381.

Homewood, P.W., Mauriaud, P. et Lafont, F., 1999. Vade Mecum de stratigraphie séquentielle., *Editions, E.-e.p. (eds)*, Memoire 25, 81 p.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions, in: *Sea-level change: an integrated approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. et Van Wagoner, J.C. (eds), Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, 42, pp 47-69.

Kirkpatrick, R., 1913. The Nummulosphere. An account of the organic origin of so-called igneous rocks and of abyssal red clays. Lamley & Co. London.

Kieken, M., 1973. Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire, *Bull. Soc. Géol. France*, 7-XV, (1), pp 40-50.

Lafont, F., 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque, Rennes 1.

Malod, J.A. et Mauffret, A., 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic, *Tectonophysics*, 184, (3), pp 261-278.

Mancion, C., 1985. Foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires de l'Eocène moyen de Miretrain (Angoumé, Landes). Utilisation biostratigraphique et paléogéographique, *Mém. Sci. Terre, U.P.e.M.C. (eds)*, 85-39, 171 p.

Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage et boudinage en compression et en extension), Thèse Doct. 3ème cycle, Mém Géosciences, Rennes, Vol 44, 223 p.

Mathelin, J.C. et Sztrákos, K., 1993. L'Eocène de Biarritz (Pyrénées Atlantiques, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnements. Monographie des foraminifères, *Cah. Micropal.*, 8, (1), pp 5-85.

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10, pp 3-11.

Mattauer, M., 1985. Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, pp 71-74.

Mauriaud, P., 1987. Le Bassin d'Aquitaine, *Pétrole & Techniques*, 335, pp 38-41.

Mitchum et Vail, P.R., 1977. pp

Montagné, G., 1986. Les anomalies du flysch nord-pyrénéen de Pau à Ascaïn (Pyrénées Atlantiques), Thèse Univ. Pau et Pays de l'Adour, 328 p.

Munoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross Section, in: *Thrust Tectonics*, McClay, K.R. (eds), Chapman & Hall, London, pp 235-246.

Nalpas, T. et Brun, J.P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale, *Tectonophysics*, 228, pp 349-362.

Olivet, J.L., 1996-a. la cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20, (1), pp 131-195.

Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. et Auzende, J.M., 1984. Cinématique de l'Atlantique nord et centrale, *Techn., R.S. (eds)*, CNEXO ed, 54, 108 p.

Olivet, J.L., Malod, J.A. et Beuzart, P., 1996-b. Synthèse Pyrénées - Contexte cinématique, apport des données marines, in: *Barnolas, A., Chiron, J.C. : Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, BRGM-ITGE, E. (eds), Orleans et Madrid, 1/2, pp 81-134.

Payros, A., Pujalte, V. et Orue-Etxebarria, X., 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited : new interpretation based on evidence from Pamplona Basin., *Sedimentary Geology*, 125, pp 165-194.

Peybernès, B., 1982. Création puis évolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur, *Cuad. Geol. Ib.*, 8, pp 167-185.

Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.J. et Eichène, P., 1996. Sur l'âge de certaines "lames triasiques" nord et sous-pyrénéennes, *Bull. Soc. Géol. France*, 167, (6), pp 761-771.

Peybernès, B. et Souquet, P., 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during mesozoic times, *Geol. Mag.*, 121, pp 397-405.

Platel, J.P., 1987. Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique, Thèse Doc. d'Etat ès Sciences, Bordeaux III, 573 p, avec atlas, Doc. BRGM N°164 (1989) p.

Platel, J.P., 1996. Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du Bassin d'Aquitaine, *Géologie de la France*, N° 4, pp 33-58.

Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, (3), pp 263-320.

Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the cardium formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level, in: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*, C.K. Wilgus, B.S.H., C.G.St.C; Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Cross & J.C. Van Wagoner (eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. publ., 42, pp 409-428.

Pons, P., 1984. Contribution à l'étude des bassins turbiditiques mesocrétacés des Pyrénées occidentales. apports de la télédétection à la connaissance des bassins albiens des Pyrénées occidentales. Structure et sédimentologie du flysch noir entre Lourdes et Arudy (Hautes Pyrénées, Pyrénées Atlantiques), Thèse 3e cycle, Toulouse, Toulouse, 113 p.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. et Vail, P.R., 1988. Eustatic control on clastic deposition I: Conceptual framework, in: *Sea-level change: an integrated approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. et Van Wagoner, J.C. (eds), Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, 42, pp 109-124.

Puigdefabregas, C., 1975. La sedimentación Molásica en la Cuenca de Jaca, *Pirenaicos, M.d.I.d.E. (eds)*, Pirineos, 104, 204 p.

Puigdefabregas, C., Munoz, J.A. et Vergés, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees, in: *Thrust Tectonics*, McClay, K.R. (eds), Chapman and Hall, New York, pp 247-254.

Puigdefabregas, C. et Souquet, P., 1986. Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, pp 173-204.

Pujalte, V., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. et Payros, A., 1998. Paleocene strata of the Basque Country, Western Pyrenees, Northern Spain: Facies and sequence development in deep-water starved basin, in: *Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy framework of European basins*, De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R. (eds), SEPM Spec. Publ. N°60, pp 311-325.

Ravier, J., 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées, (eds), Mém. Soc. Géol. France, 38, 250 p.

Razin, P., 1989. Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labour), Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Bordeaux III, 464 p.

Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (third edition), *Sciences, B. (eds)*, 688 p.

Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation - Application à l'évolution jurassique du bassin de Paris, Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Rennes 1, 293 p.

Rocher, M., 1999. Déformations et paléocontraintes des avant-pays de chaînes de collision : les piemonts occidentaux de Taïwan et le bassin sud-aquitain, Thèse Doct., Univ. Pierre et Marie Curie, 416 p.

Rocher, M. et al., 1998. Tectogenèse pyrénéenne dans le bassin flexural d'Aquitaine : apports de la reconstitution de paléocontraintes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, pp 129-135.

Roest, W.R. et Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to the present, *Geology*, 19, pp 613-616.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, J.A., Munoz, J.A., Villien, P., Matheron, M., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. et Deramond, J., 1989. Ecore deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, 8, (1), pp 41-50.

Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. et Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, pp 1-35.

Schaub, H., 1981. Nummulites et assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie, *104/106, M.m.S.P. (eds)*, 227 p.

Scholle, P.A., Bebout, D.G. et Moore, C.H., 1983. Carbonate depositional environments., *Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds)*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa (Ok), Memoir N°33, p.

Seguret, M., 1972. Etude des Nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées - Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité, USTELA, Montpellier, 155 p.

Seguret, M. et Daignières, M., 1986. Crustal scale balanced cross-section of the Pyrenees; discussion, *Tectonophysics*, 129, pp 303-318.

Serrano, O., 1994. Stratigraphie séquentielle du Barrémo-Bédoulien du Massif des Arbailles (Pyrénées occidentales - Pays Basque), DEA, Université Paul Sabatier, Toulouse, 46 p.

Serrano, O., Guillocheau, F. et Leroy, E., 2001. Evolution du bassin compressif nord-pyrénéen au Paléogène (Bassin de l'Adour) : Contraintes stratigraphiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, (1), pp 37-44.

Sibuet, J.C. et Collette, B.J., 1991. triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution, *Geology*, 19, pp 522-525.

Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model of underfilled peripheral foreland basins : an Alpine perspective., *Geological Society of America Bulletin*, 109, pp 323-346.

Sloss, L.L., Krumbein, W.C. et Dapples, J., 1949. Integrated facies analysis, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 39, pp 91-104.

Souquet, P. et Déramond, J., 1989. Séquences de chevauchement et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne), *C. R. Acad. Sci., Paris*, 309, (série II), pp 138-144.

Souquet, P. et Mediavilla, F., 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, pp 2139-2142.

Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M. et Debroas, E.J., 1977. La chaîne alpine des Pyrénées, *Géologie alpine*, 53, pp 193-216.

Srivastva, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. et Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin, *Tectonophysics*, 184, (3), pp 229-260.

Stevaux, J. et Zolnai, G., 1975. Les olistostromes du sud de l'Aquitaine dans la dynamique du bassin, Tectonique et sédimentation, 9ème cong. int. Sédimento, Nice, *Tome 2*.

Sztràkos, K., Gély, J.P., Blondeau, A. et Müller, C., 1997. Le Paléocène et l'Ilerdien du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie et analyse séquentielle, *Geol. France*, 4, pp 27-54.

Sztràkos, K., Gély, J.P., Blondeau, A. et Müller, C., 1998. L'Eocène de Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle., *Geol. France*, 4, pp 57-105.

Tambareau, Y., 1995. Paleocene/Eocene boundary in the platform deposits of the Northern Pyrenees, *Bull. Soc. Belge Géol.*, 103, (N°3-4), pp 293-299.

Teixell, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *J. Geol. Soc. London*, 153, pp 301-310.

Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, 17, (3), pp 395-406.

Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R. et Read, J.F.e., 1990. Carbonate Plateform : Facies, Sequences, Evolution., *Tucker, M.E.e.a. (eds)*, International Association of Sedimentologists, Special publication 9, 328 p.

Tucker, M.E., Wright, V.P. et Dickson, J.A.D., 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications., *Tucker, M.E., Wright, V.P. (eds)*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.

Vail, P.R., Colin, J.P., Jan du Chêne, R., Kuchly, J., Mediavilla, F. et Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris, *Bull. Soc. Géol. France*, III, (7), pp 1301-1321.

Van Wagoner, J.C., 1985. Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change, *Abstracts - Soc. Econ. Paleont. Min. Mid-Year meeting, Colorado*, pp 91-92.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M. et Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops : concepts for high resolution correlation of time and facies., (*eds*), 7, 55 p.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Sarg, J.F., Loutit, T.S. et Hardenbol, J., 1988. An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key-definitions, in: *Sea-level changes: an integrated approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. et Van Wagoner, J.C. (eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42, pp 39-45.

Vendeville, B.C. et Jackson, M.P.A., 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension, *Mar. Petrol. Geol.*, 9, pp 331-353.

Vergés, J., Millàn, H., Roca, E., Munoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. et Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-syn-post-collisional crustal-scale cross-sections, *Mar. Petrol. Geol.*, 12, pp 893-915.

Viallard, P., 1985. Hypothèse sur la polarité des déformations alpines aux marges "pyrénéennes" des plaques Europe et Iberie, *C. R. Acad. Sci.*, II, (300), pp 1019-1024.

Villien, A., 1988. Alpine geodynamics of the northern pyrenean zone (Z.N.P.) between Comminges and Labourd areas (France). Pyrenean evolution of the eastern part (Comminges): structural geometry and polyphased deformation, Symposium on the geology of the Pyrenees and Betics, Barcelone, p.

Walker, R.G. et James, N.P., 1992. Facies Models - Response to sea level change, *Walker, R.G.e.J., N.P. (eds)*, Geological Association of Canada, 409 p.

Wheeler, H.E., 1959. Unconformity bounded units in stratigraphy, *AAPG Bull*, 43, pp 1975-1977.

Wheeler, H.E., 1964. Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy, *Geol. Soc. America Bull.*, 75, pp 599-610.

Winnock, E., 1971. Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne), in: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, (eds), Technip, Paris, IV.1.1-IV.1.30, pp

Winnock, E., 1974. Le Bassin d'Aquitaine, in: Debelmas, J. (eds), Doin, Paris, pp 255-293.

Zolnai, G., 1971. Le Front nord des Pyrénées occidentales, in: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Technip (eds), Paris.

Zolnai, G., 1975. Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées occidentales, *Rev. Géogr. Phys Géol. Dyn.*, 17, pp 219-238.

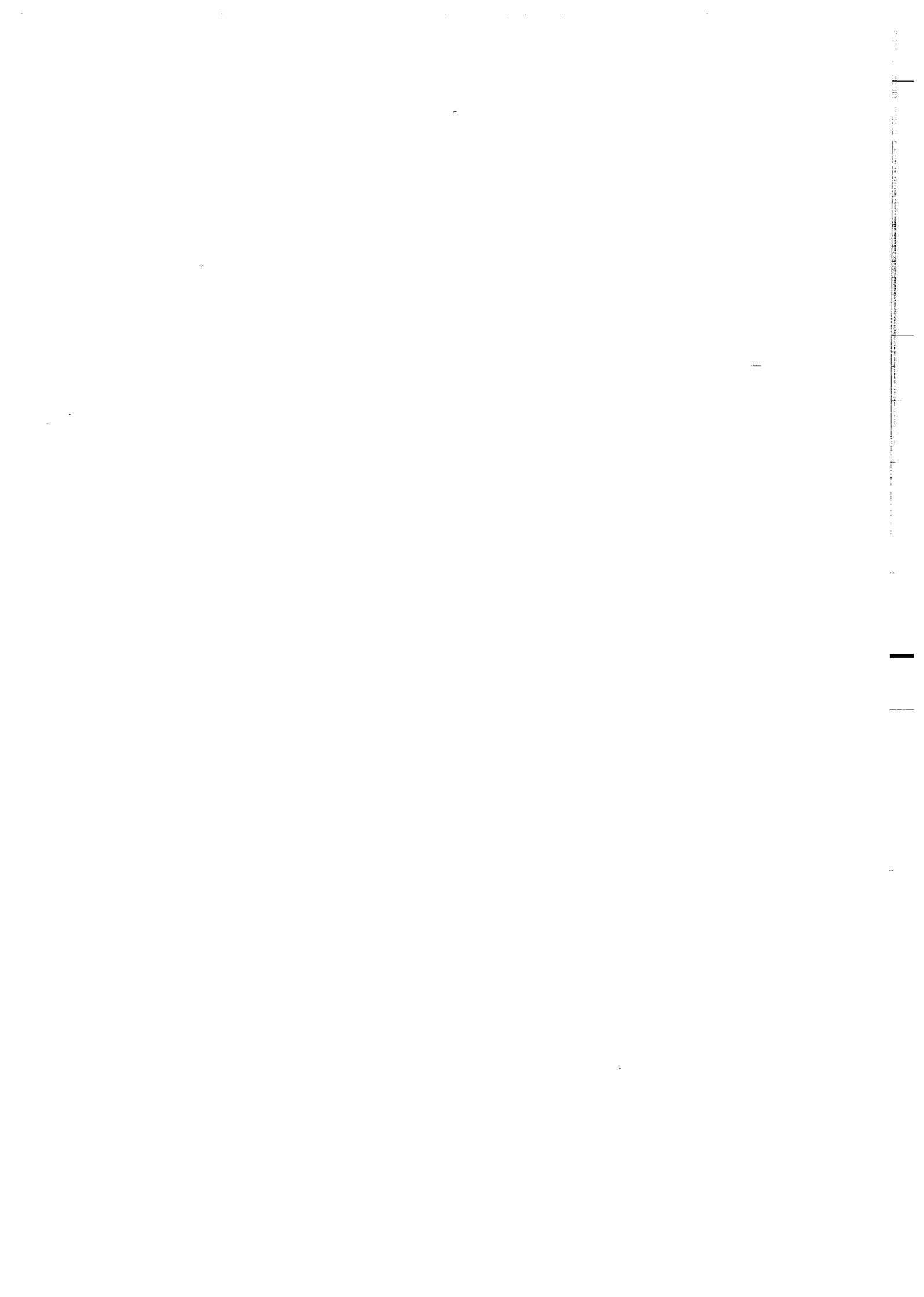


ANNEXES

Puits	Stigle	X	Y	Z Sol	Base Ceno	Mis Ceno	Sommet Turo	Mis Contact	Mis Contact2 Majeure	Sommet Santo	Mis Campa	Mis Maastr1	Mis Maastr2	KT
Altre 1	AIR1	366882.00	156562.00	159.50	1925	1797	1740	1717	1699	1688	1852	1583	1554	1530
Articulouan 101	ARN101	390133.00	112872.00	262.00	4006	3116	2500	?	2425	2000	1784	1970	2250	1493
Audignon 3	A3	360878.00	164825.00	34.00	1281	1184	1013	948	893	852	784	741	846	565
Audignon 4	A4	360457.00	167169.00	119.10	1738	1400	1222	1215	1170	1102	1001	950	837	744
Audignon 6	A6	362269.00	167044.00	109.60	952	945	920	926	919	876	868	813	778	758
Audignon 10	A10	377553.00	161190.00	74.60	367	363	334	334	317	293	277	212	162	160
Barrau 1	BARR1	397939.00	178411.00	70.45	1931	1757	1698	1694	1636	1577	1665	1511	1492	1375
Beaulieu 1	BL1	420275.00	160983.00	166.70	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Boucoule 1	BOC1	390039.90	141973.92	189.83	2469	2395	2317	?	2221	2163	2133	2041	1925	1855
Braesembovy 201	BRA201	354258.00	151446.00	47.40	2101	1827	1680	1634	1601	1508	1452	1395	1281	1211
Brocas Fks 1	BRF1	363912.00	192508.00	61.20	1210	1047	1004	?	975	919	904	836	728	716
Buret 1	BUT1	396901.10	160083.20	109.50	1834	1697	1638	1637	1600	1553	1547	1498	1498	1428
C Riv Basses 1	CRB1	408504.00	146259.00	228.93	2258	2235	2205	2204	2188	2120	2119	2080	2053	1938
Castelnau Turcan 1	CTT101	378244.00	153434.00	80.50	1502	1407	1360	1352	1311	1284	1248	1190	1128	1080
Cledeas 201	CLD201	379345.00	150109.00	84.20	1749	1669	1611	1600	1567	1516	1484	1455	1404	1343
Gammard 1	GAM1	342574.00	163817.00	81.00	826	803	724	720	686	650	643	?	?	607
Garein 1	GRN1	382950.00	168450.00	84.00	2301	2112	2026	?	1922	1813	1770	1672	1580	1485
Garcoss 1	GRS1	398250.00	192392.00	78.30	2285	2157	2081	2058	2018	1945	1939	1908	1828	1790
Geauna 1	GN1	378392.00	156415.00	157.50	1104	1030	989	989	974	940	926	829	806	792
GMM 2	GMM2	375275.00	182275.00	49.00	?	?	?	?	?	?	?	?	?	1202
Gouchara 1	GO1	392700.00	171004.00	55.29	?	?	?	?	?	?	?	?	?	1924
Grenade 1	GAR1	379735.00	171615.00	93.85	2149	1987	1905	1847	1777	1707	1686	1638	1579	1482
Grenade 2	GAR2	378959.00	173659.00	83.26	2085	1950	1882	1829	1781	1688	1670	1612	1557	1462
Laborde 1	LBD1	325574.00	186838.00	78.00	2098	1944	1885	1885	1885	1838	1838	1837	1776	1748
Labrit 1	LBT1	395684.00	203397.00	82.60	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Labrit 2	LBT2	398374.00	204174.00	80.57	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Lecuy 101	LCY101	390825.00	187785.00	107.70	825	590	580	?	564	547	542	519	498	497
Le Vignau 1	LVG1	399993.00	168032.00	117.63	1860	1725	1655	1653	1619	1566	1552	1508	1473	1418
Lesop 1	LSR1	339853.00	176550.00	29.40	2112	1841	1887	1841	1814	1758	1748	1758	1742	1742
Lourine 1	LRI1	387585.00	156715.00	154.00	2190	2037	1960	1908	1858	1817	1804	1792	1744	1687
Louillages 1	LLS1	425295.00	147190.00	185.08	1658	1627	1595	1595	1587	1563	1563	1538	1514	1463
LS 1	LS1	357453.78	181876.33	29.56	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
LS 2	LS2	354903.04	183448.01	50.86	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
LS 3	LS3	357113.50	182012.00	24.80	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
LS 4	LS4	365803.49	176988.44	81.13	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
LS 7	LS7	382058.72	180883.66	56.88	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
LS 8	LS8	358425.00	183419.00	31.50	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Lussagnet 1	LU1	393218.00	168864.00	93.80	1155	1103	1089	?	1074	1068	1068	1040	1019	950
Mempas 1	MPS1	356592.00	147483.00	126.54	3028	2764	2647	2600	2517	2429	2363	2306	2171	2102
Maurin 1	MRI1	383060.00	174890.00	89.38	1927	1836	1770	1725	1680	1588	1572	1526	1498	1420
MM 1	MM1	381936.00	177156.00	69.50	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
MM 2	MM2	362152.00	178344.00	61.80	1778	1588	1524	1448	1403	1360	1322	1254	1164	1144
Nabalet 2	NAT2	355441.00	148618.00	79.00	2714	2452	2312	2260	2202	2112	2063	2003	1865	1798
Nogaro 1	NO1	403463.00	167495.00	85.1	1125	1024	1010	?	982	982	982	940	890	784
Pecorede 1	PEC1	381550.00	153380.00	137.84	1449	1374	1348	1345	1314	1268	1257	1231	1187	1115
Pecorede 2	PEC2	383135.00	153840.00	130.05	1457	1385	1353	1348	1320	1285	1269	1233	1200	1130
Pompa 1	PPS1	364700.00	136200.00	127.50	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Riccia 1	RIS1	403768.00	155355.00	103.50	1678	1589	1555	1555	1521	1480	1477	1442	1411	1376
Seres Gaston 1	SRS1	370008.00	155118.00	91.30	1594	1284	1170	1180	1134	1094	1002	950	848	790
Thera 301	TZ301	384115.00	134210.00	227.80	2812	2570	2421	?	2321	2245	2202	2090	1980	1857
Toulouzeite 1	TLZ1	358608.00	165884.00	32.90	2388	2132	1878	1822	1768	1720	1679	1642	1538	1467
Verlus 1	VLS1	394278.00	148035.00	103.40	2438	2313	2253	2246	2213	2170	2135	2086	2008	1940
Villanave 1	V1	350805.00	188527.00	47.20	1793	1683	1583	1521	1477	1407	1399	1371	1280	1229
Villanave 2	V2	343594.00	193338.00	74.60	2187	2052	1985	?	1966	1827	1900	1855	1780	1715
Ataignan 2	AGN2	418120.00	124330.00	212.48	2588	2494	2414	?	2318	2225	2201	2080	1933	1827
Crousailles 1	CRS1	403498.00	138087.00	250.72	2556	2510	2485	?	2429	2485	2375	2327	2258	2166
Lacouquère 1D	LLE1D	398063.57	125699.48	331.58	2150	2092	2015	?	1978	1882	1856	1795	1693	1653
Moncaup 1	MCP1	408117.37	135365.82	210.84	2037	2057	2020	?	1981	1908	1890	1788	1698	1602
Payrolongue 1	PEY1	401568.00	127387.00	286.70	2020	1996	1980	?	1817	1833	1788	1655	1581	1505
Sombrun 1	SON1	412080.00	132605.00	177.20	2143	2094	2068	?	2041	2068	1989	1859	1777	1663
Vic-Bilh 2	VBH2	398818.00	138208.00	162.80	2093	1997	1935	?	1885	1825	1795	1730	1613	1548
Lacaves 1	LCA1	415895.00	131845.00	182.30	1731	1711	1702	?	1679	1645	1620	1552	1489	1489

Non foré
Indéterminé ou non corréls
Onlap
Troncature
Données confidentielles





MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
Tél : (33) 02-23-23-60-80 - Fax (33) 02-23-23-56-80

N° 1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **140 F - 21.34 €**

N° 2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74, fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **85 F - 12.96 €**

N° 3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9, tabl., 19 pl. (1985). **55 F - 8.38 €**

N° 4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55 F - 8.38 €**

N° 5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16, tabl., 12 pl. (1986). **70 F - 10.67 €**

N° 6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55 F - 8.38 €**

N° 7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115 F - 17.53 €**

N° 8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95 F - 14.48 €**

N° 9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N° 10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé**

N° 11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). **90 F - 13.72 €**

N° 12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). **75 F - 11.43 €**

N° 13 - **H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). **95 F - 14.48 €**

N° 14 - **J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). **95 F - 14.48 €**

N° 15 - **B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I, tabl., 82 pl. (1987). **265 F - 40.40 €**

N° 16 - **_. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). **110 F - 16.77 €**

N° 17 - **J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). **90 F - 13.72 €**

N° 18 - **_. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). **140 F - 21.34 €**

N° 19 - **M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). **Epuisé**

N° 20 - **J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). **85 F - 12.96 €**

N° 21 - **R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). **Epuisé**

N° 22 - **S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98, tab., 11 pl. photo., 1 pl. h.texte, (1989). **160 F - 24.39 €**

N° 23 - **A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). **100 F - 15.24 €**

N° 24 - **J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). **170 F - 25.95 €**

N° 25 - **C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989). **90 F - 13.72 €**

N° 26 - **J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989). **210 F - 32.01 €**

- N° 27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175 F - 26.68 €
- N° 28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275 F - 41.92 €
- N° 29 - _ . LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150 F - 22.87 €
- N° 30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100 F - 15.24 €
- N° 31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F - 19.82 €
- N° 32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F - 32.01 €
- N° 33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F - 30.49 €
- N° 34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F - 60.98 €
- N° 35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F - 27.44 €
- N° 36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F - 15.24 €
- N° 37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160 F - 24.39 €
- N° 38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160 F - 24.39 €
- N° 39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . Epuisé
- N° 40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150 F - 22.87 €

- N° 41 - G. RUFFET** - Paléomagnétisme et $40\text{Ar}/39\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain). 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). **120 F - 18.29 €**
- N° 42 - P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). **210 F - 32.01 €**
- N° 43 - G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). **130 F - 19.82 €**
- N° 44 - J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). **170 F - 25.92 €**
- N° 45 - M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). **1 80 F - 27.44 €**
- N° 46 - J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil). 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). **300 F - 45.73 €**
- N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 85 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). **100 F - 15.24 €**
- N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). **100 F - 15.24 €**
- N° 49 - . HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). **180 F - 27.44 €**
- N° 50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). **190 F - 28.97 €**
- N° 51 - T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. En annexe, (1993). **190 F - 28.97 €**
- N° 52 - J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). **350 F - 53.36 €**

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993).

220 F - 33.54 €

N° 54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales. 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994).

150 F - 22.87 €

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre. 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993).

175F - 26.68 €

N° 56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994).

270 F - 41.16 €

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994).

155 F - 23.63 €

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994).

180 F - 27.44 €

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141, fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995).

270 F - 41.16 €

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995).

150 F - 22.87 €

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995).

220 F - 33.54 €

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995).

160 F - 24.39 €

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995).

150 F - 22.87 €

N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995).

150 F - 22.87 €

N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995).

Epuisé

- N° 66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). **170 F - 25.92 €**
- N° 67 - **M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1996). **140 F - 21.34 €**
- N° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmesssa (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1996). **130 F - 19.82 €**
- N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1996). **100 F - 15.24 €**
- N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1996). **100 F - 15.24 €**
- N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1996). **120 F - 18.29 €**
- N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1996). **200 F - 30.49 €**
- N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). **120 F - 18.29 €**
- N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). **150 F - 22.87 €**
- N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). **100 F - 15.24 €**
- N° 76 - **D. CHARDON** - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation hermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). **130 F - 19.82 €**
- N° 77 - **C. ROBIN** - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). **180 F - 27.44 €**

N° 78 - **D. GRANJEON** - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). **100 F - 15.24 €**

Hors Série N°1 - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1997). **50 F - 7.62 €**

N° 79 - **A. JAFFREZIC** - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). **130 F - 19.82 €**

N° 80 - **O. BOUR** - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). **100 F - 15.24 €**

N° 81 - **_. BONNET** - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). **85 F - 12.96 €**

N° 82 - **S. GESSA** - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997). **125 F - 19.06 €**

N° 83 - **T. MAUDUIT** - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au Golfe de Guinée. 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998). **100 F - 15.24 €**

N° 84 - **G. QUEREL** - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). **95 F - 14.48 €**

N° 85 - **M. DIRAISON** - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998). **130 F - 19.82 €**

N° 86 - **S. BONNET** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. 352 p., 144 fig., dont 7 pl. coul., +1 pl. coul. et 3 transparents en annexe, (1998). **115 F - 17.53 €**

N° 87 - **F. TOUCHARD** - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploëmeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). **115 F - 17.53 €**

N°88 - **T.V. LE** - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam). 229 p., 131 fig., dont 16 pl. coul. + annexes (1999). **110 F - 16.77 €**

N° 89 - **V. CHAVAGNAC** - Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism : examples from the HT-LP metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa and the UHP metamorphic terrane of Dabieshan, Central China. 405 p., 126 fig., 47 tabl. (1999). **150 F - 22.87 €**

POUR PASSER COMMANDE

Collection des MEMOIRES	Collection des CAHIERS TECHNIQUES
S'adresser à : Arlette FALAISE Géosciences Rennes Université de rennes 1 F-35042 Rennes cedex Tel : 02 23 23 60 80 Fax : 02 23 23 56 80 mail : arlette.falaise@univ-rennes1.fr	S'adresser à : Marie-Paule BERTRAND Géosciences Rennes Université de rennes 1 F-35042 Rennes cedex Tel : 02 23 23 55 93 Fax : 02 23 23 61 00 mail : marie-paule.bertrand@univ-rennes1.fr
Votre commande doit être accompagnée, soit : - de votre bon de commande - ou bien de votre règlement par chèque à l'ordre de : <i>Agent comptable du CNRS</i>	

BON DE COMMANDE

NOM	
ORGANISME	
ADRESSE	

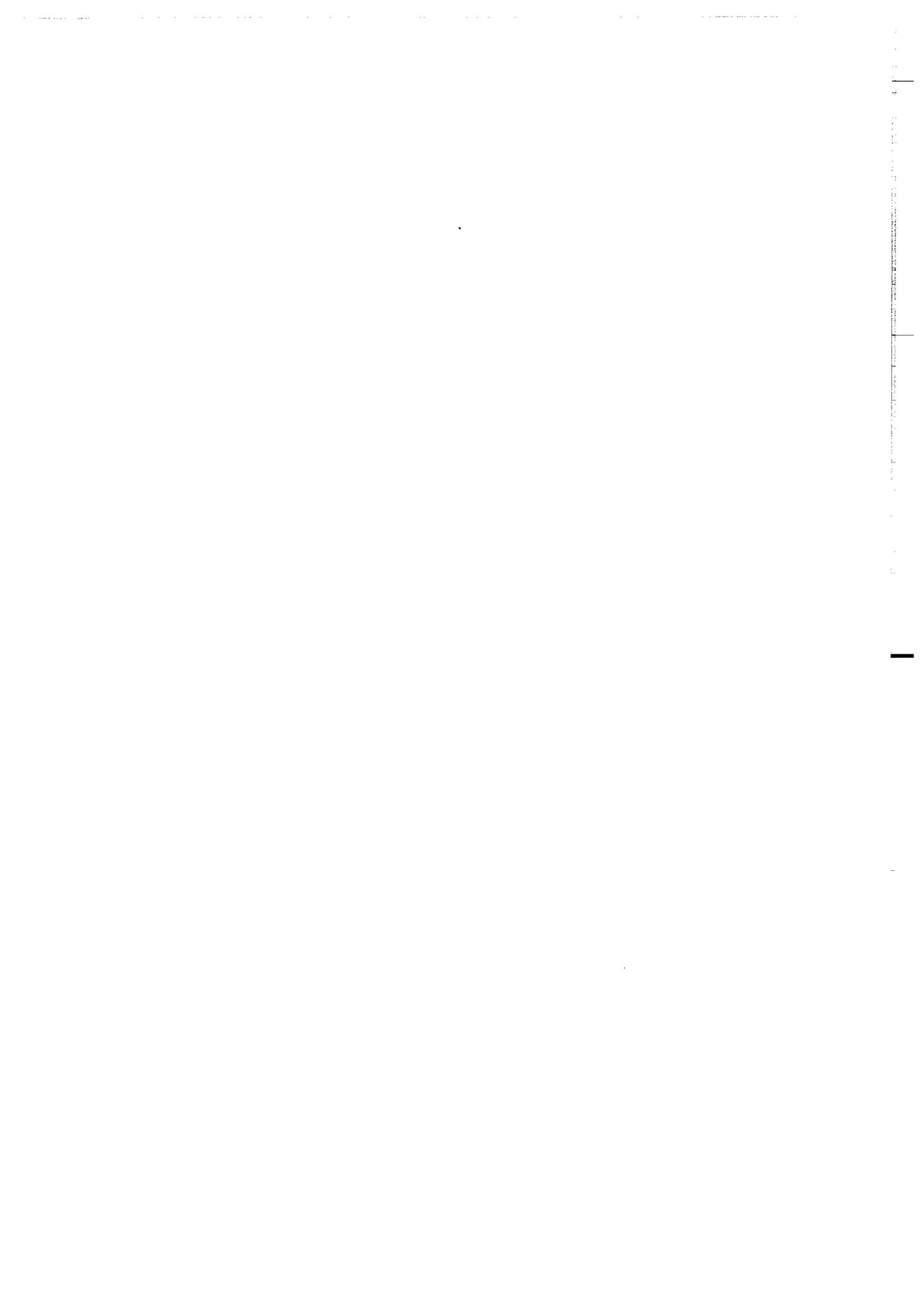
Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants (cocher la collection concernée):
 dans la collection des Mémoires
 dans la collection des Cahiers techniques

N°	Auteur - Titre	Nombre d'ex	Prix unitaire	Total 1
Frais de port : 3,05 € le volume 0,76 € par volume supplémentaire			Total 2	
TOTAL DE LA COMMANDE			Total 1 + Total 2	

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépôt Légal

4ème Trimestre 2002



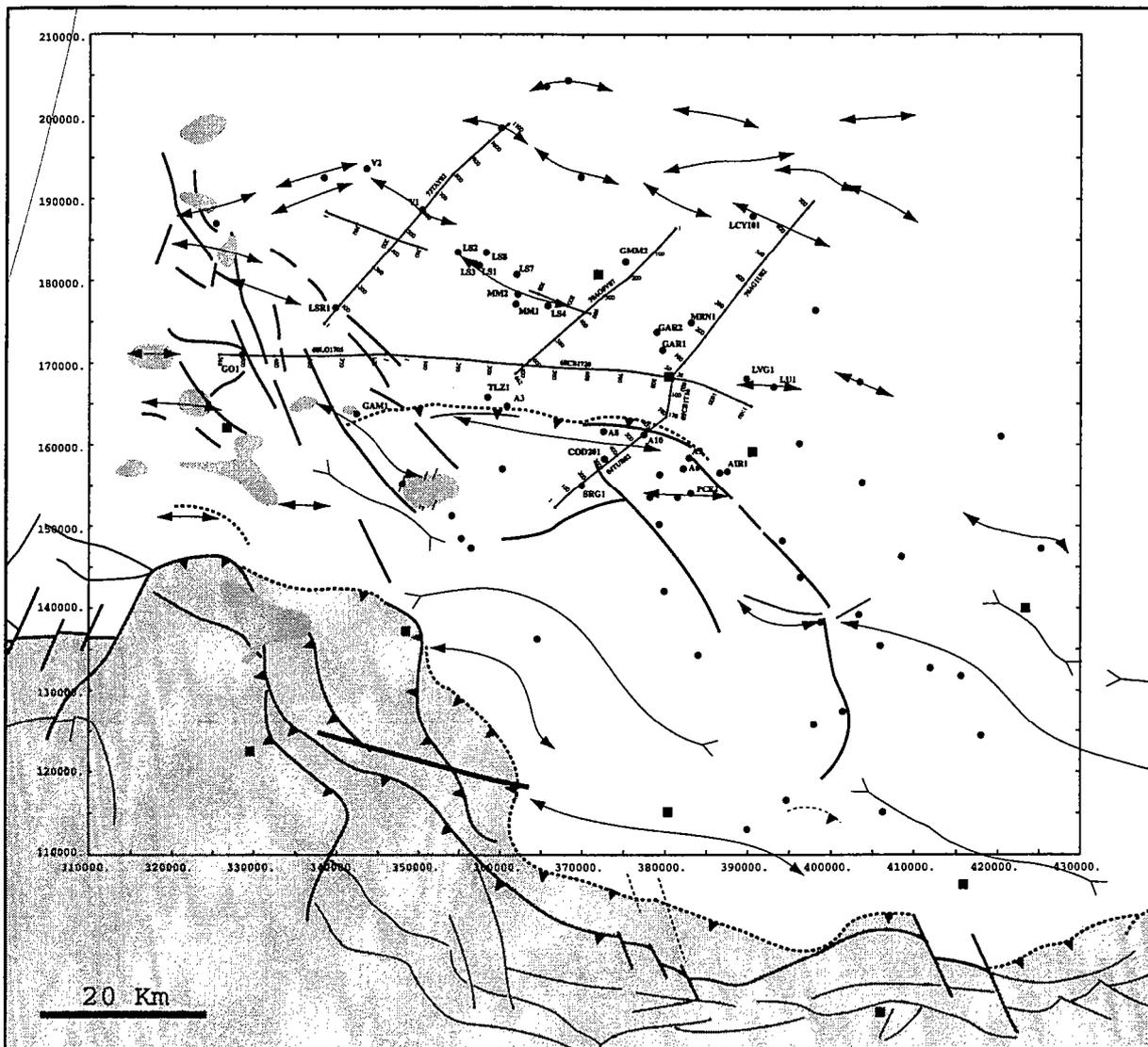
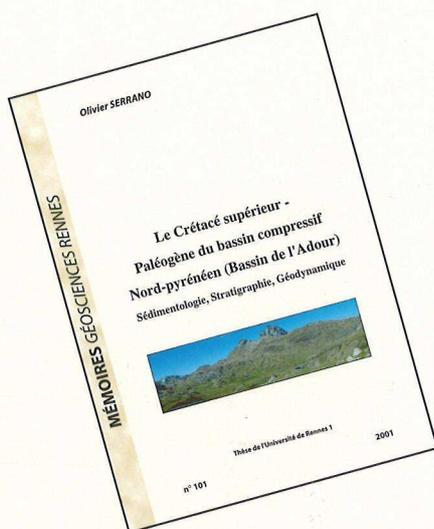


Figure IV-16 : Plan de position des lignes sismiques du bassin de l'Adour interprétées.



**Le Crétacé supérieur -
Paléogène du bassin compressif
Nord-pyrénéen
(Bassin de l'Adour)**
Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique

Résumé

Les bassins sédimentaires sont l'expression de déformations lithosphériques. Plus la durée de vie d'un bassin est longue, plus sa probabilité de changer de nature géodynamique est forte. De nombreux bassins enregistrent le passage d'un régime extensif à un régime compressif. Cette évolution peut se traduire par un arrêt définitif de son fonctionnement, ou à l'inverse, par une réorganisation majeure de la subsidence et des faciès. Ces évolutions sont de type marge passive / marge active ou de type bassin intracratonique / bassin d'avant-pays, voire rift oblique / avant-pays. Si le premier type d'évolution a fait l'objet de nombreuses modélisations, ce n'est pas le cas du dernier.

Le propos de ce travail est d'étudier les modalités de passage d'un rift oblique à un bassin d'avant-pays et ses conséquences sur l'enregistrement sédimentaire à partir de l'analyse 3D des géométries sédimentaires (Serrano et al., 2001). Le domaine étudié est le bassin d'Aquitaine du Crétacé supérieur au Paléogène, durant la convergence Ibérie-Eurasie et sa conséquence : la formation de la chaîne des Pyrénées.

En effet, si l'histoire du Crétacé inférieur à l'Eocène supérieur est relativement bien connue, avec (1) un rift oblique au Crétacé inférieur et (2) la "phase" dite pyrénéenne à l'Eocène moyen-supérieur, les modalités d'évolution de l'un à l'autre demeurent sujettes à nombreuses discussions.

Nous nous proposons donc, d'apporter de nouveaux éléments pour contraindre cette étape cruciale de l'histoire du bassin d'Aquitaine que constitue le passage d'un régime extensif à un régime compressif. Cette démarche repose sur une analyse 3D des géométries sédimentaires selon les principes de la stratigraphie séquentielle, sur puits et sismique.

Mots clés :

Aquitaine, Crétacé supérieur / Paléogène, bassin d'avant-pays, Pyrénées, stratigraphie séquentielle, sédimentologie, sismique, plates-formes carbonatées, deltas



Éditions de Géosciences Rennes

Université de Rennes 1 - F - 35042 Rennes Cedex

ISSN 1240-1498

ISBN 2-914375-06-9