



**UNIVERSITE TOULOUSE III PAUL SABATIER**

**MASTER 2 SCIENCES DE LA TERRE, PLANETES, ENVIRONNEMENT**

**Parcours TERRE ET GEORESSOURCES**

## **RAPPORT DE STAGE**

### **LE DEVONIEN DE PAYS BASQUE : CARACTERISATION PALEOENVIRONNEMENTALE D'UN SYSTEME MIXTE (RAMPE ?) ET SES VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES (FACIES, MILIEU DE DEPOT)**

Effectué au Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET)

Sous l'encadrement de :

- Markus Aretz, Maître de Conférences (H.D.R 2011), GET
- Elise Nardin, Chargée de Recherche CNRS, GET

Et réalisé par  
Serge Kouakou YAO

SEPTEMBRE 2017

## AMI RGF-Pyrénées 2016

Bilan « Projet Stage de recherche Master 2 de Serge YAO »

### **Le Dévonien du Pays Basque : Caractérisation paléoenvironnementale d'un système mixte (rampe ?) et ses variations spatio-temporelles (faciès, milieux des dépôts, et provenance des sédiments détritiques)**

Le stage de recherche M2 de M. Serge YAO se déroulé entre Février et Juillet 2017 (soutenance repoussée en septembre) et il a résulté dans la rédaction d'un mémoire de stage de 47 pages intitulé *Le Dévonien du Pays Basque : Caractérisation paléoenvironnementale d'un système mixte (rampe ?) et ses variations spatio-temporelles (faciès, milieux des dépôts, et provenance des sédiments détritiques)* et les dépôts des données géospatialisées dans la base de données du RGF. Il faut noter que le jury du M2 STPE de l'Université Paul Sabatier n'a validé le stage de recherche de M. YAO ni en première, ni en deuxième session.

Dans ce rapport, les encadrants du stage de recherche M2, Markus Aretz et Elise Nardin, présentent un court bilan des travaux effectués dans le Dévonien inférieur et moyen du Pays Basque.

Quatre objectifs principaux été définis au début du projet afin de répondre aux grands défis de la compréhension des successions dévoniennes du Pays Basque.

- (1) Les calcaires à polypiers dans la succession ;
- (2) Les ooïdes ferrugineux comme marqueurs régionaux de la limite l'Emsien terminal-base de l'Eifelien ;
- (3) Caractérisation des roches détritiques pour contribuer à la détermination de la provenance et donc de l'hinterland érodé ;
- (4) Interprétation de la paléoprofondeur : placer le Pays Basque dans un contexte de l'ensemble de la chaîne en lien avec la thèse de Manon NEGREL.

Nos travaux se basent sur deux missions de terrains dans des régions et les coupes-clefs préalablement identifiées par des recherches bibliographiques. Nous avons fait attention d'avoir une vaste distribution des coupes étudiées du Dévonien inférieur et moyen afin d'avoir la possibilité de caractériser l'ensemble du Pays Basque.

Constations et observations générales:

- Les affleurements sont des qualités très variables. L'observation de coupes avec une grande continuité verticale reste problématique dans certaines parties du Pays Basque ; notamment dans les zones occidentales et centrales comme autour d'Ainhoa et de Laxia. Les meilleures coupes se trouvent dans les hauteurs du Massif d'Aldudes et au bord de certaines routes, p.ex. D 918 au sud d'Ossès dans la vallée de la Niève.
- Les logs 'de références' figurés dans la synthèse de Majesté-Menjoulas & Rios (1996) sont assez schématiques. Ils offrent des aperçus de la région en question, mais ils restent difficilement reconnaissables et utilisables sur le terrain.
- Les unités lithostratigraphiques utilisées sur les cartes géologiques et surtout les limites ne sont pas toutes reconnaissables. Ce problème ne concerne pas seulement les trois cartes Espellette (1026), Iholdy (1027) et Saint Jean-Pied de Port (1049), suite aux incohérences entre la carte la plus ancienne et celle la plus récente, mais touche les détails à l'échelle d'une carte. Par exemple, à Château Pignon, partie sud de la carte 1049, il est impossible de voir une limite entre la D2c-d et D2e-f. Au mieux il y a un changement lithologique subtil mais les lithologies ne sont pas celles décrites dans la notice de la carte.
- La carte de Richard (1986) est très différente pour les zones d'Ainhoa et de Laxia. Elle semble être plus juste, mais les conditions d'affleurement d'aujourd'hui ne permettent pas de la vérifier.

- La distribution et la division du Dévonien sur la carte la plus ancienne (Espelette, #1026) sont fausses.
- De nombreuses strates sont pauvres en organismes rendant ainsi les reconstructions paléoenvironnementales et datations difficiles. Nous n'avons pas réussi à retrouver certains niveaux fossilifères indiqués par des auteurs précédents comme Heddebaut (1973, 1975).

Dans la suite nous allons mettre en lien nos résultats avec les objectifs initiaux.

### *(1) Les calcaires à polypiers*

Des calcaires à polypiers, dits récifaux, sont un phénomène rare dans le Dévonien inférieur de l'Europe. De ce fait, les calcaires emsiens du Château Pignon et d'Ardaza sont particulièrement intéressants.

À Château Pignon nous avons observé sur une longueur de 100 m et d'une épaisseur maximale de 10 m un biostrome à tabulés, stromatopores et rugueux dans des calcaires bien lités (épaisseur moyenne des bancs de 20 cm). Ce biostrome se forme dans un milieu agité comme en témoignent les clastes (y compris des clastes qui contiennent des bioconstructeurs) dans un rudstone dans la partie occidentale de la coupe et la texture packstone/grainstone trouvée entre les bioconstructeur à l'intérieur du biostrome. La formation du biostrome est plusieurs fois interrompue (bancs intercalés sans bioconstructeurs ; wackestone/packstone bioclastiques). Très localement nous observons la formation d'un framework récifal, mais cela reste des petits ilots qui n'ont contribué en aucun cas à la formation d'un récif en tant que structure qui maintenait un relief important. Ce biostrome s'est formé sur la plate-forme dans une profondeur modérée bien au-dessus de la limite de vagues de tempête.

A Ardaza la situation est un peu différente. Il y a plusieurs horizons riches en bioconstructeurs (coraux, stromatopores). La majorité de ces horizons correspond plutôt à des prairies à coraux et stromatopores sans qu'une véritable structure récifale se forme dans la partie inférieure. Dans la partie sommitale de la coupe, la situation est un peu différente. Dans une zone, une petite falaise difficilement accessible montre un petit bioherme à tabulés et stromatopores. Le relief estimé de ce patch reef dépasse le 5 m, son largueur estimé est inférieur de 50 m. Latéralement nous observons que des prairies passent dans des petites biostromes (peu haut, peu large) qui se formaient quand la distance entre bioconstructeurs se réduisait. A Ardaza, nous sommes pour la plupart de la coupe dans une zone de la plate-forme avec une profondeur modérée entre la limite des vagues de beau temps et la limite de vagues de tempête, parfois un peu moins profond (débris et textures sparitiques), parfois un peu plus profond (moins des débris et fossiles, plus des calcaires légèrement argileuse et textures micritiques).

Les deux coupes permettent de proposer que cette partie du Massif d'Aldudes correspond à l'Emsien supérieur à une plate-forme carbonate moyennement profonde, influencée périodiquement par des tempêtes. Les coraux et stromatopores ne forme pas des récifs sensu stricto, surtout pas une barrière récifale. Après ces résultats, la bathymétrie était plus importante dans cette zone qui est souvent considérée comme la moins profonde de la série du Dévonien inférieur.

L'objectif initial est atteint. Avant de publier les résultats il faut des analyses supplémentaires pour augmenter les nombres des échantillons et pour encore mieux documenté en détails les distributions des bioconstructeurs, surtout dans la coupe du Château Pignon. Une coopération pour étudier la taxonomie des bioconstructeurs est en train de se mettre en place avec J. Denayer (Université de Liège).

### *(2) Les ooïdes ferrugineux*

Dans la vallée de Laxia, nous avons pu localiser le chemin d'accès à une ancienne mine qui devrait exposer le niveau stratigraphique ciblé, mais les conditions d'affleurement étaient trop mauvaises pour une étude. La coupe à la sortie est du village de Laxia ne montre pas une concentration en fer

suffisante dans l'intervalle de la limite. Le seul fait marquant est la présence d'un mince niveau riche à nodules. Dans la vallée de la Niève près la limite Emsien-Eifelien indiqué sur la carte géologique et à Ainhoa (à l'entrée d'une ancienne mine) nous avons trouvé des zones qui sont plus riches en fer, mais les oïdes sont absents.

Donc cet objectif ne pouvait pas être atteint car nous n'avons pas trouvé une coupe dans laquelle ces oïdes affleurent.

### *(3) Caractérisation des roches détritiques.*

Au premier ordre, les successions du Dévonien inférieur sont lithologiquement plus variées, et surtout les roches détritiques grossières (grès, quartzites ; les deux parfois dolomités) et les carbonates (calcaires parfois silicifiés, dolomies, dolomies siliceuses) sont plus abondantes que pendant le Dévonien moyen où dominant des ensembles plutôt silto-argileux avec quelques intercalations sableuses. En général, nous avons trouvé très peu de structures sédimentaires dans les roches détritiques sur le terrain ; ce qui a compliqué largement la résolution de notre sous-objectif d'améliorer les interprétations paléoenvironnementales.

Dans les deux coupes d'Ainhoa et de Laxia nous avons pu observer la limite Emsien-Eifelien et nous constatons la présence des niveaux gréseux autour de la limite dans une succession dominée par des argilites et siltites. Ce changement de granulométrie laisse penser à une diminution de la paléobathymétrie à la limite Emsien/Eifelien, mais il nous manque des données stratigraphiques précises pour confirmer cette hypothèse.

Nous avons échantillonné dans la vallée de la Niève une coupe montrant une grande partie du Dévonien inférieur ; sans lacune apparente la transition Silurien - Lochkovien jusqu'au schistes à nodules du Dévonien moyen (D3-4). La suppression tectonique du Emsien supérieur dans cette coupe reste à vérifier. 10 échantillons caractéristiques des différentes unités stratigraphiques de cette coupe étaient envoyés à ALS Geochemistry pour une caractérisation de la composition élémentaire (éléments majeurs, mineurs et trace). La procédure était plus longue que initialement prévue et nous attendons de recevoir les résultats de ces analyses pour les traiter et interpréter.

L'objectif initial n'est atteint que très partiellement. L'absence régulière des structures sédimentaires est une limitation importante pour la reconstruction des milieux de dépôts et l'analyse paléoenvironnementale. La détermination de la provenance des sédiments est en cours et nous commençons à constituer une base de données. Mais cette démarche va prendre plus de temps que prévu et va avoir besoin des analyses des coupes contemporaines en-dehors du Pays Basque. Rétrospectivement nous avons sous-estimé le temps nécessaire pour préparer et effectuer les analyses géochimiques.

### *(4) Interprétation de la paléoprofondeur*

C'est un de nos objectifs à long terme qui inclut nos travaux personnels et l'ensemble des travaux financés dans le cadre du programme RGF-Pyrénées (M2 Rudman, M2 YAO, thèse Nègre). Nos résultats restent encore préliminaires, mais nous progressons lentement en accumulant les données dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne. En général, des grandes incertitudes pour les milieux de dépôts sont un problème récurrent dans le Dévonien pyrénéen. Les paléoprofondeurs supposées et leurs évolutions apparaissent souvent un peu exagérées ; soit trop peu profondes, soit trop profondes. Nous l'avons vu dans le Pays Basque (p.ex. partie sud du Massif d'Aldudes) et ailleurs (p.ex. dans le Emsien du Couserans qui est plus profond que prévu). En partie c'est un problème d'échelle car les variations latérales de faciès dans une région peuvent être importantes et il est parfois difficile de moyenniser les observations.

## DEDICACE

Je souhaiterais dédier ce rapport de stage :

A mon père, monsieur **KOUADIO YAO MARTIN**

A ma mère, madame **KOFFIAMENAN CLAIRE**

A ma femme **OKA AHOU MARTINE**

A la famille **AHOKO**

A la famille **OKA**

A la famille **LEICHLE**

Au corps enseignant du master 2 Terre et Géoressources de l'université Paul Sabatier

A **Victor AHIBO** et **Souleymane SALL**, deux amis formidables, au cœur en or

A mes ami(e)s et connaissances dans le monde entier.

## REMERCIEMENTS

C'est sous la direction de mes encadrants hyper-rigoureux, madame ELISE NARDIN et monsieur MARKUS ARETZ que j'ai réalisé ce rapport de stage.

A monsieur MARKUS ARETZ, je voudrais lui adresser un sincère et chaleureux remerciement pour avoir accepté de m'encadrer durant ces 6 mois de stage. Un grand merci pour sa disponibilité, ses conseils, ses réponses à mes inquiétudes et surtout pour m'avoir donné le goût de la recherche scientifique. Je ne saurais trouver les mots nécessaires pour lui exprimer ma profonde gratitude et mon entière reconnaissance.

A madame ELISE NARDIN, je lui dis merci de m'avoir fait confiance et de m'avoir guidé pendant ces 6 mois de stage. Son sourire et sa disponibilité m'ont aidé tout au long de ce stage. Ces critiques et remarques constructives m'ont été d'un bénéfice inestimable. Merci Élise !

Au corps enseignant du master STPE parcours Terre et Géorressources de l'université Paul Sabatier de Toulouse, je leur adresse un sincèrement remerciement pour m'avoir donné le meilleur enseignement possible dans un climat de solidarité, d'entraide et de concorde sociale.

Aux rapporteurs et aux membres du jury, je tiens à les remercier de porter un jugement critique sur ce modeste travail.

Ma profonde gratitude est adressée aux techniciens du laboratoire d'élaboration des lames minces du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) pour leur immense appui technique. Je leur exprime ma reconnaissance pour l'aide inestimable qu'ils m'ont apporté dans la réalisation de ce travail.

Je ne pourrai terminer sans adresser ma reconnaissance à mes collègues de promotion. Enfin, je remercie mes ami(e)s qui, de près ou de loin, m'ont soutenu tout au long de ce stage et de mon cursus académique. Je ne pourrais vous nommer tous, mais je n'oublierai pas le bienfait et toute l'aide que vous m'avez apporté.

Merci à tous.

## TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	2
REMERCIEMENTS.....	3
TABLE DES MATIERES .....	4
RESUME.....	5
ABSTRACT.....	5
I-INTRODUCTION.....	6
II- CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE .....	7
2.1 Aperçu général du Dévonien.....	7
2.2 Dévonien des Pyrénées.....	8
2.3 Synthèse du Dévonien Basque .....	10
III- ECHANTILLONNAGE ET PROCEDURE ANALYTIQUE.....	13
3.1 Echantillonnage.....	13
3.2 Procédure analytique.....	13
IV- ANALYSE DES MACROFACIES ET MICROFACIES.....	14
5.1.    Faciès calcaires.....	16
5.2 Faciès détritiques.....	22
V- DESCRIPTION DES COUPES.....	26
5.1 Domaine Oriental.....	26
5.2 Domaine Occidental: coupe d'Ainhoa.....	37
VI- INTERPRETATION PALEOENVIRONNEMENTALE & DISCUSSION .....	39
6.1 Interprétation paléoenvironnementale.....	39
6.2 Caractérisation des enregistrements récifaux dans le Pays-basque.....	42
6.3 Discussion .....	43
VII.CONCLUSIONS .....	45
VIII- REFERENCES.....	46
LISTE DES FIGURES.....	47

## RESUME

Les études de faciès et des microfaciès des affleurements paléozoïques du Pays Basque ont permis de reconstituer les modèles de sédimentation qui reflètent l'histoire des massifs au moyen d'un examen approfondi de leurs caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques. L'analyse des macrofaciès et des microfaciès ainsi que de leur évolution au cours du Dévonien révèle une sédimentation détritique au Dévonien moyen sur les coupes de Laxia et d'Ainhoa situées au Nord-Est puis une sédimentation carbonatée avec quelques passages détritiques au sein des coupes d'Ossès, du Château-Pignon et d'Adarza, situées au Sud-Ouest. Les corrélations entre ces différentes coupes du Pays basque mettent en évidence un paléoenvironnement de rampe. A l'échelle de la chaîne Pyrénéenne, les corrélations lithostratigraphiques révèlent que le Pays Basque représente la partie la moins profonde du bassin dévonien du fait des puissants dépôts détritiques tout au long du Dévonien.

**Mots-clés :** Laxia, Ossès, Château-Pignon, Adarza, Ainhoa, Pays basque, rampe, Pyrénéenne.

## ABSTRACT

Studies of facies and microfacies of the Paleozoic outcrops of the Basque Country have made it possible to reconstruct the sedimentation models that reflect the history of the massifs by means of a thorough examination of their sedimentological and paleontological characteristics. The analysis of macrofacies and microfacies as well as their evolution during the Devonian reveals a detritic sedimentation in the Middle Devonian on the sections of Laxia and Ainhoa located in the North-East and then a carbonated sedimentation with some siliciclastic passages in the cuts Ossès, Chateau-Pignon and Adarza, located in the south-west. The correlations between these different sections of the Basque Country highlight a paleoenvironment of ramp. On the scale of the Pyrenean chain, lithostratigraphic correlations reveal that the Basque Country represents the shallowest part of the Devonian basin because of the powerful detrital deposits throughout the Devonian.

**Keywords:** Laxia, Ossès, Chateau-Pignon, Adarza, Ainhoa, Pays-Basque, ramp, Pyrenean.

## I-INTRODUCTION

Les massifs paléozoïques basques occupent à l'ouest des Pyrénées, au-delà de l'envoyage de la Zone Axiale au méridien du Pic d'Anie, une position très particulière, due aux évènements tectoniques varisques et pyrénéens qui ont donné à cette région une grande hétérogénéité lithostratigraphique et structurale (Majesté-Menjoulas & Rios, 1996).

Les formations du Dévonien apparaissent au sein des différentes unités tectoniques pyrénéennes avec d'importantes variations de faciès, d'épaisseurs et d'âge (Fig. 1). Le Dévonien moyen et inférieur montre des faciès très différents pour lesquels la lithostratigraphie et la biostratigraphie montrent encore de nombreuses incertitudes. Le Dévonien supérieur des Pyrénées, en particulier le Famennien, révèle des faciès homogènes appelés faciès Griottes. Plusieurs travaux antérieurs (carte géologique, thèses), effectués dans le Dévonien ont contribué à localiser précisément les formations dévoniennes. Par ailleurs, les corrélations stratigraphiques, les interprétations paléoenvironnementales superficielles et l'incompréhension de la datation des phases orogéniques précoces apparaissent comme de nombreuses insuffisances dans les conclusions de ces travaux.

Majesté-Menjoulas & Rios (1996) ont établi un modèle paléogéographique qui ne prend pas en compte la possibilité de bassins multiples ou au moins des paléotopographies complexes ou encore l'influence de l'orogénèse varisque naissante, ce qui ne favorise pas la reconstruction de ses étapes initiales.

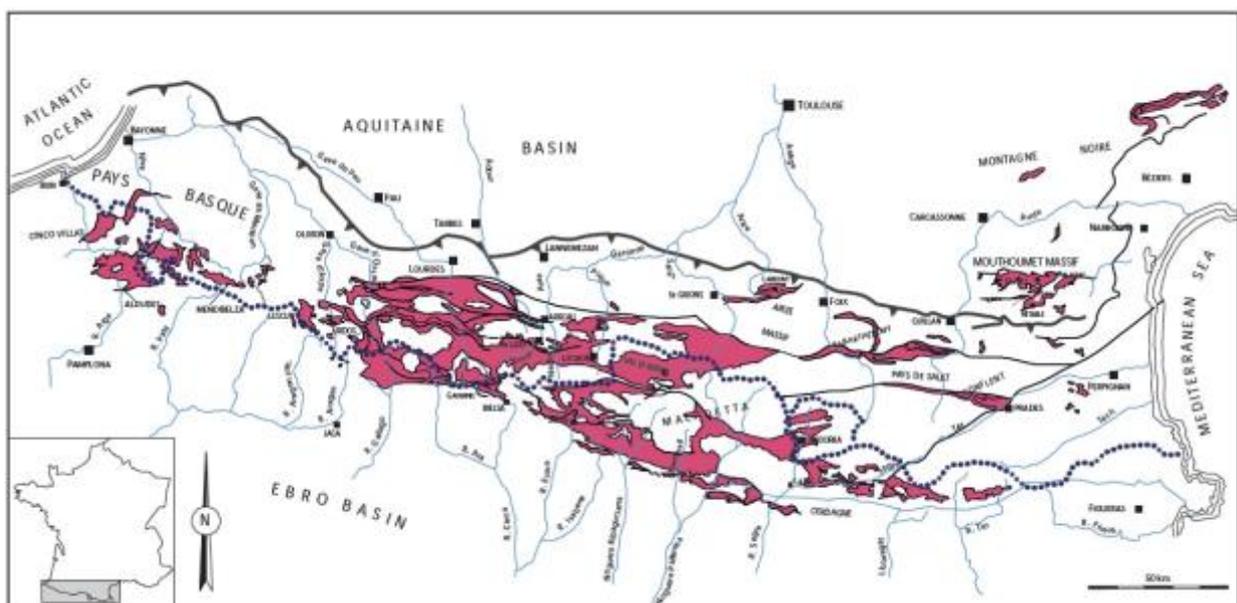


Figure 1. Répartition du Dévonien (en rose) des Pyrénées ; modifiée d'après Majesté-Menjoulas & Rios (1996)

Une synthèse complète de la spatialisation des différentes unités lithologiques et stratigraphiques du Dévonien du Pays Basque existe depuis les années 1980, mais l'analyse environnementale reste plutôt superficielle (Richard, 1987).

Cette étude est focalisée sur la caractérisation environnementale du Dévonien du Pays Basque et la compréhension de ses variations spatiales. Quelles variations sont liées à la dynamique sédimentaire, à la paléotopographie et aux variations eustatiques ? Ce système dit détritique regroupe plusieurs intervalles carbonatés assez importants, suggérant plutôt un contexte de rampe mixte.

Trois objectifs principaux fixés, permettront de comprendre et de caractériser la succession sédimentaire du Pays Basque :

(1) L'intégration des calcaires à polypiers dans la succession sédimentaire. Interprétations en tant que milieux récifaux sur les hauts fonds topographiques, qu'expression intervalles transgressifs, ou d'une autre dynamique ?

(2) Caractérisation des roches détritiques en se basant sur des analyses sédimentologiques (figures sédimentaires comme indices des paléocourants), microscopiques (analyses des grains et leurs proportions).

(3) Est-ce que le Pays Basque montre le faciès le moins profond du bassin ou est-ce qu'un apport détritique plus important que dans d'autres régions actuellement étudiées dans le cadre de la thèse de M. Négrel masque une certaine homogénéité de la paléoprofondeur ?

## II- CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

### *2.1 Aperçu général du Dévonien*

Le Dévonien, système périodique appartenant au Paléozoïque (419 à 359 Ma) est subdivisé en sept étages regroupés en trois séries (Fig. 2) (Ziegler, 1985).

- **Le Dévonien inférieur** : Lochkovien, Praguien, Emsien ;
- **le Dévonien moyen** : Eifélien, Givétien ;
- **le Dévonien supérieur** : Frasnien, Famennien.

Chronostratigraphie		BRGM	Niveau marin
<b>DEVONIEN</b>	supérieur	FAMENNIEN 359	D7
		FRASNIEN 372	D6
	moyen	GIVETIEN 383	D5
		EIFELIEN 387	D4
	inférieur	EMSIEN 393	D3
		PRAGIEN 407	D2
		LOCHKOVIEN 410	D1
		419	

Figure 2. Chronostratigraphie du système Dévonien accompagnée des légendes utilisées pour les cartes géologiques éditées par le BRGM et des variations relatives du niveau marin ; modifié d'après Cohen et al. (2013) et Johnson et al. (1985)

Au Dévonien, l'évolution des êtres vivants est dominée par la colonisation des milieux terrestres et par le développement dans les eaux douces des poissons cuirassés et des poissons à écailles (Tucker, 1995, 1998 ; Becker, 1993).

La faune marine dévonienne est représentée par une forte diversité de brachiopodes, d'échinodermes et de céphalopodes (les goniatites), principalement. Cette diversité des invertébrés marins sur le plateau continental est favorisée par une élévation du niveau des mers au Dévonien inférieur et moyen (Tucker, 1995). Le Dévonien supérieur enregistre une extinction d'une grande partie des espèces due à un climat chaud et semi-aride accompagné par un épisode de refroidissement, appelée la crise biotique du Frasnien/Famennien associée à un événement anoxique spatialement distribué.

Le Dévonien est autant caractérisé par quelques mouvements épirogéniques. Ces mouvements sont liés à une régression marine (Fig. 2) de grande ampleur faisant suite à une période de haut niveau marin (Becker, 1993).

## 2.2 Dévonien des Pyrénées

Les travaux antérieurs effectués par Muller et al., 1974 ; Pilger et al., 1974 ; De Boer et al., 1974 ; Heddebaut, 1975 ; Richard, 1987 et Saint-Lopez et al., 2002 permettent de mettre en exergue la répartition du Dévonien du Sud-Ouest de la France (Figs. 3-4).

### 2.2.1 Dévonien inférieur (D1-D2-D3)

Au Dévonien inférieur, la sédimentation est dominée par des formations calcaréo-détritiques

(Sanz-Lopez et al., 2006 ; Majesté-Menjoulas & Rios, 1996). En effet, à l'Ouest des Pyrénées, au niveau du Pays basque, l'intervalle Lochkovien-Praguien est caractérisée par des sédiments de type schistes, schistes calcareux, quartzites et de dolomies. On y retrouve également la dolomie gréseuse à l'Emsien, qui est par ailleurs constitué des formations récifales à Adarza et Château Pignon (Majesté-Menjoulas & Rios, 1996).

Dans les Pyrénées centrales, les auteurs mettent en exergue des alternances calcaréo-détritiques durant l'intervalle Lochkovien-Praguien. L'Emsien est marqué par les pélites argileuses et argilo-gréseuse à la Vallée d'Aspe et Ossau ; puis est constitué de dépôts calcaires à rubanement siliceux à Gavarnie.

L'Est de la chaîne pyrénéenne laisse apparaître des dépôts détritiques, ainsi que des dépôts de calcaires massifs crinoïdiques.

### ***2.2.2 Dévonien moyen (D4-D5)***

Les formations du Dévonien moyen présentent une variabilité de faciès, très complexe. Au sein des massifs basques, affleurent des schistes à nodules, des schistes gréseux et des dépôts de calcaires à polypiers à Adarza.

Au niveau des Pyrénées centrales, se développent des formations détritiques et carbonatées. L'Eifélien et le Givétien sont dominés par une sédimentation de type pélites argileuses sombres, calcschistes et schistes dans la vallée d'Aspe et d'Ossau, Gavarnie, vallée de la Neste (unité de Chinipro), Couserans puis au massif de l'Arize et du Saint Barthélemy. Les formations carbonatées de type calcaire gréseux et massif occupent la vallée du Gave de Pau, l'unité médiane du Gavarnie ainsi que l'unité septentrionale de la vallée de la Neste.

La partie orientale des Pyrénées est marquée une sédimentation majoritairement carbonatée au pays de Sault et à Conflent. Ce faciès calcaire est recoupé par endroit par des récifs.

### ***2.2.3 Dévonien supérieur (D6-D7)***

Le Dévonien supérieur qui est caractérisé par des faciès carbonatés de types calcaires griottes du Famennien (Saint-Lopez et al., 2002), laisse apparaître une sédimentation quasiment homogène sur toute la chaîne pyrénéenne.

Dans le domaine basque, les formations dévoniennes sont composées des séries carbonatées indifférenciées en plus de faciès de grès verts, de grauwackes à brachiopodes et de calcaires 'griottes' du Famennien (Heddebaut, 1975).

Au niveau des Pyrénées centrales, les strates présentent des faciès détritiques et carbonatés. Celles-ci sont complètes avec des niveaux de jaspes. Cependant, les termes supérieurs détritiques

présentent quelques niveaux carbonatés à laminites.

Au sein des parties centro-méridionales, les formations sont similaires à celles des Pyrénées centrales.

### 2.3 Synthèse du Dévonien Basque

Les massifs paléozoïques basques constituent les derniers éléments occidentaux de la Zone Axiale de la chaîne Pyrénéenne (Gapillou, 1981). Ces massifs ci-dessous, sont au nombre de cinq, alignés suivant une direction Est-Ouest (Fig. 3) : Massif d'Igouince ; Massif de Mendibelza ; Massif des Aldudes-Baygoura (coupes étudiées : Château Pignon, Adarza, Laxia, Ossès) ; Massif de l'Ursuya ; Massif des Cinco-Villas (coupe étudiée : Ainhoa).

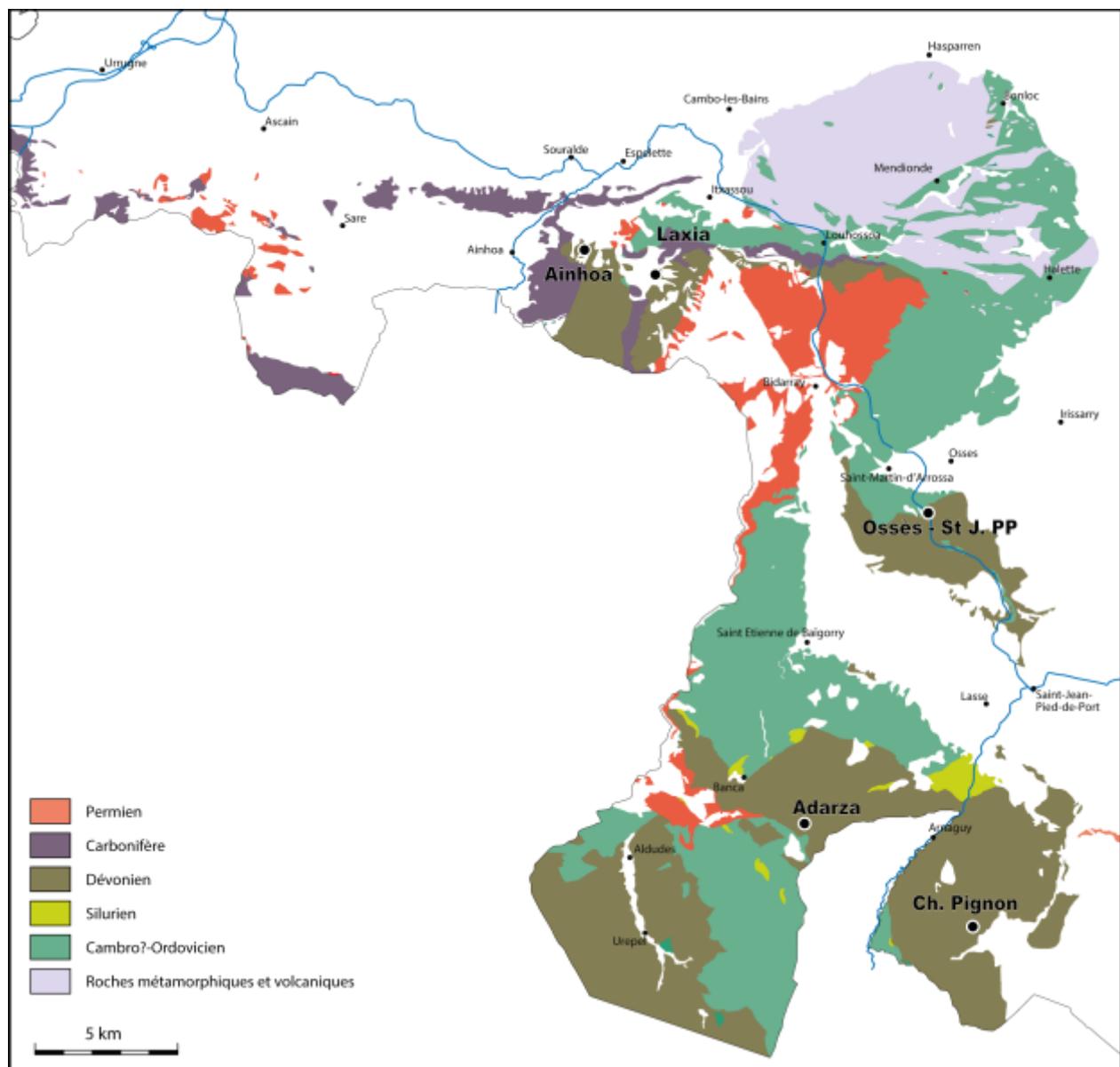


Figure 3. Carte géologique du Pays Basque, modifiée d'après la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (Notice 1049)

Heddebaut (1973,1975) a pu mettre en évidence au sein des massifs basques, deux grands domaines (Fig. 4) :

- **Un domaine oriental**, caractérisé par la succession lithologique suivante distinguée en 10 unités (Fig. 4B) :

**1. Le Lochkovien** est représenté par des schistes noirs à lits gréseux et des quartzites, en continuité avec le Silurien sous-jacent ;

**2. Le Praguien** se marque à la base, dans tous les secteurs, par une succession alternante de grès, grès dolomitiques, dolomies bleu-noir, pélites calcareuses et calcaires. Il affleure également des grès-quartzites blancs massifs appelés Quartzites des Aldudes, particulièrement bien développés dans la série Sud-Ouest des Aldudes ;

**3.** Les schistes dolomitiques et calcaires intermédiaires, représentant **le Praguien supérieur-Emsien inférieur**, sont fortement dominés par le caractère dolomitique des formations. La base de cette unité est représentée par des grès grossiers alternant avec des pélites grossières. Dans les séries Nord-Est des Aldudes et Sud-Baygoura, des calcaires à polypiers apparaissent au toit de l'unité, latéralement à des formations calcaro-dolomitiques et pélites calcaires ;

**4.** Les formations **emsiennes** sont à dominante dolomitique, parfois gréseuses ou argileuses, et à rares intercalations de bancs de grès et de pélites. Cette singularité est latéralement contemporaine d'une sédimentation détritique importante enregistrée dans la vallée du Laxia (Grès du Mondarrain), et de faciès particuliers d'Adarza (Nord-Est des Aldudes), constitués des niveaux bioconstruits à stromatopores et à polypiers ;

**5. L'Eifélien et le Givétien basal** est marqué par des horizons carbonatés : dolomies et dolomies gréseuses dans les séries du Laxia et Sud-Baygoura, tandis que la partie Sud-Ouest des Aldudes est marquée par des dépôts importants de calcaires à polypiers.

**6.** Des pélites gréseuses à niveaux de grès ferrugineux qui se démarquent plus ou moins nettement du terme supérieur du **Givétien moyen**.

**7. Au Givétien terminal**, des schistes noirs à nodules, à nodules siliceux foncés, sont associés, dans les séries méridionales, à des bancs de quartzite.

**8.** Le *Frasnien* est caractérisé par d'épais dépôts de grès et pélites grossières verts, parfois fossilifères, passant latéralement à des conglomérats au niveau de Mendibelza.

**9.** Les grauwackes typiques du **Frasnien supérieur** correspondent aux grès calcareux à brachiopodes au sein du massif de Mendibelza.

**10.** La série se termine par les calcaires griottes du **Famennien**. Au niveau du Sud-Ouest du

massif des Aldudes, ces horizons se substituent par les Grès violets, qui existent également au Sud du massif de Mendibelza.

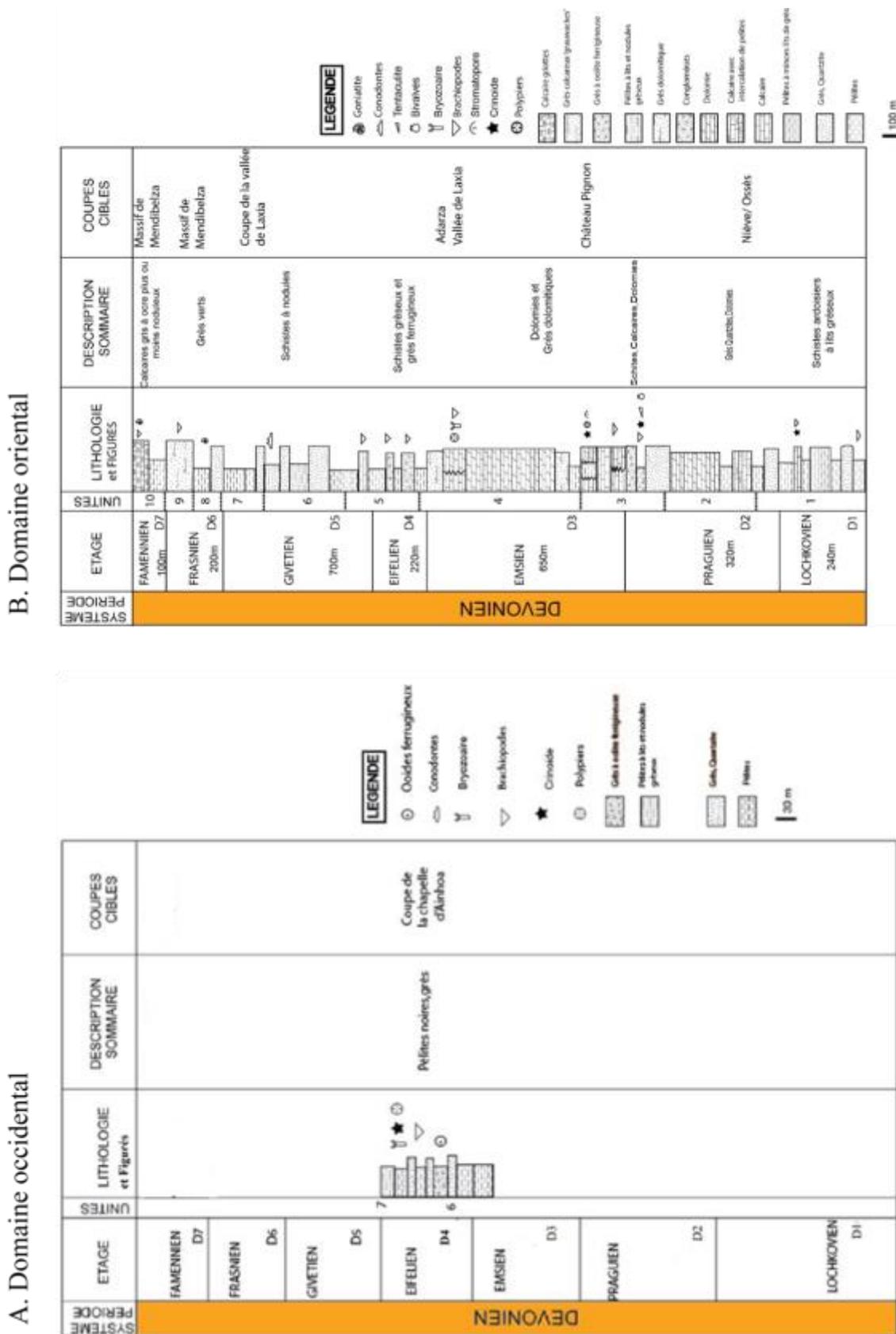


Figure 4. Colonnes stratigraphiques synthétiques des domaines occidental et oriental du Dévonien du Pays Basque ; travail de synthèse effectué d'après Menjoulas (1995), Richard (1986), Heddebaut (1964).

- **Un domaine occidental**, dans lequel l'on remarque l'absence d'une grande partie du Dévonien (seul l'**Eifelien** est représenté) et qui s'exprime dans le massif des Cinco-Villas (Fig. 4A). Ce domaine laisse apparaître des pélites noires et des grès à niveaux à oolithes ferrugineuses datées de l'Eifelien et localisées au sein de la coupe de la chapelle d'Ainhoa (unité 6 et 7).

### III- ECHANTILLONNAGE ET PROCEDURE ANALYTIQUE

La caractérisation paléoenvironnementale du Dévonien du Pays Basque et la compréhension de ses variations spatio-temporelles passe par un échantillonnage et une méthodologie bien élaborés.

#### 3.1 Échantillonnage

La première étape se traduit par l'identification des zones d'étude (et affleurements-types), choisies pour représenter les diverses unités identifiées par Richard (1987) : Ossès, Vallée de la Nive, le massif des Aldudes NE et SW (Château-Pignon et Adarza). Les affleurements identifiés ont été géolocalisés et étudiés par la lecture et l'analyse de la bibliographie. Ensuite, nous avons effectué deux missions de terrain de trois jours chacune dans l'optique de lever cinq coupes stratigraphiques dans les zones d'études, pour mettre en exergue les successions de faciès et les successions récifales. Sur le terrain, nous avons levé banc par banc certaines coupes présentant une importante continuité (coupe du Château pignon et coupe Ossès) tandis que nous avons ciblé des points d'échantillonnage et d'observation pour les autres coupes (coupe d'Adarza, coupe de Laxia et coupe d'Ainhoa) pour ensuite tenter d'observer les variations latérales de faciès, de vérifier des points incertains des cartes géologiques et d'établir une coupe synthétique (utilisée également pour la figure 4). Chaque échantillon a été observé macroscopiquement et microscopiquement. Les plus intéressants pour notre étude ont ensuite été broyés et envoyés pour réaliser des analyses géochimiques.

#### 3.2 Procédure analytique

Les échantillons ont été découpés à la scie diamantée, au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET, France), pour obtenir des sections polies et vingt-sept lames minces.

Les vingt-sept lames minces ont été analysées sous une loupe binoculaire Nikon SMZ1500 et douze lames sous un microscope pétrographique Nikon Eclipse E600 POL afin de déterminer les paragenèses minérales, l'abondance et la texture des différents minéraux. Les photographies ont été obtenues grâce à une caméra NIKON DS-Fi1 montée sur le microscope et par l'intermédiaire

du logiciel Nist-element. Les différentes coupes levées ont été mises vectorisées avec le logiciel Adobe Illustrator (Ai).

Ensuite, dix échantillons (Os1-Os3-Os4-Os6-Os8-Os9-Os12-Os14-Os16-Os19) ont été broyés, d'abord grossièrement par un gros broyeur (350 à 63  $\mu\text{m}$ ), puis finement par un broyeur à disque et plus finement par un broyeur à agate ( $< 63 \mu\text{m}$ ) pour l'analyse géochimique des éléments majeurs et traces. Cette analyse consiste à doser les éléments majeurs par ICP-AES et les éléments traces par ICP-MS. Ces analyses permettront d'obtenir des informations complémentaires pour rendre compte de la productivité, des conditions rédox, des teneurs en carbonates..., utiles pour les reconstructions paléoenvironnementales.

#### **IV- ANALYSE DES MACROFACIES ET MICROFACIES**

Les études de faciès et des microfaciès permettent de reconstituer les modèles globaux de sédimentation qui reflètent l'histoire des roches au moyen d'un examen approfondi de leurs caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques (Flügel, 2004). Pour caractériser ou déterminer les différents milieux de dépôt, nous avons procédé par l'étude et l'analyse des faciès et du microfaciès à travers les échantillons prélevés et les lames mines confectionnées. Ces faciès seront interprétés en fonction des caractéristiques hydrodynamiques, texturales et du contenu faunistique.

Cette analyse laisse apparaître plusieurs types de faciès et microfaciès, qui seront décrits selon un gradient proximo-distal.

Les sections présentent des faciès carbonatés et détritiques, qui seront décrits séparément. La figure 5 montre la synthèse de leur répartition bathymétrique, interprétée en fonction du contenu litho- et bio-logique.

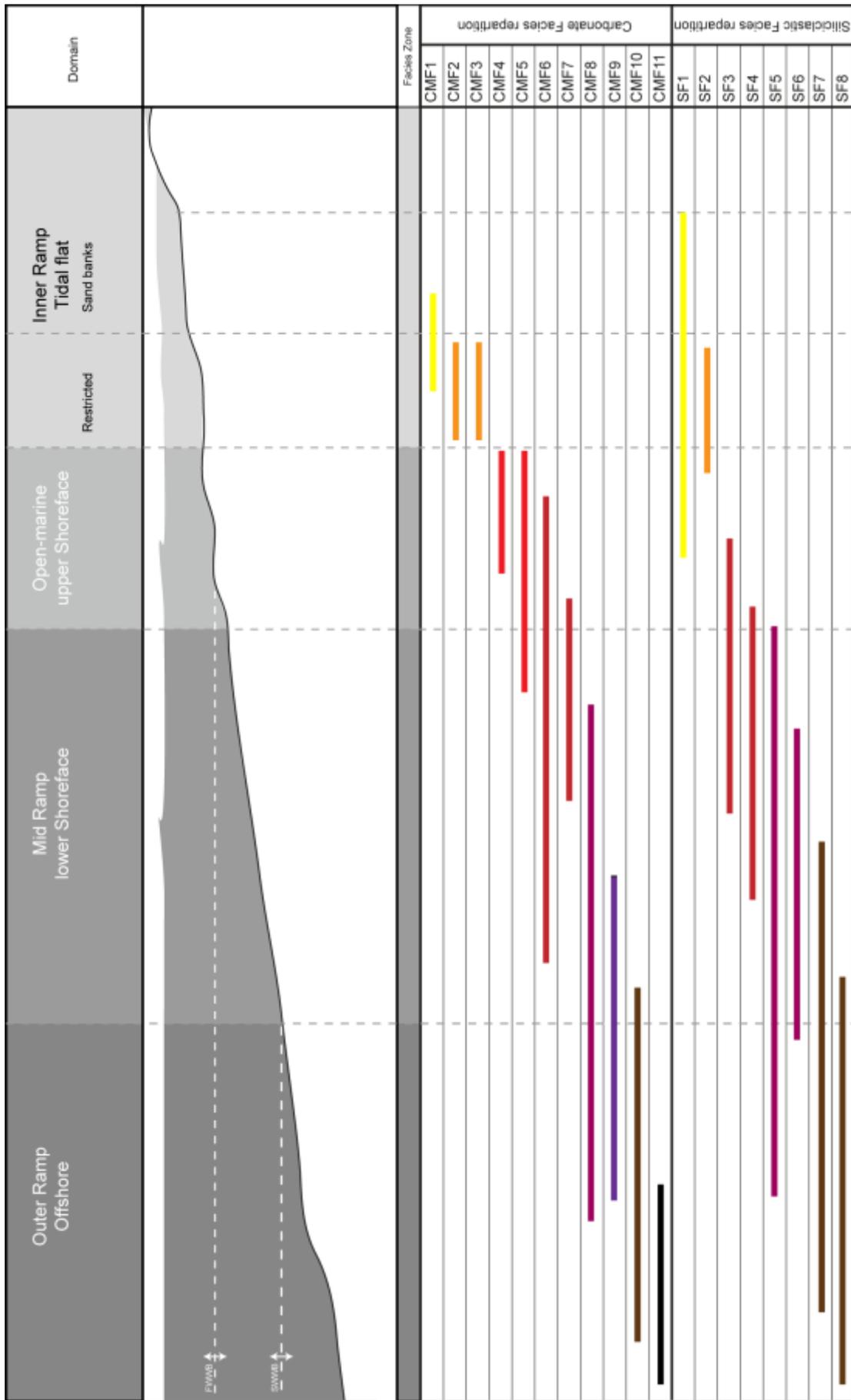


Figure 5. Répartition des faciès carbonatés (CMF) et détritiques (SF) selon un profil de rampe (inspiré de Flügel 2004).

## 5.1. *Faciès calcaires*

Ces faciès sont localisés et visibles au niveau des coupes étudiées suivantes : Adarza, Château Pignon et Ossès.

### 5.1.1. *Faciès de rampe interne (Fig. 5)*

#### ❖ *Microfaciès CMF1 : Calcaire de type mudstone quartzeux et/ou silteux*

**Description** : Ce sont des calcaires et dolomies présentant un fort pourcentage de grains de quartz anguleux (granulométrie des sables et silts).

**Interprétation environnementale** : Du fait de la forte proportion de quartz, ces calcaires et dolomies sont interprétées comme provenant de la rampe interne, proche des sources de sédiments grossiers.

#### ❖ *Microfaciès CMF2 : Mudstone laminé*

**Description** : Ce sont des calcaires micritiques parfois argileux très sombre à patine beige dans lesquels les laminations sont faiblement pentées. Quelques petits grains de quartz sont épars dans les lames (Fig. 6A). Ce faciès est dépourvu de bioclastes.

**Interprétation paléoenvironnementale** : Les structures sédimentaires observées et la texture indiquent une faible énergie. Néanmoins, la présence de grains de quartz anguleux témoigne d'un environnement proximal, probablement en rampe interne restreinte.

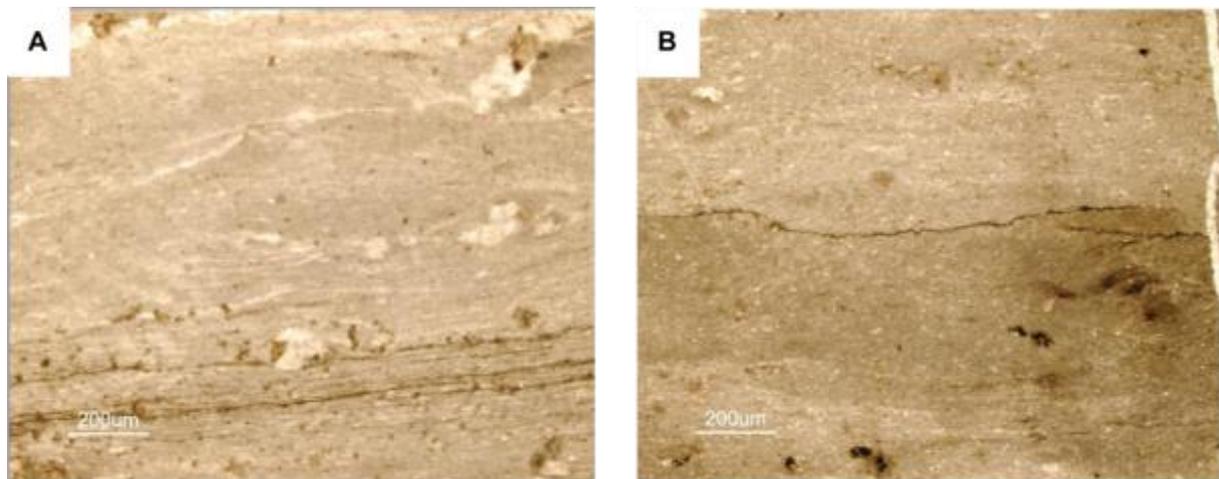


Figure 6. A. Mudstone à quartz et laminations planes. B. Mudstone microbioclastique à laminations régulières.

#### ❖ *Microfaciès CMF3 : Mudstone bioclastique*

**Description** : Ces calcaires sont de couleur grisâtre, à ciment micritique de texture mudstone. Ce microfaciès est avec une faune essentiellement représentée par des bioclastes indéterminables (Fig. 6B). On y observe aussi des laminations planes très fines et régulières.

**Interprétation environnementale** : La texture mudstone traduit un environnement à faible

énergie, avec des apports continus en éléments terrigènes fins. Ce qui montre un environnement plus ou moins profond, soumis à l'action des courants de vagues de beau temps.

### 5.1.2 Faciès de rampe interne associés à des bioconstructeurs majoritaires (Fig. 5)

❖ *Microfaciès CMF4 : Boundstone à bioconstructeurs et crinoïdes*

**Description** : Il s'agit d'un calcaire marneux bioclastique très sombre, à patine beige. La faune majoritaire est représentée par des tabulés massifs, ovoïdes et allongés dans la stratification (types *Favosites* et *Alveolites*) pour la section d'Adarza formant un biostrome (Fig. 7-haut). La coupe de Château Pignon présente en plus des tabulés branchus de type *Thamnopora* (Fig. 7-bas) et des coraux rugueux non déterminés formant un biostrome.

La faune est également composée de grands stromatopores de type *Actinostroma* (30-40cm), de brachiopodes fragmentés, d'ossicules de crinoïdes et de rares gastéropodes (Fig. 8). De nombreux débris de bioclastes indéterminés sont retrouvés dans ce faciès. Le faciès présente une texture boundstone (Fig. 8A).



Figure 7. Boundstone à crinoïdes et bioconstructeurs de la coupe d'Adarza en haut et sur la coupe de Chateau Pignon en bas.

**Interprétation environnementale** : La faune et la texture de ce faciès évoquent un milieu agité et tempéré mais surtout récifal. Ce milieu correspond à la rampe interne ouverte, qui est une zone située dans la zone photique, au-dessus de la base de la zone d'action des vagues de beau temps, et

remanié en permanence par les vagues et les courants. La silicification importante des fossiles à Adarza contribue à suggérer que cette région devait être moins profonde qu'à Château Pignon.

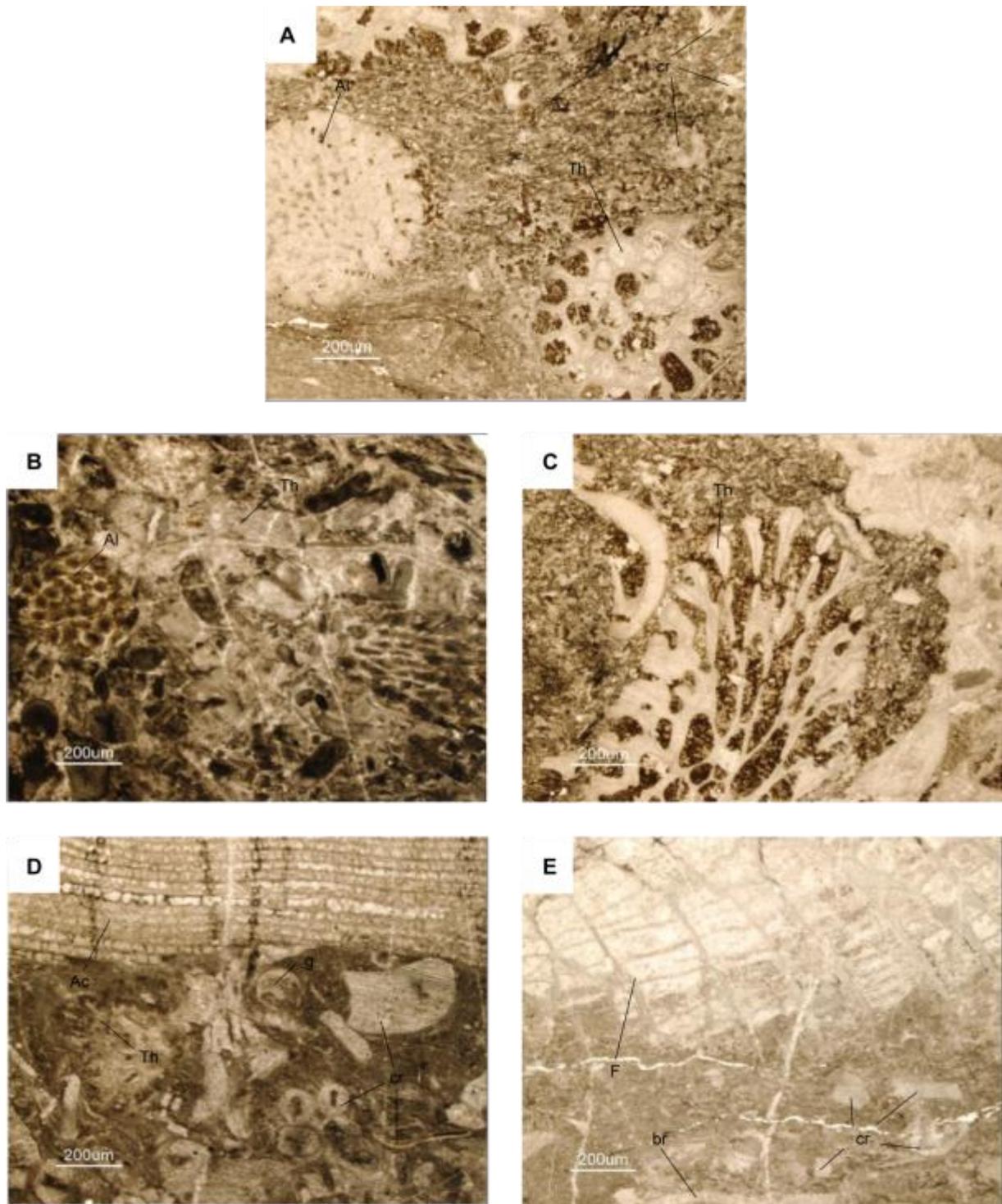


Figure 8.A. Boundstone à coraux tabulés (Thamnopora) et massifs (Alveolites). B-E. Rudstone à bioconstructeurs et crinoïdes. Th: Thamnopora, Al: Alveolites, br: brachiopode, cr: crinoïde, F: Favosites, Ac: Actinostroma, g: gastéropode.

❖ *Microfaciès CMF5 : Rudstone à bioconstructeurs et crinoïdes*

**Description** : Ce faciès est constitué de bancs calcaires gris, composés de nombreux bioclastes indéterminables. Ils sont riches en ossicules de crinoïdes, en stromatopores de grands diamètres,

en coraux rugueux solitaires fragmentés et majoritairement en coraux tabulés de type *Alveolites*, *Favosites* et *Thamnopora* fragmentés liés par une matrice micritique. D'autres faunes sont présentes en minorité, notamment des gastéropodes et des brachiopodes (Fig. 8B-E). Ce faciès est caractérisé par une texture rudstone.

**Interprétation environnementale :** L'abondance et la diversité de la faune de ce microfaciès suggère un environnement bien oxygéné qui permet le développement d'une telle faune. La texture associée indique un environnement agité sous une faible tranche d'eau. Cet environnement correspond à la zone distale de la rampe interne et la zone proximale de la rampe médiane. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres.

### 5.1.3 Faciès de rampe médiane (Fig. 5)

Ce sont des calcaires bioclastiques gris, à patine beige marron. Ce faciès est associé à une matrice micritique et une faune abondante fragmentée de stromatopores, crinoïdes, brachiopodes, des coraux rugueux solitaires et des coraux tabulés de type *Favosites* et *Thamnopora* avec une texture packstone à grainstone.

#### ❖ Microfaciès CMF6 : Packstone-grainstone bioturbé à crinoïdes, bioconstructeurs

**Description :** Calcaire de texture packstone et grainstone présentant de nombreux bioclastes anguleux de crinoïdes, stromatopores, brachiopodes, gastéropodes et coraux. Les bioturbations sont visibles également à grande échelle, traduites par des terriers subhorizontaux remaniant des bioclastes de plus petite taille.

**Interprétation environnementale :** La texture de ce microfaciès et la présence d'intense bioturbations suggère que ce faciès provient de la rampe médiane, probablement dans des zones plus calmes ou protégées.

#### ❖ Microfaciès CMF7 : Packstone-grainstone à crinoïdes et bioconstructeurs

**Description :** C'est un packstone à grainstone qui correspond à de minces bancs de calcaire gris constitué d'organismes constructeurs fragmentés, surtout de de tabulés branchus et massifs, de stromatopores massif, et flottant dans une matrice microsparitique (Fig. 9D-E). On observe également d'autres bioclastes tels que les ossicules de crinoïdes et des brachiopodes.

**Interprétation environnementale :** La texture de ce faciès ainsi que la faune qui lui est associé indique un environnement d'une énergie moyenne à forte, sous une faible tranche d'eau. La taille importante de certains débris de bioconstructeurs suggère que ce faciès s'est formé à la transition

rampe interne/rampe médiane voire plus profond dans la rampe médiane.

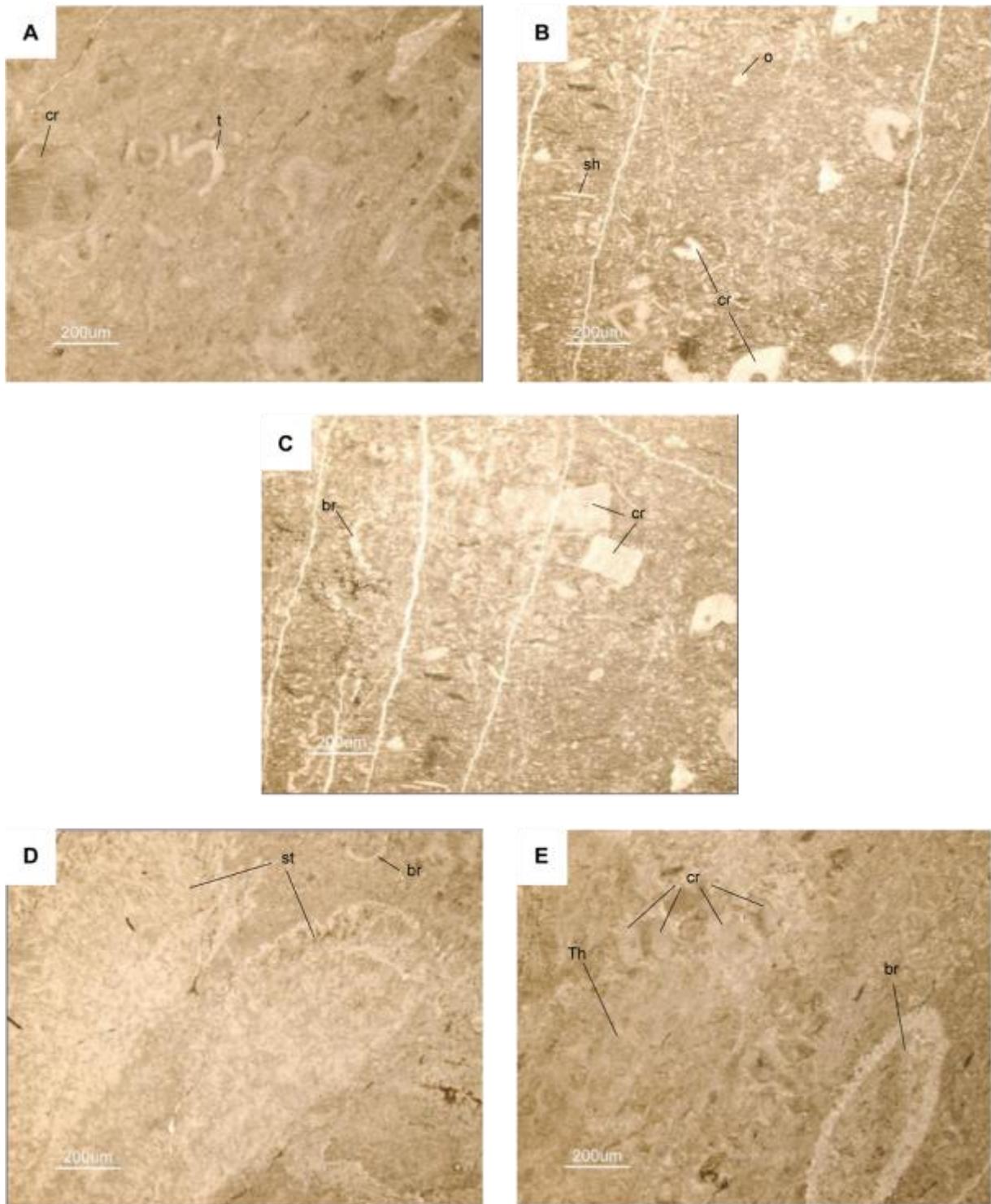


Figure 9. A-C. Microfaciès CMF8 Packstone/Grainstone à crinoïdes. D-E. Microfaciès CMF7 Packstone/Grainstone à bioconstructeurs et crinoïdes. Th. Thamnopora, br. brachiopode, cr. crinoïde, o. ostracode. sh. Fragment de coquille indéterminé. St. stromatopore. t. trilobite.

❖ *Microfaciès CMF8 : Packstone–grainstone à crinoïdes*

**Description :** Ce sont des calcaires gris, riches en faunes variées : ossicules de crinoïdes et fragment de coquille de brachiopodes abondants. Quelques fragments de coraux et de trilobites et

des ostracodes sont présents. La matrice est micritique, avec une texture packstone à grainstone (Fig. 9A-C).

**Interprétation environnementale :** Ce faciès montre une texture qui reflète un environnement d'une énergie moyenne à forte, au niveau de la rampe médiane jusqu'à la rampe externe proche de l'action des vagues de tempêtes.

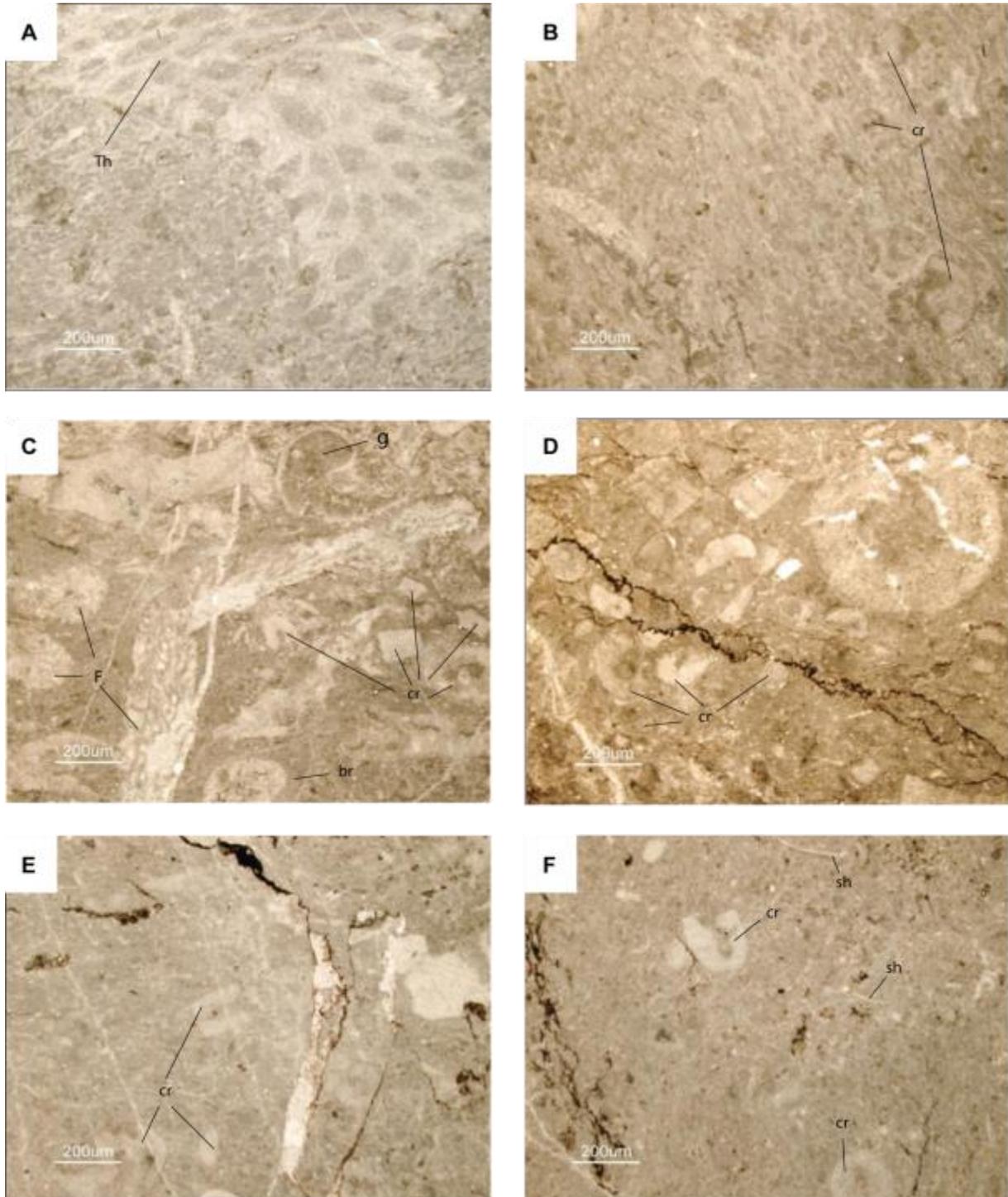


Figure 10. A-B. Microfaciès CMF9: Packstone péloïdique à crinoïdes. C. Wackestone à crinoïdes et bioconstructeurs. D-F. Wackestone à crinoïdes. Th. Thamnopora, F. Favosites. Br: brachiopodes. cr. crinoïdes, sh: fragment de coquille indéterminé

#### 5.1.4 Faciès de rampe externe (Fig. 5)

Ce sont des calcaires grisâtres, plus ou moins argileux, riche en faune variée et caractérisée par des brachiopodes, des crinoïdes et de rares tabulés.

##### ❖ *Microfaciès CMF9 : Packstone péloïdique à crinoïdes*

**Description** : Calcaire microsparitique riche en péloïdes et en bioclastes de brachiopodes, crinoïdes et de tabulés massifs et branchus. Ce faciès est caractérisé par une texture packstone (Fig. 10A-B).

**Interprétation environnementale** : La texture de ce microfaciès ainsi que la présence de péloïdes supposent un environnement d'une moyenne énergie, principalement à la transition entre la rampe médiane et la rampe externe.

##### ❖ *Microfaciès CMF10 : Wackestone à crinoïdes et bioconstructeurs*

**Description** : C'est un wackestone à crinoïdes, caractérisé par une matrice micritique. Ces allochèmes sont composés de fragments de tabulés branchus et massifs, de brachiopodes, de stromatopores massifs, de crinoïdes en grand nombre puis de certains bioclastes indéterminés (Fig. 10C).

**Interprétation environnementale** : Le microfaciès présente une texture qui se développe dans un environnement d'une énergie faible à moyenne, probablement en rampe externe.

##### ❖ *Microfaciès CMF11 : Wackestone à crinoïdes*

**Description** : Ce faciès est généralement constitué d'ossicules de crinoïdes principalement et de quelques bioclastes indéterminés. Il est caractérisé par une matrice micritique et une texture wackestone (Fig. 10D-F).

**Interprétation environnementale** : La texture de ce faciès ainsi que la faune associée indiquent un environnement relativement calme et peu agité, de rampe externe franche.

## 5.2 Faciès détritiques

Ces faciès sont localisés et visibles au niveau des coupes étudiées suivantes : Laxia et Ainhoa et sporadiquement à Adarza et Ossès.

### 5.2.1 Faciès de zone tidale (Fig. 5)

#### ❖ *Microfaciès SF1 : Grès grossier massif (Fig. 11A)*

**Description** : Ce faciès est caractérisé par une granulométrie de sables grossiers parfois microconglomératique. Le métamorphisme est parfois important ; se traduisant par une quartzitisation partielle ou totale des bancs de grès. Les structures sédimentaires associées sont principalement des laminations obliques au toit de la section à Ainhoa ou planes à Ainhoa, à Laxia et à Ossès.

**Interprétation environnementale** : La granulométrie et la présence de quelques structures sédimentaires suggèrent que ce faciès est proximal. A Ainhoa, ce faciès est associé à des laminations obliques à moyenne longueur d'onde, interprétées comme représentant une barre tidale.

#### ❖ *Microfaciès SF2 : Grès à niveaux ferrugineux (Fig. 11B)*

**Description** : Ce faciès montre toute la gamme des sables passant parfois à des silts (au moins 60% de quartz anguleux en sable). Il contient des nodules ferrugineux noirs pluricentimétriques à décimétriques, alignés dans la stratification (Laxia). A Ainhoa, il est plutôt caractérisé par une forte teneur en fer, s'exprimant par au moins 10% de minéraux ferrières et des niveaux ferrugineux continus.

**Interprétation environnementale** : La granulométrie indique un milieu proximal. La forte teneur en fer confirme cette tendance et suggère une certaine restriction.

### 5.2.2. Faciès de shoreface (Fig. 5)

#### ❖ *Microfaciès SF3 : Grès bioclastique à ciment carbonaté (Fig. 11D)*

**Description** : Ce faciès s'exprime par un grès avec des quartz plutôt anguleux pris dans un ciment carbonaté (parfois dolomitisé). A Ainhoa, des passées fossilifères sont restreintes à des lits d'accumulation de fragments de brachiopodes, crinoïdes et autres bioclastes indéterminés. Ces ensembles montrent une base érosive et sont présents sur une faible épaisseur.

**Interprétation environnementale** : L'accumulation de fossiles fragmentés au sein d'un ensemble gréseux et carbonaté suggère la formation dans le cadre de tempêtes proximales, probablement en zone de shoreface.



Figure 11. Faciès détritiques. A. SF1 Grès massif (sommets latéraux de la section d'Ainhoa). B. SF2 Grès à niveaux ferrugineux (Ainhoa pt 6). C. SF4 Siltite à nodules siliceux (Laxia pt 1). D. SF3 Grès bioclastique à ciment carbonaté (Ainhoa pt 1). E. SF6 Siltite en plaquettes (Ainhoa pt 7). F. SF7 Siltite argileuse finement litée (Adarza pt. A10).

❖ **Microfaciès SF4 : Siltite à lentilles gréseuses (Fig. 11C)**

**Description** : Ce faciès caractérisé par une siltite verdâtre, grise claire et noire dont les épaisseurs des bancs sont variables. Ce faciès est marqué par des intercalations gréseuses et quartzitiques, très fines de couleur brune à patine rouille sombre, sous forme de lentilles.

**Interprétation environnementale** : La présence de lentilles gréseuses au sein d'une siltite suggère que ce faciès s'est formé en contexte de shoreface inférieur ; les lentilles étant interprétées comme l'expression de tempêtes.

❖ *Microfaciès SF5 : Argilites à lentilles gréseuses à silteuses (Fig. 12)*

**Description :** Ce faciès caractérisé par l'argilite sombre à patine marron dont l'épaisseur des bancs est centimétrique. Ce faciès est marqué par des intercalations gréseuses fines et silteuses, très fines de couleur brune à verdâtre, sous forme de lentilles.

**Interprétation environnementale :** Comme pour le précédent faciès, les lentilles sont interprétées comme des tempêtes plus distales, formées en contexte de shoreface inférieur à offshore supérieur.

❖ *Microfaciès SF6 : Siltite en plaquettes (Fig. 11E)*

**Description :** Ce faciès est constitué d'une siltite gris à beige foncé et à patine marron. Les bancs sont (pluri-)centimétriques et réguliers.

**Interprétation environnementale :** La granulométrie et l'absence de fossiles suggèrent que cette siltite s'est déposée en zone de shoreface inférieur probablement dans la partie médiane d'un lobe deltaïque.

❖ *Microfaciès SF7 : Siltite argileuse (Fig. 11F)*

**Description :** Ce faciès est composé d'une siltite beige claire avec une forte composante argileuse. Elle est organisée en bancs très fins.

**Interprétation environnementale :** La granulométrie et l'absence de fossiles suggèrent que cette siltite s'est déposée en zone de shoreface inférieur à offshore supérieur probablement dans la partie très distale d'un lobe deltaïque.

❖ *Microfaciès SF8 : Argilite noire (Fig. 12)*

**Description :** Ce faciès est représenté par une argilite très noire finement litée, avec de très rares intercalations continues de siltite fine gris.

**Interprétation environnementale :** La granulométrie suggère un dépôt distal en contexte d'offshore supérieur et/ou inférieur.



Figure 12. SF8 Argilites noire (Laxia pt 2)

## V- DESCRIPTION DES COUPES

Durant la campagne de terrain dans le Pays Basque, cinq coupes stratigraphiques ont été levées. Quatre coupes dans le domaine oriental : Coupe entre Ossès et Saint-Jean-Pied-de-Port, coupe du Château Pignon, coupe d'Adarza et la coupe du Laxia. Une coupe du domaine occidental représentée par la coupe de la chapelle d'Ainhoa.

Toutes les coupes sont présentées avec une légende homogène visible à la figure 13.

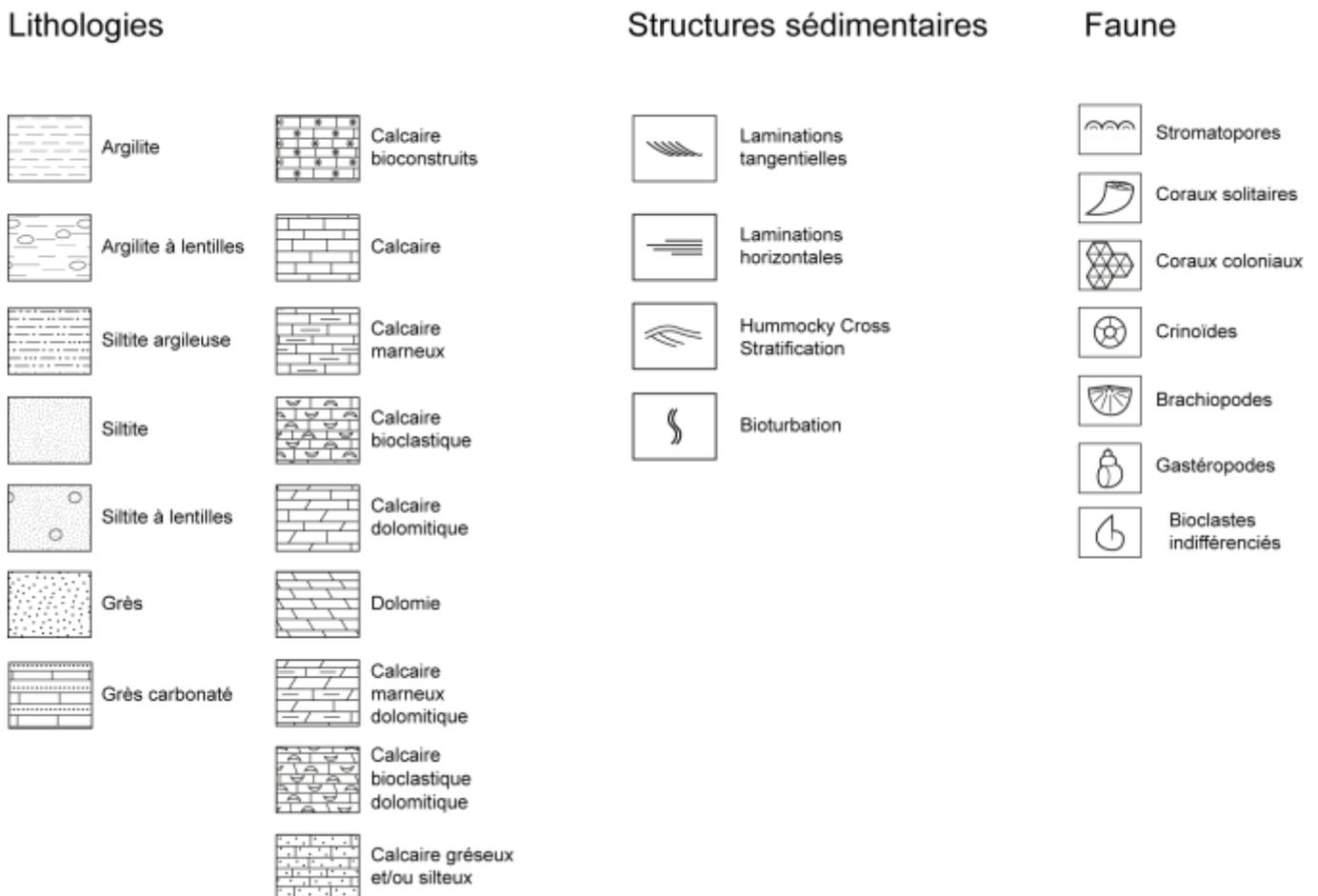


Figure 13. Légende des figurés et symboles utilisés pour les logs des sections levées.

### 5.1 Domaine Oriental

#### 5.1.1 Coupe entre Ossès et Saint Jean Pied de Port

Cette coupe (Fig. 14) se situe au sein du massif du Sud-Baygoura et apparait très visiblement le long de route départementale D918, entre Ossès et Saint-Jean-Pied-de-Port. La coupe s'étend sur plus de 100 m le long de la route (Richard, 1987). Les échantillons OS2 à OS19 ont été pris le long de la route de Ossès en direction de St-Jean-Pied-de-Port (Fig. 14A). Plusieurs points annexes ont été vérifiés sur le flanc nord-ouest de Pagadio Erreka (Fig. 14B). Les échantillons isolés montrent des faciès schisteux, incorporant parfois des interbanco gréseux à quartzitiques, d'Est en

Ouest.

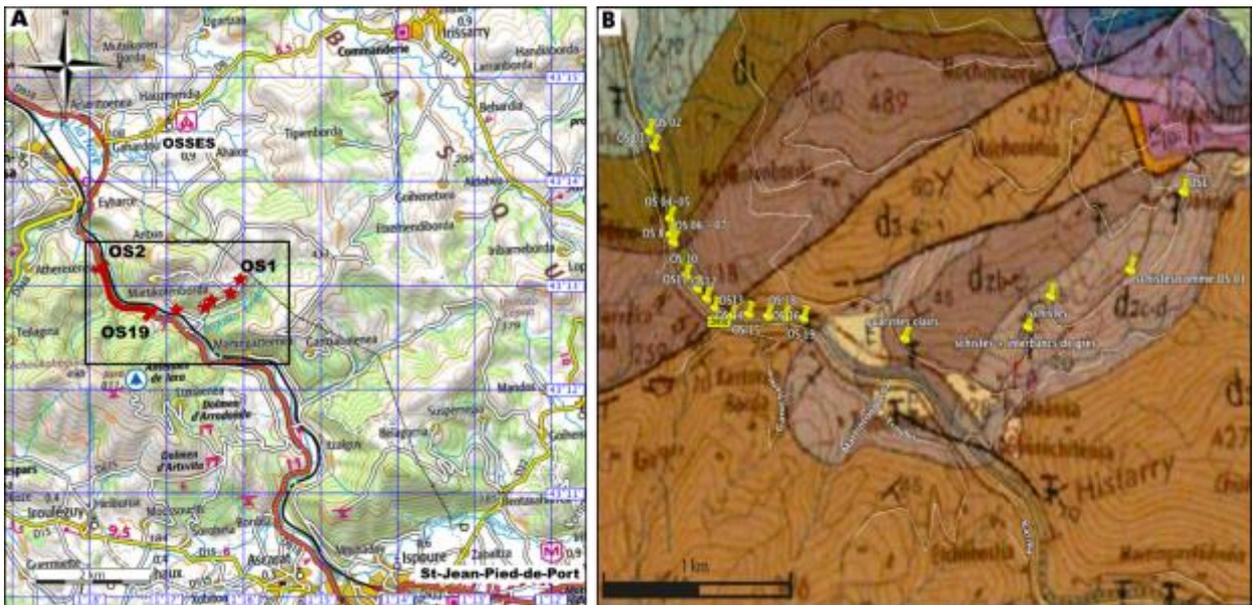


Figure 14. A. Localisation du site d'étude. B. Extrait de la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès.

La coupe le long de la route Ossès-St-Jean-Pied-de-Port montre une succession détritique, que ce travail a subdivisé en 7 unités (Fig. 15). Elle débute avec (**U1**), un calcaire marneux dolomitique de 3m (CMF2). Puis, vient 2.5m de grès très fin à matrice carbonatée (**U2**; SF3), suivi par 2.5m de dolomie bioclastique noir (CMF3) et 7m de calcaire bioclastique à niveaux rougeâtres et gris clairs (CMF3) (**U3**).

Après une lacune d'environ 1m, l'unité **U4** débute par 8m de quartzite carbonatée brun. Au sommet de ce quartzite, quelques décimètres de dolomie noire (CMF2) sont sous-jacents à 2 mètres de grès rouge grossier (SF1). L'unité **U5** est caractérisée par deux niveau de 14 m d'une dolomie marneuse noire puis d'un calcaire marneux noir à rouge. S'ensuit 11 m de dolomie parfois silteuse microbioclastique (**U6**, CMF3). Suite à une lacune d'observation de 10 m, la section de coupe levée se termine par environ 30 m (**U7**) de dolomie argileuse rougeâtre foncée à gris clair (CMF2).

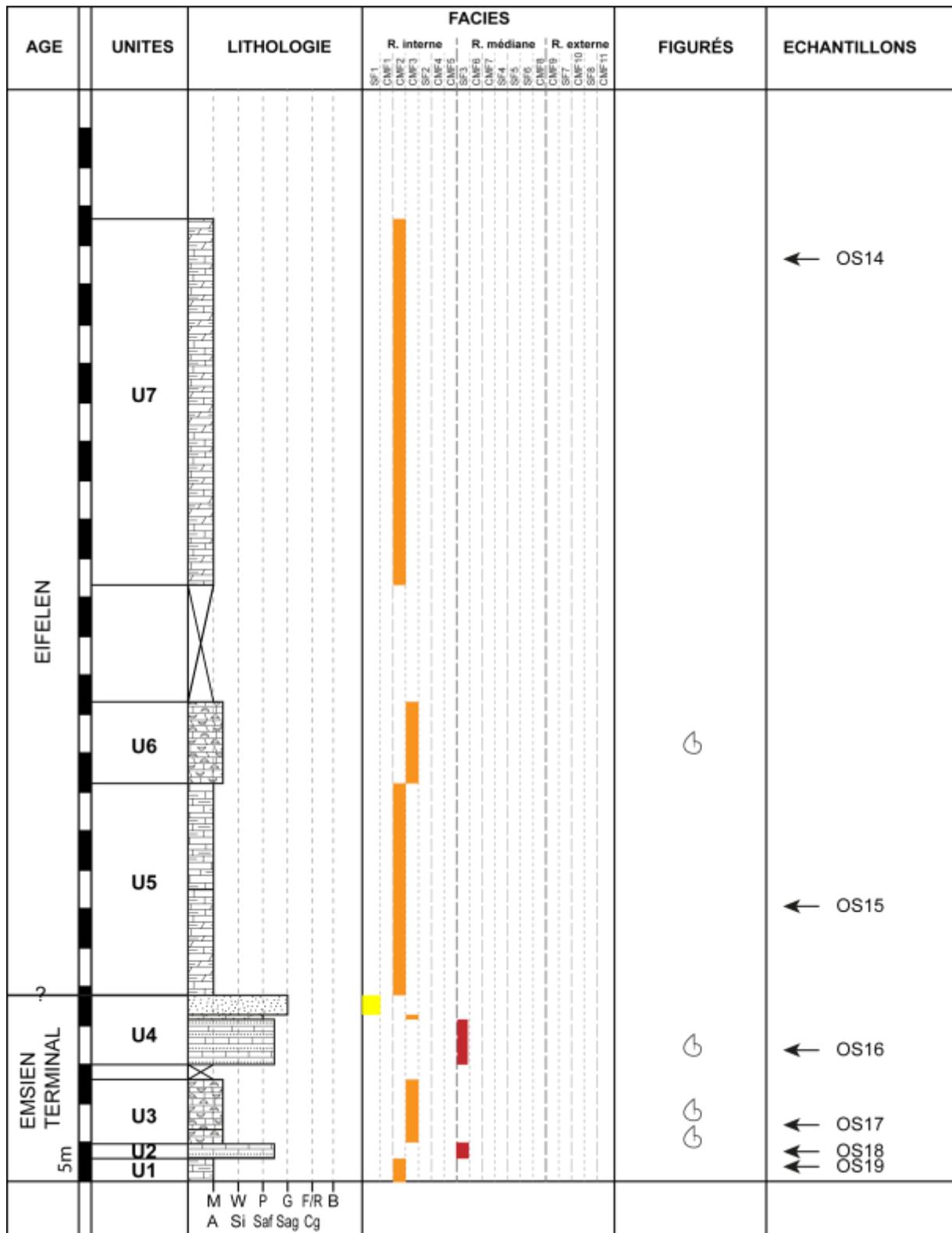


Figure 15. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien moyen d'Ossès. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

### 5.1.2 Coupe du Château Pignon

La coupe du Château Pignon est située sur la commune de Saint Michel (dans le département des Pyrénées-Atlantiques, à une dizaine de kilomètres au Sud de Saint-Jean-Pied-de-Port. Elle appartient au massif des Aldudes N-E plus précisément, la coupe stratigraphique levée sur plus de 30m, se localise à l'Est de la Nive d'Arnéguy (Fig. 16A-B).

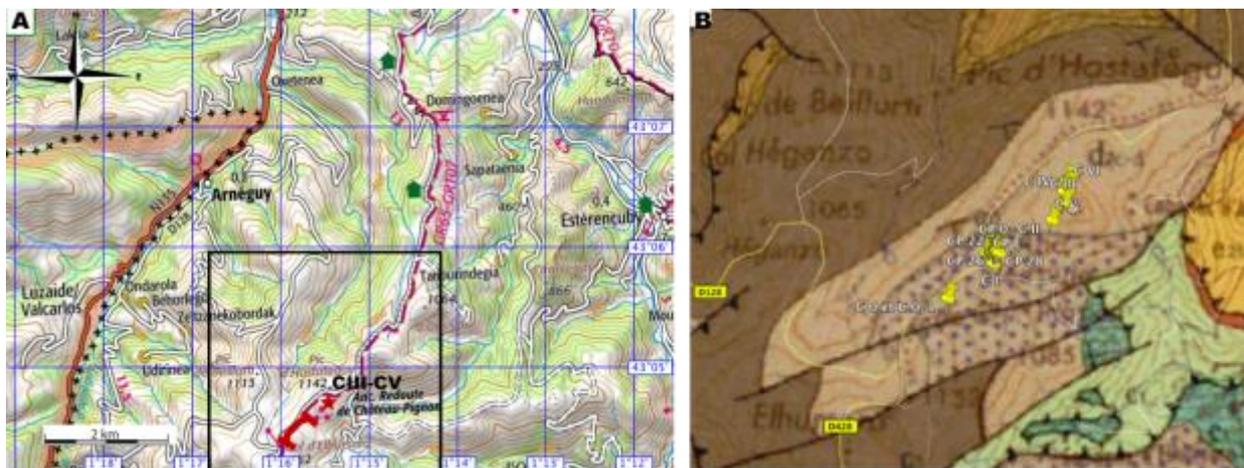


Figure 16. A. Localisation du site d'étude. B. Extrait de la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès.

Le log a été levé dans une succession sédimentaire constituée uniquement de calcaires. Ces calcaires contiennent des biostromes à tabulés, des crinoïdes et des stromatopores. L'étendue de notre affleurement 60m et est daté de **l'Emsien inférieur** (Richard, 1987). Hormis cette colonne stratigraphique levée, plusieurs points d'échantillonnage ont été effectués. Ces points d'échantillonnage (CI-CII-CIII-CIV-CV) sont caractérisés par des calcaires azoïques à texture mudstone (Fig. 16A).

La coupe (Fig. 17) débute par un banc calcaire (U1) d'un mètre d'épaisseur puis après une lacune d'observation d'un ensemble de bancs de calcaires gris décimétriques de 2.5 m d'épaisseur, dans lequel on observe la présence en petit nombre de crinoïdes et coraux tabulés (CMF9). Après une nouvelle lacune d'observation de 5 m, l'unité U2 (5.5 m) est composée d'un ensemble calcaire à patine sombre d'une puissance d'un mètre, constitué de petits bancs d'épaisseur variant de 5 cm à 20 cm (CMF9 à CMF7 en fonction de la texture). Sur les 2 derniers mètres, la faune est très riche car composée des niveaux très enrichis en coraux tabulés *Favosites* et *Thamnopora* fragmentés, avec une texture rudstone, en stromatopores et crinoïdes (CMF5).

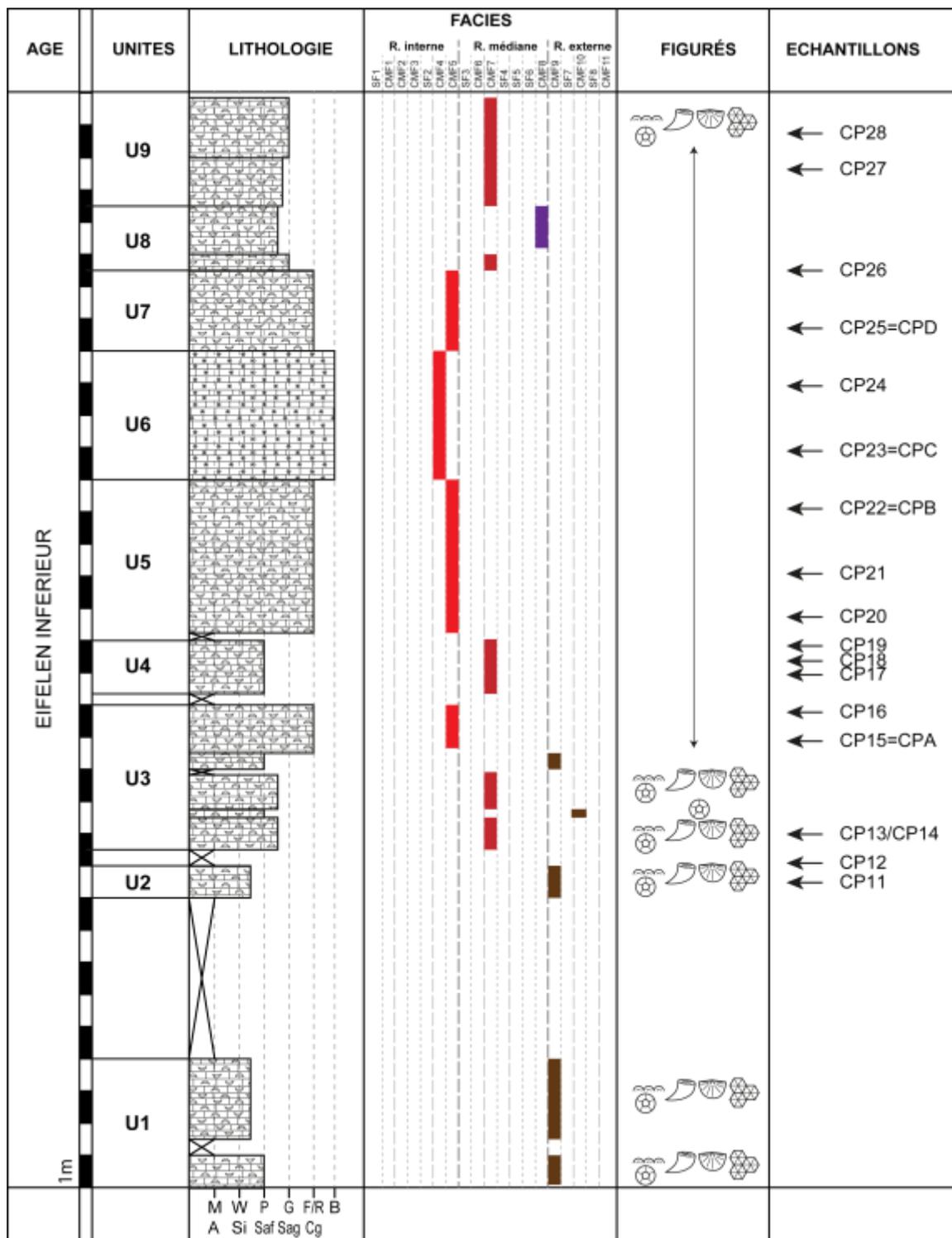


Figure 17. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien du Château Pignon. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

Après ce banc, une lacune de 5 cm est suivie d'un niveau calcaire (U3) bioclastique gris sombre, de 1.8 m d'épaisseur composé de plusieurs bancs qui ont des épaisseurs variables allant de 5 à 15 cm (CMF7). Ensuite, l'unité U4 est composée, de calcaires bioclastiques (texture rudstone, CMF5) à faune très variée (même depuis l'unité U2), gris sombre, de 5 m d'épaisseur. L'unité suivante (U5) est une succession sédimentaire, constituée de calcaire bioclastique gris à patine

ocre et rougeâtre. Cet ensemble a une épaisseur de 4 m dans lequel, on retrouve de petits bancs de tailles allant de 5 cm à 20 cm. Cette dernière unité représente par un biostrome très riche et très dense en crinoïdes, en grands stromatopores (diamètre 40 cm), en coraux rugueux solitaires et tabulés massifs, fragmentés et/ou intacts de type *Favosites* et *Thamnopora* avec une texture rudstone (CMF5).

S'en suit l'unité **U6**, puissante de 2 m, similaire à l'unité 4 (CMF7 à CMF8) avec un niveau final de calcaire bioclastique plus fin à patine grise.

Ensuite, un ensemble de calcaire bioclastique (**U7**) gris clair à patine ocre et rougeâtre (2.5 m) est constitué d'une alternance de petits bancs, avec une faune très riche.

Enfin, le dernier niveau (**U8**) est un calcaire, de 3.5 m d'épaisseur dans lequel, les bancs ont des épaisseurs comprises entre 5 et 20 cm. L'abondante faune est constituée de stromatopores, de crinoïdes, ainsi que des tabulés de type *Favosites* et *Thamnopora* avec une texture grainstone (CMF7).

### **5.1.3 Coupe d'Adarza**

Les coupes d'Adarza se situent entre la Nive d'Arnéguy et le pic d'Adarza (Fig. 18). De la Nive d'Arnéguy, à environ 2km, en aval du village, on se hisse au pic d'Adarza en suivant une longue crête parallèle à la frontière au Sud. On observe une pente très aride dans la partie Sud alors que la pente Nord est bien couverte. Celle-ci est bien ravinée. Puis, on suit littéralement cette crête d'Est en Ouest pour monter progressivement dans la suite stratigraphique. Du point de vue géographique, la coupe du pic d'Adarza se trouve dans une région constituée de montagne peu élevée dont le point culminant est le pic Adarza (1250m). Une seconde coupe a été levée sur le pic d'Elumehaka au nord du pic d'Adarza. L'absence de marqueurs biostratigraphiques empêche une datation des niveaux fossilifères ; cette coupe ne sera donc pas présentée dans ce travail. Ces coupes sont localisées dans une région très pluvieuse et donc très couverte.

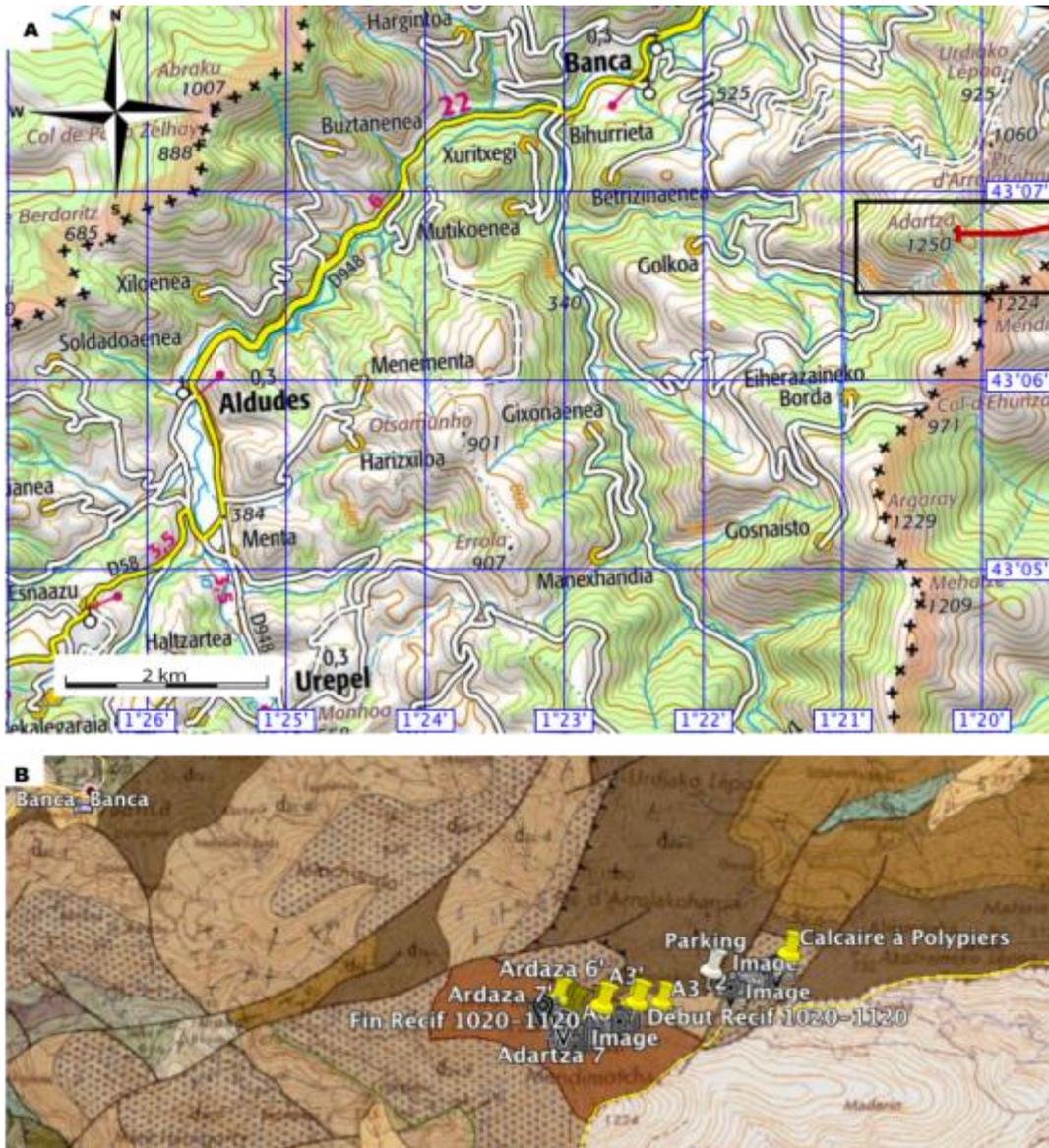


Figure 18. A. Localisation du site d'étude. B. Extrait de la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès.

Le premier niveau de la coupe du pic d'Adarza (Fig. 19) est constitué d'un calcaire dolomitique gréseux qui affleure sur plus de 100 m (U1). L'unité U2 est composée de calcaires variés: 210 m de calcaires bioclastiques à bioconstructeurs et crinoïdes (CMF7) suivis par 30 m de calcaires rudstones à bioconstructeurs (CMF5; coraux rugueux solitaires, coraux tabulés massifs et branchus fragmentés, stromatopores) puis par 55 m de calcaires à encrines (CMF8). Les calcaires de type grainstones (CMF7 et CMF8) sont sombres à patine beige marron. L'unité U3 est constituée de deux séquences de 15m de siltite finement litée (SF6) et de 5m de calcaires bioclastiques de texture packstone (CMF7). Ces calcaires sont de couleur grisâtre à patine beige marron, marqués par une faune abondante, représentée en majorité par des crinoïdes, des brachiopodes et des polypiers rugueux et tabulés de type *Favosites*.

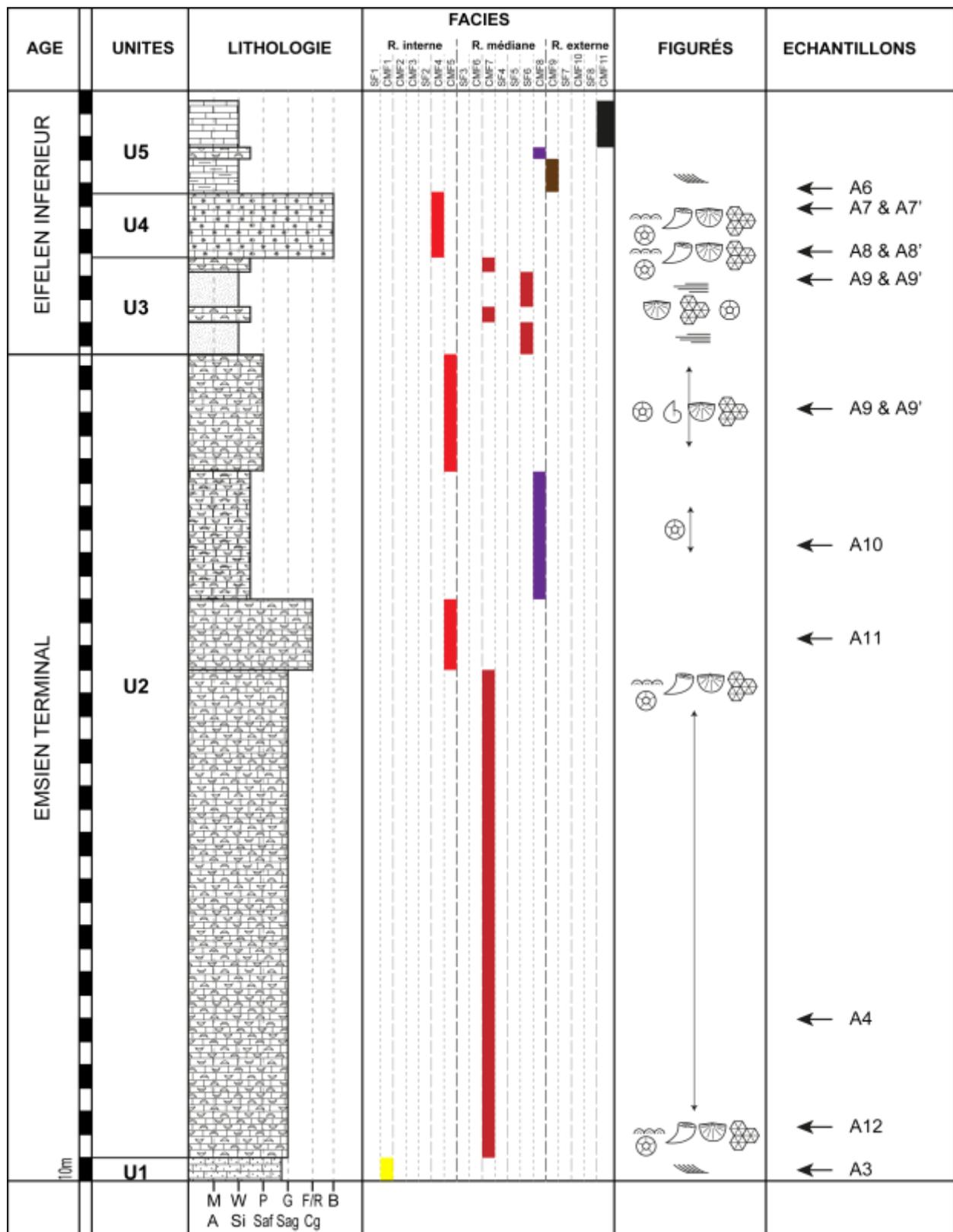


Figure 19. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien d'Adarza. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

S'ensuit l'unité U4 (30m) correspondant un bioherme à tabulés de type *Favosites* (avec un

diamètre de 30 cm maximum), massifs, ovoïdes et allongés dans la stratification. La faune y est également composée de grands stromatopores (30-40 cm), de brachiopodes et de crinoïdes avec une texture boundstone.

Enfin, le dernier intervalle (Unité **U5**), est constitué des calcaires argileux très sombres à patine beige, à laminations obliques faiblement pentées (15m; CMF9) et de calcaires micritiques (15m; CMF11), entrecoupés par 5m de calcaires microbioclastiques (CMF8) marqué par une faune moins abondante, représentée par quelques crinoïdes et brachiopodes.

Par ailleurs, la photo interprétée (Fig. 20) permet de distinguer deux termes importants ou deux niveaux de calcaires d'âge différent, marqué par la présence d'une zone schisteuse médiane. Ce sont : (i) les calcaires inférieurs (**U2**), daté de **l'Emsien terminal** (Richard, 1987) et (ii) les calcaires supérieurs (**U4-U5**), appartenant à **l'Eifelien inférieur** (Richard, 1987).

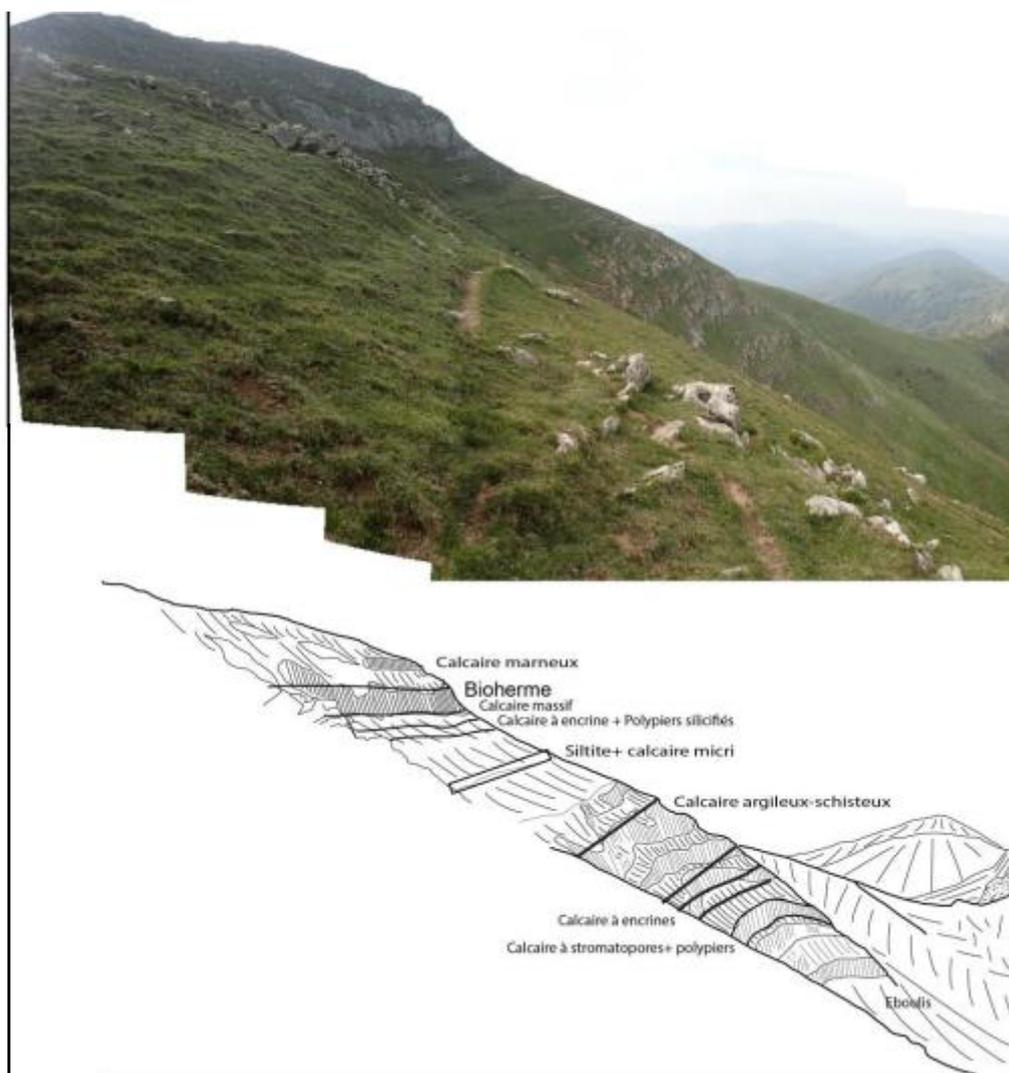


Figure 20. Photo interprétée du panorama sur Arrolakobarria (Coupe d'Adarza).

### 5.1.4 Coupe du Laxia

La coupe du Laxia (Fig. 21) se localise au sein de la vallée du Laxia, qui est un affluent de rive gauche de la Nive, se trouvant à l'Est du pic de Mondarrain. Sur la coupe, la colonne stratigraphique levée, s'étend sur plus de 25m.

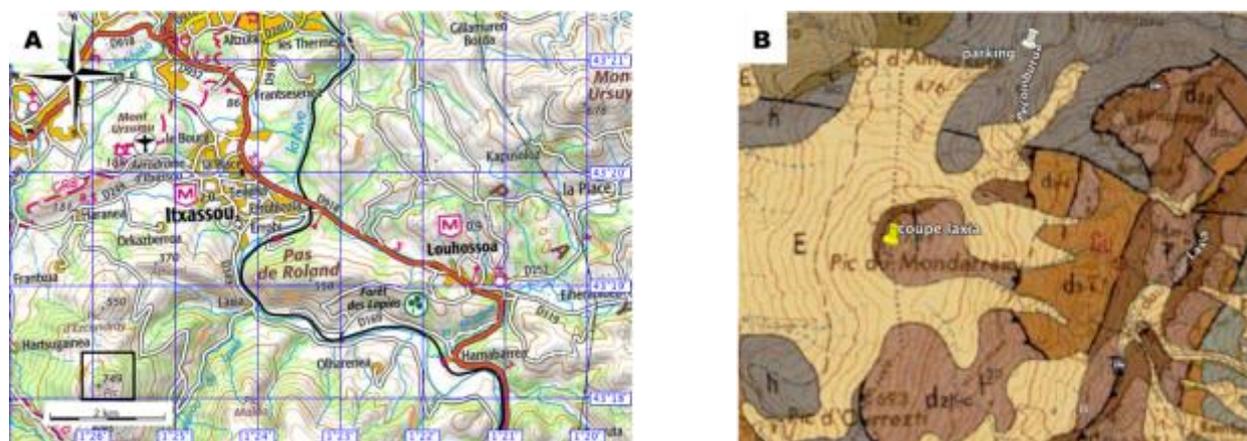


Figure 21. A. Localisation du site d'étude. B : Extrait de la carte géologique d'Iholdy à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès.

Cette coupe (Fig. 22) commence par un premier niveau caractérisé par 12m d'argilites graphiteuses (**U1**) assez épaisses avec lentilles de siltite (SF5). Puis, vient un niveau de siltites foncées plus continu et épais avec des épaisseurs variant de quelques centimètres au mètre. Ce même niveau est constitué également de plus en plus d'intercalations gréseuses gris clair en lentilles (SF4). Ces lentilles ont une hauteur maximum de 2cm et une largeur comprise entre 5 et 10cm ; aussi, elles sont aléatoirement distribuées parfois plus continues sur le mètre de largeur de l'affleurement avec 1 à 2cm d'épaisseur. S'ensuit, une seconde unité composée de 15 m de siltite (**U2**) noire, schistosée, avec un aspect ocre et qui est organisée en banc d'épaisseur centimétrique (**SF6**). Ces deux premières unités sont datées de **l'Emsien terminal** (Richard, 1987).

Au-dessus de cette formation, se trouve une unité constituée de siltite (**U3**) dans laquelle, il y a des niveaux gréseux de couleur grise, localisés par endroit. Cette unité s'étend sur 2m environ au sein duquel, on observe des veines de quartz boudinées forment des nodules de taille centimétrique à certains niveaux.

La fin de cette coupe est occupée par un affleurement de plus 2m, constitué d'argile et siltite graphiteux (**U4**) de couleur grise et datée de **l'Eifélien inférieur** (Richard, 1987). Les échantillons La 1 et La2 proviennent de la base de l'unité 1 et l'unité 3, respectivement (Fig. 22).

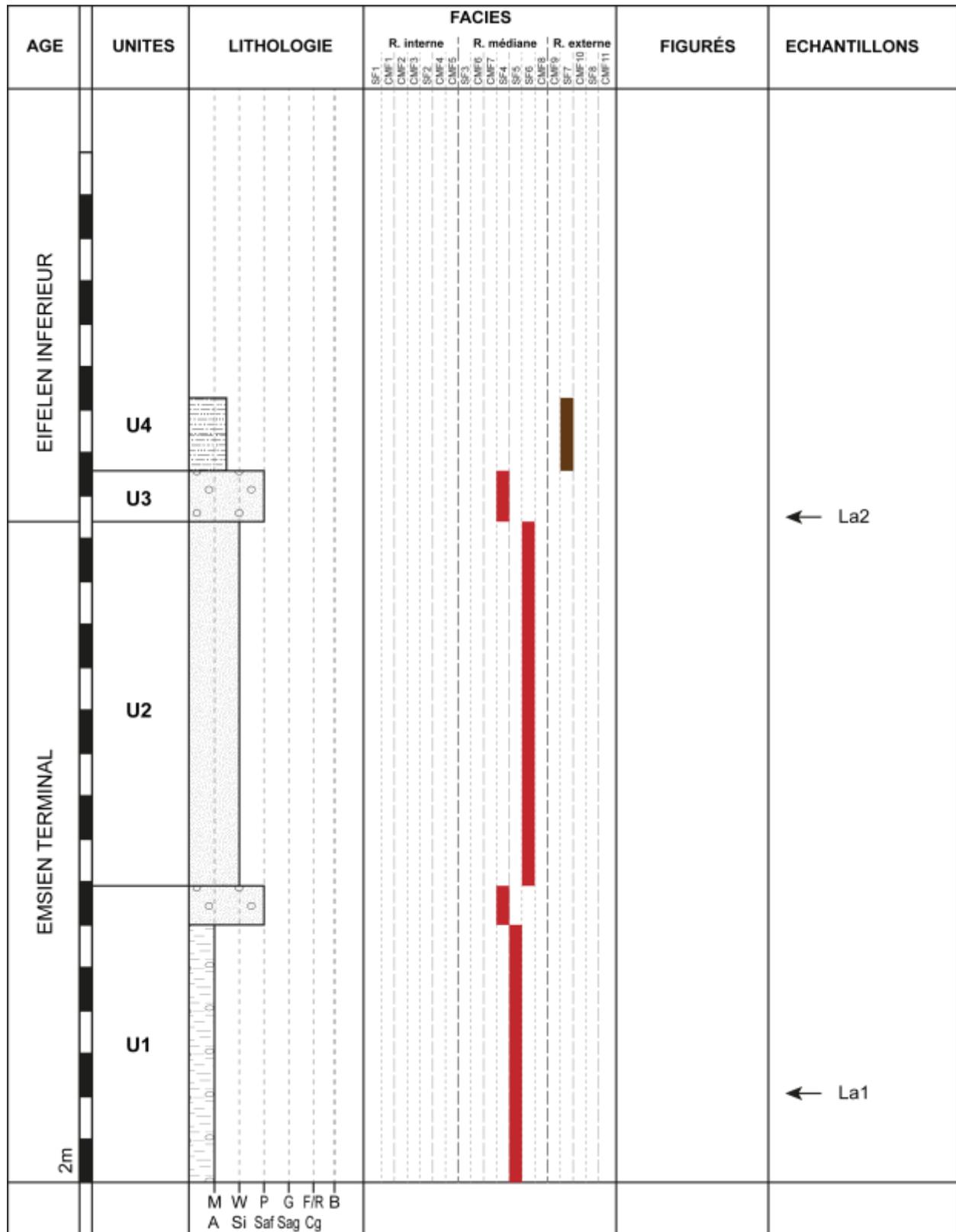


Figure 22. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien du Laxia. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

## 5.2 Domaine Occidental: coupe d'Ainhoa

La coupe d'Ainhoa (Fig. 23) se situe à l'Ouest de la crête **EREBY-ATCHOULEGUI**, au niveau de la chapelle Notre Dame de l'Aubépine, à l'Est d'Ainhoa. Elle présente des formations particulières attribuées au Dévonien plus précisément de l'Emsien terminal et de l'Eifélien inférieur (Richard, 1987). Celles-ci sont visibles, à l'affleurement, à une bande cartographique **NE-SW**, dans de bonnes conditions d'affleurement le long du chemin qui remonte à l'oratoire sur le flanc Ouest de la colline.

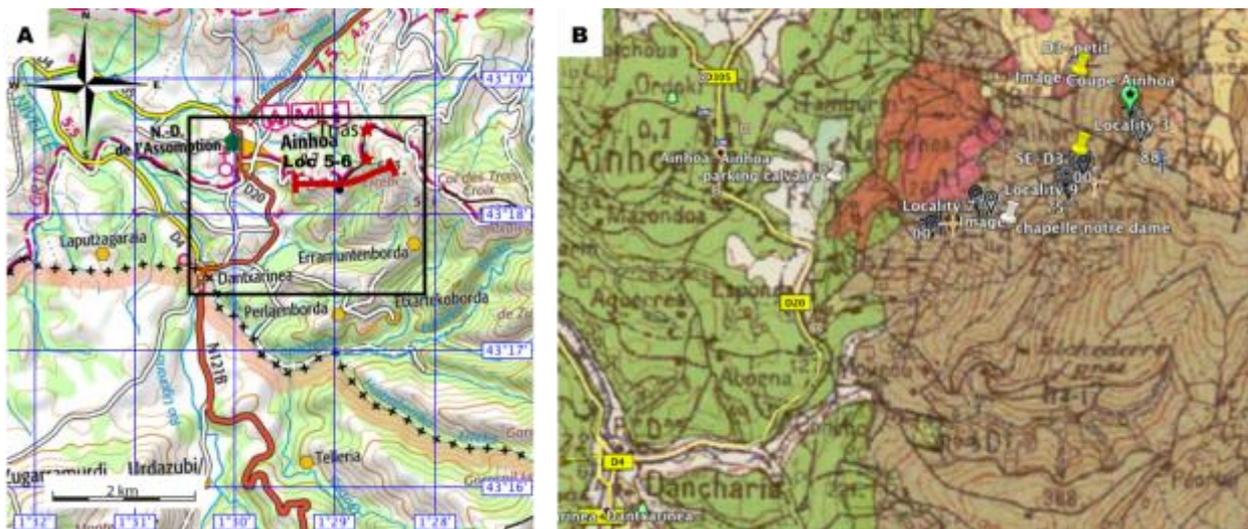


Figure 23. A. Localisation du site d'étude. B : Extrait de la carte géologique d'Iholdy à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès.

La figure 24 met en évidence les termes de la série du Dévonien d'Ainhoa, qui se traduisent par des schistes gréseux à niveaux ferrugineux et par des grès bioclastiques.

La série débute par un ensemble silteux (**U1**), compétent d'au moins 5m, à patine marron et altération beige (SF6). Au sommet de cet intervalle, l'unité **U2** (5m) est représentée par une alternance siltite-grès fin carbonatée et fossilifère (SF3). Les faunes décrites (bryozoaires, brachiopodes et corail tabulé de type *Pleurodyctium*) permettent de dater cette unité de l'Emsien terminal (Richard, 1987). Puis, l'unité **U3** est composée de deux séquences successives granocroissantes (12 et 20 m) des faciès SF6 et SF8 vers les faciès SF2 et SF1, respectivement. Les bancs sont centimétriques excepté les bancs de grès alors métriques.

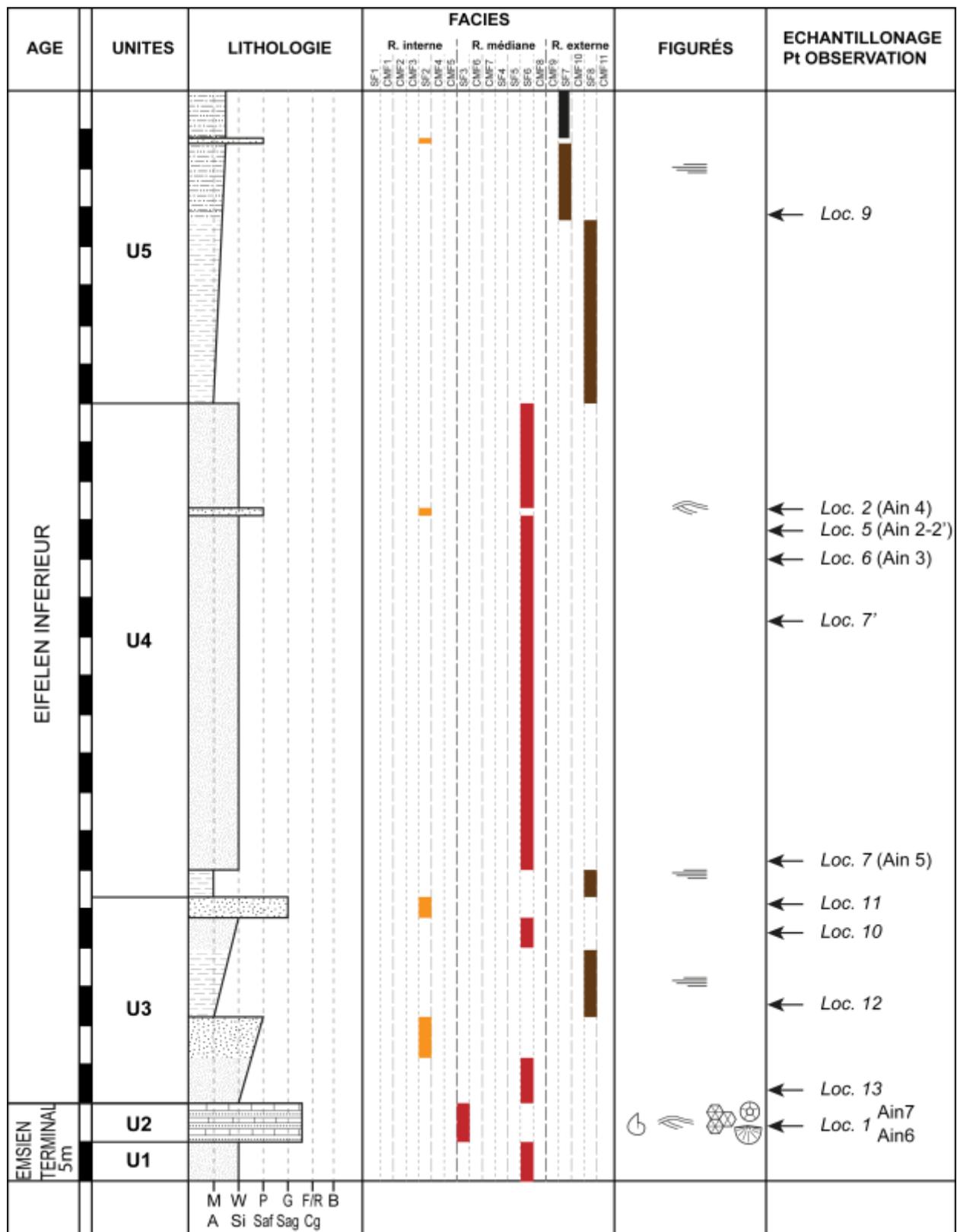


Figure 24. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien d'Ainhoa. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

L'unité U4 est composée de deux ensembles silteux en plaquettes fines de 46 et 19 mètres (SF6),

séparés par un seul ensemble gréseux (grès rouge, à patine rouille sombre, constitués de lits phylliteux; SF1) médian d'un mètre montrant des structures en Hummocky Cross Stratification de moyenne longueur d'onde. Au toit du premier ensemble silteux, sont observables des niveaux ferrugineux (minéral) contenant minéraux ferrifères de couleur brune, isolés ou concentrés par plages. La dernière unité (U5) débute par des niveaux argileux (0,5 à 1 mm d'épaisseur), qui s'organisent autour de la schistosité S.1, déterminé par des alignements de phyllites sombres ferrugineuses (SF8), de minéraux ferrifères rouille orangé et de petites paillettes de Mica blanc, qui évoluent vers des niveaux semblables de siltite argileuse (SF7, 34 m). Au-dessus d'une ultime passée gréseuse métrique (SF2), on trouve une série de siltite noir mat schistosée, argileuse à nodules siliceux (SF7), dont la puissance apparente est impossible à estimer.

## **VI- INTERPRETATION PALEOENVIRONNEMENTALE & DISCUSSION**

### ***6.1 Interprétation paléoenvironnementale***

Les corrélations lithostratigraphiques entre les différentes coupes du Pays basque permettent de reconstituer le paléoenvironnement (Fig. 25). Les coupes d'Ainhoa, Laxia, Ossès et Adarza recourent les mêmes unités stratigraphiques ; à savoir l'Emsien terminal et l'Eifélien inférieur. La coupe du Château Pignon recoupe les unités datées de l'Emsien inférieur.

L'Emsien inférieur est décrit à partir de la coupe du Château Pignon. Cette formation présente une sédimentation carbonatée de type calcaire, épais de 30m, contenant un biostrome important riche en crinoïdes, stromatopores de grands diamètres ainsi que des polypiers, indiquant un milieu oxygéné et agité. En se fiant à l'analyse des microfaciès CMF4 à CMF9, la coupe du Château Pignon semble être dans un milieu à forte énergie et peut être dû à un paléoenvironnement proximal.

Le Dévonien moyen, plus précisément l'Emsien terminal est décrit à partir des coupes d'Ainhoa (Fig. 24), Laxia (Fig. 22), Ossès (Fig. 15) et Adarza (Fig. 19). La succession lithologique présente une succession argilite-siltite sur les coupes d'Ainhoa et Laxia indique un milieu relativement profond (rampe médiane) calme avec quelques variations d'énergie. La coupe de Laxia présente des séries détritiques de faibles épaisseurs, de 32 m avec à sa base des termes d'argilite de 12m, comparativement à la formation d'Ainhoa qui montre des épaisseurs importantes, de 10m avec à sa base la siltite, épais de 5m. En se basant sur la granulométrie et l'analyse des microfaciès détritiques, les faciès pauvres en fossile avec peu de structures sédimentaires indiquent un milieu

de dépôt à régime hydrodynamique faible dans un milieu calme ; la coupe d'Ainhoa semble être moins profonde qu'à Laxia dont la sédimentation semblerait plus profonde (Fig. 25). La granulométrie des sédiments sur les deux coupes est peut-être dû à un environnement distal calme moins sensible aux variations du niveau marin.

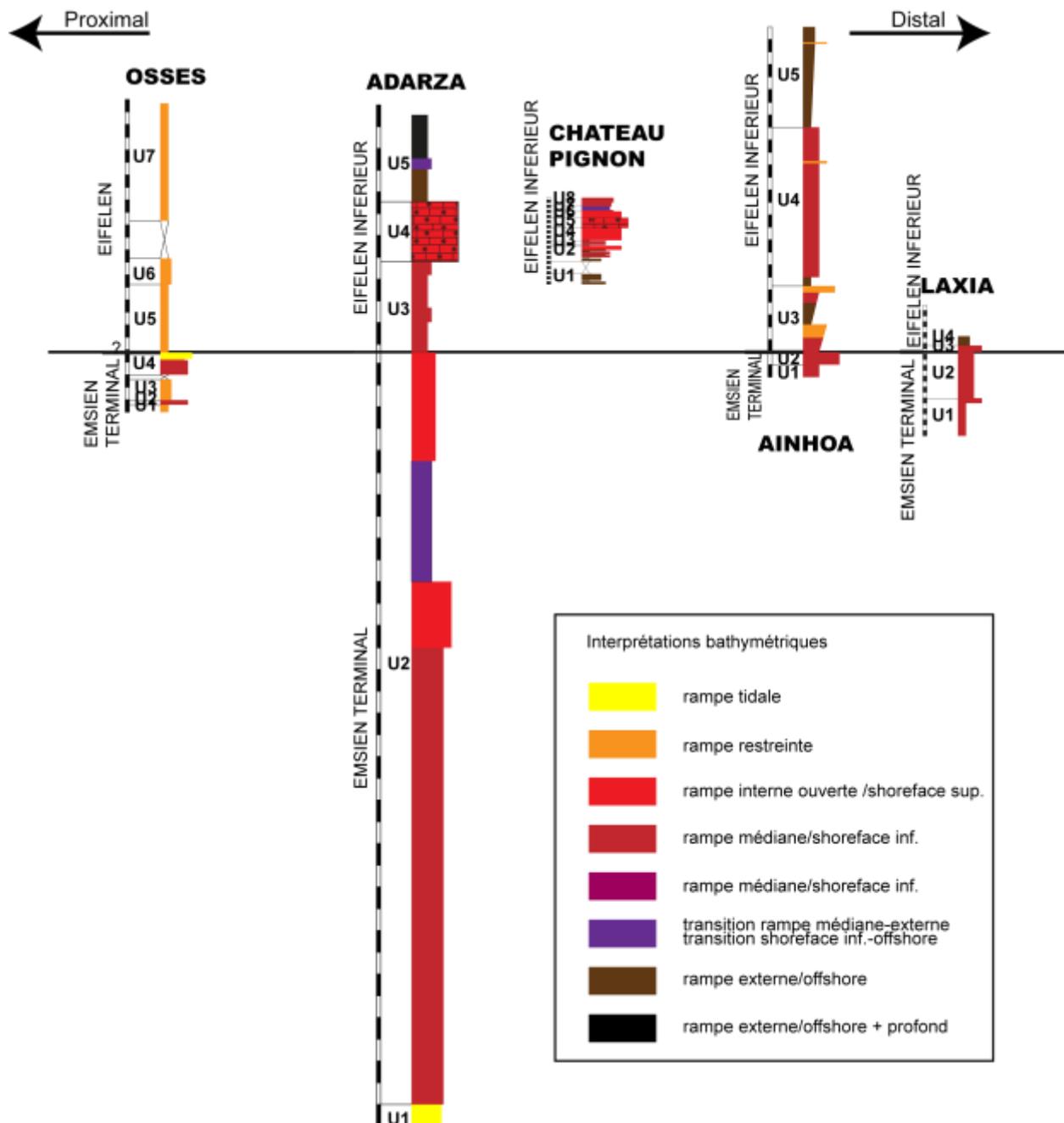


Figure 25. Corrélections lithostratigraphiques et paléoenvironnementale selon un gradient proximo-distal entre les différentes coupes du Pays Basque. Les noms des coupes sont issus de la thèse de Richard, 1987. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

La coupe d'Adarza est la plus épaisse (>470m). Elle présente une sédimentation carbonatée de type calcaire avec une augmentation importante des épaisseurs des bancs, impliquant l'importance de la subsidence et contenant une association de crinoïdes, stromatopores et polypiers qui traduit

un milieu agité (CMF5). En se fiant à l'analyse des microfaciès, la coupe d'Adarza semble être un paléoenvironnement proximal entre la plate-forme médiane et la base de la plate-forme interne.

L'Eifélien inférieur décrit à partir des coupes de Laxia (Fig. 22) et d'Ainhoa (Fig. 24) présente une succession gréso-silteuse au niveau de la coupe de Laxia ainsi qu'une siltite au sein de la coupe d'Ainhoa.

L'Eifélien inférieur d'Ainhoa montre une épaisseur importante de 130m, supérieure à celui de la coupe de Laxia qui est de 6 m. Les faciès décrits indiquent une sédimentation en milieu calme avec quelques variations d'énergie pour les deux coupes, plutôt entre la rampe médiane et la rampe externe (rampe médiane franche pour Ainhoa). Ainsi, l'Eifélien inférieur de Laxia serait dans un paléoenvironnement distal calme par rapport à celui d'Ainhoa qui serait aussi dans un paléoenvironnement distal.

L'Eifélien inférieur de la coupe d'Adarza montre une série carbonatée avec à sa base un grès carbonaté (Fig. 19). Les carbonates d'épaisseurs importantes sont caractérisés par des pariries à stromatopores et coraux tabulés qui se termine par un bioherme riche en polypiers, crinoïdes et stromatopores de grands diamètres ; ce qui représenterait un niveau récifal au sein de l'Eifélien inférieur du Pays Basque. En se focalisant sur l'analyse des microfaciès, la coupe d'Adarza serait dans un milieu agité avec des zones de calme puis s'approfondit rapidement pour atteindre la rampe externe distale. L'épaisseur relative des niveaux bioconstruits et issus de leur démantèlement à Château Pignon (Fig. 17) suggère que cette dernière localité devait être légèrement plus profonde avec une plus grande énergie qu'à Adarza.

Le Dévonien moyen d'Ossès (Fig. 15) est marqué par l'abondance de faciès carbonatés et constitué à sa base des faciès gréseux ou gréso-dolomitique. Ces carbonates sont dépourvus de faune marine mais caractérisés par des intervalles marneux ; ce qui traduit une sédimentation en milieu agité avec des zones de calme afin que la micrite s'y dépose. En se basant sur la granulométrie, l'analyse des microfaciès, la coupe d'Ossès se localiserait près d'un haut fond intermédiaire.

Toutes ces informations permettent de répartir géographiquement les différents faciès et leur évolution au cours du Dévonien moyen. Les coupes du Château-Pignon et d'Adarza sont en milieu proximal, les coupes de Laxia et d'Ainhoa en milieu distal et la coupe d'Ossès est un haut-fond intermédiaire (Fig. 26).

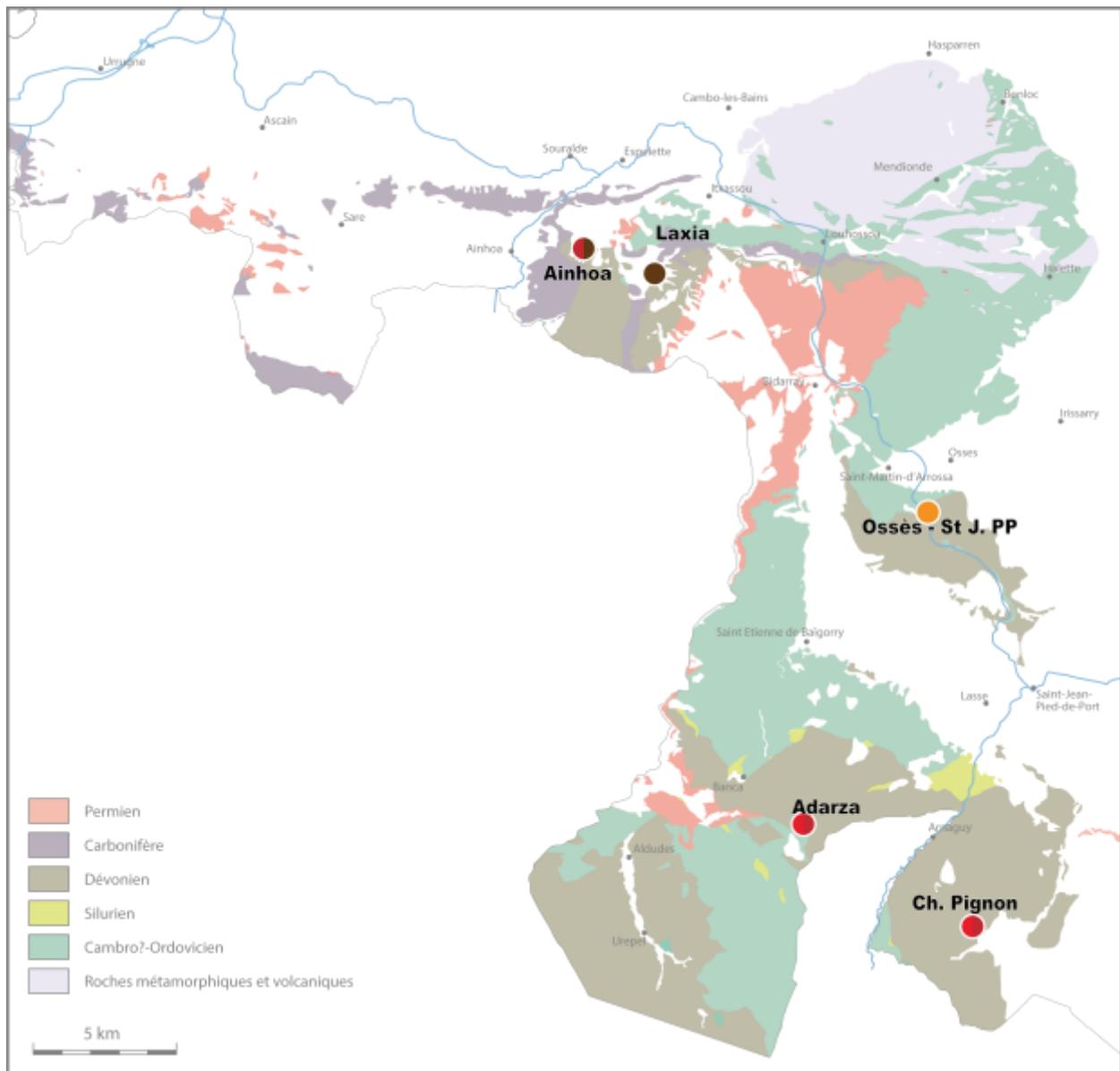


Figure 26. Carte de répartition des principales zones bathymétriques interprétées à partir de l'étude des microfaciès pour les coupes étudiées. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5.

## 6.2 Caractérisation des enregistrements récifaux dans le Pays basque

Les récifs (Fig. 7) sont des structures rigides qui sont autochtones et contrôlés par une cavité biologique et qui sont capables de maintenir un relief par rapport aux environnements qui les entourent (Flügel, 2004).

Les récifs sont également une structure à trois propriétés fondamentales :

- Un récif est initié, formé et contrôlé par des processus biologiques ;
- Un récif est un édifice rigide ;
- Un récif possède un relief qui est limité latéralement.

Ainsi, les enregistrements récifaux dans le Dévonien du Pays basque sont localisés au sein du massif des Aldudes, Nord-Est, notamment à l'Emsien inférieur pour la coupe du Château-Pignon (Fig. 16) et à l'Eifelien pour la coupe d'Adarza (Fig.18).

A Château-Pignon, la succession sédimentaire observée est caractérisée par un ensemble calcaire grisâtre de plusieurs mètres et limitée à 30 m pour la coupe, dans lequel se trouvent de nombreux petits bancs et pétri d'une faune riche en crinoïdes compactes, cassés ; en brachiopodes et en grands stromatopores de diamètre allant jusqu'à 30m puis en polypiers abondants, massifs, dense de type *Favosites*, *Thamnopora* et de coraux rugueux solitaires. Les fossiles occupent plus de 70% de la surface des bancs calcaires, étendu sur 60m. La matrice associée à ces bancs, est composée de micrite avec une texture rudstone à boundstone, correspondant à un biostrome (Figs. 8-9).

A Adarza, la zone équivalente est caractérisée par un banc calcaire sombre, représentant un bioherme d'une hauteur maximale de 5 m, au sein duquel se trouvent des bioconstructeurs tels que de grands stromatopores (avec un diamètre de 40cm), des brachiopodes et des polypiers massifs, dense, compacts et cassés de type *Favosites*.

Toutes ces observations faites, démontrent que ces enregistrements récifaux se forment dans les parties peu profondes des mers chaudes au Dévonien. En effet, sous l'action des vagues et des courants vigoureux, se déposent, sur une plate-forme carbonatée ouverte, des organismes. Puis, après démantèlement des prairies à crinoïdes, sous l'action de courants énergétiques, ces organismes se déposent et stabilisent le substrat, qui va servir de sole aux futures constructions. Avec la remontée progressive de la tranche d'eau, l'énergie s'affaiblit jusqu'à disparaître, les conditions idéales pour la construction sont alors en place. Les faciès des flancs sont également occupés par des calcaires à crinoïdes qui ont été apportés par les courants, ou engendrés par les constructions elles-mêmes. La pente de la plate-forme étant évaluée entre 1 et 20° (selon le modèle de Wilson, 1975), la stabilité du récif est également due à la présence des bactéries qui cimentent l'ensemble. Ces récifs occupent les zones de plus forte énergie, entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempêtes. Ainsi, à l'échelle des Pyrénées, ces enregistrements récifaux se mettent en place dans un paléoenvironnement proximal (Menjoulas et al., 1996).

### 6.3 Discussion

L'interprétation paléoenvironnementale a permis de reconstruire les différents milieux de dépôts au Dévonien dans le Pays basque ; et met en évidence un profil de rampe.

Plusieurs études sur le Paléozoïque du Pays basque (Heddebaut.1973, Muller et al., 1974, De Boer et al., 1974, Richard.1987, Sanz-Lopez et al., 2002) ont contribué également à esquisser la paléogéographie des massifs basques. Ainsi, en comparant les séries Sud-Ouest (méridionales) aux séries Nord-Est (septentrionales) les auteurs ont montré une tendance générale à une réduction des épaisseurs du Sud vers le Nord. Cette tendance ou phénomène peut être interprétée comme un biseau de transgression sur un substratum ancien émergé au Nord et vers le Sud par un bassin de sédimentation (Laxia, Sud-Baygoura, Aldudes). Ceci corrobore avec le fait qu'il y a une sédimentation dans un contexte de distension SW-NE au sein du Pays- basque durant le Dévonien.

Pendant le Dévonien inférieur, en bordure du relief septentrional, les sédiments se mettent en place dans les zones dépressionnaires, caractérisées par une diminution des épaisseurs au niveau de Laxia, puis marqué essentiellement par une importante sédimentation détritique. Ces apports septentrionaux sédimentent également dans la série Sud-Baygoura. Les régions méridionales sont constituées d'une accumulation gréseuse, qui est un niveau repère des séries Sud-Ouest, Nord-Est des Aldudes et Sud-Baygoura (Richard, 1987) ; dont l'origine se trouverait au Sud et à l'Ouest de ces régions (Heddebaut, 1973).

Les auteurs soulignent aussi le fait que durant le Dévonien moyen, une sédimentation grésopélique se met en place de façon homogène dans toutes les zones de dépôts. Les régions méridionales sont marquées par les calcaires 'récifaux' au Sud (Adarza et Château-Pignon) et les calcaires noirs au sein des séries Nord-Est des Aldudes et Sud-Baygoura. L'importance des épaisseurs accumulées implique l'apparition d'un phénomène de subsidence dans ces régions ; tandis que le caractère transgressif est visible sur le relief septentrional, par les dépôts de schistes à nodules dans certaines zones (Ainhoa et massif des Cinco Villas) (Richard, 1987). Ce qui concorde avec nos interprétations et observations dans notre étude.

Par ailleurs au Dévonien supérieur, une différenciation apparaît entre un domaine Sud, composé des massifs des Aldudes et Mendibelza et un domaine septentrional caractérisé par le massif des Cinco-Villas, le massif de l'Ursuya et le massif de Baygoura. Une sédimentation détritique à caractère flyschöide syn-orogénique au Nord, alors qu'on a des matériaux détritiques au Sud. Après cette différenciation, une sédimentation carbonatée est visible dans les massifs basques à travers les calcaires griottes du Famennien (Sanz-Lopez et al., 2002).

Par ailleurs, à l'échelle des Pyrénées, le Pays Basque représente la partie la moins profonde du bassin dévonien du fait des puissants dépôts détritiques tout au long du Dévonien et qui ne sont

pas visibles à l'Est des Pyrénées (Richard, 1987).

## VII. CONCLUSIONS

L'objectif essentiel de ce travail est de donner une interprétation spatio-temporelle des variations des environnements dévoniens au Pays Basque et de caractériser les environnements récifaux. Le Dévonien du Pays Basque, bien que structurellement complexe et particulièrement négligé, est une situation intéressante si l'on étudie la dynamique sédimentaire. L'étude de la sédimentation et les corrélations lithostratigraphiques ont ainsi permis de caractériser le paléoenvironnement de dépôt et son évolution durant le Dévonien moyen.

L'Emsien inférieur, décrit à partir de la coupe du Château Pignon présente une sédimentation carbonatée de type calcaire, indiquant un milieu oxygéné à forte énergie et peut être dû à un paléoenvironnement proximal.

L'Emsien terminal, décrit à partir des coupes d'Ainhoa, Laxia, Ossès, présente une succession argilite-siltite et indique un milieu calme avec quelques variations d'énergie dans un environnement distal calme sensible aux variations du niveau marin. Par ailleurs, la coupe d'Adarza montre des sédimentations carbonatées de type calcaire avec une faune riche et une augmentation importante des épaisseurs des bancs, impliquant l'importance de la subsidence, traduisant ainsi un milieu agité dû à un paléoenvironnement proximal.

L'Eifélien inférieur décrit à partir des coupes de Laxia et d'Ainhoa présente une succession grésosilteuse, impliquant une sédimentation en milieu calme avec quelques variations d'énergie pour les deux coupes dû à un paléoenvironnement distal. La coupe d'Adarza montre une série carbonatée avec un bioherme qui représente un niveau récifal au sein de l'Eifélien inférieur du Pays basque, un milieu agité avec des zones de calme, dû à un paléoenvironnement proximal. Par ailleurs, l'on pourrait chercher à caractériser également ces roches détritiques à travers des analyses géochimiques afin de déterminer leur provenance.

Le Dévonien moyen d'Ossès est marqué par l'abondance de faciès carbonatés et constitué à sa base des faciès gréseux ou grésodolomitique, dépourvu de faune marine mais caractérisés par des intervalles marneux, suggérant un haut fond intermédiaire.

Au terme de notre travail, il ressort que le Pays Basque montre le faciès le moins profond de chaîne Pyrénéenne à travers le développement important de récif et de plateforme silicoclastique dans le Sud-Ouest.

## VIII- REFERENCES

- Becker, B., & Kromer, B., 1993.** The continental tree-ring record—absolute chronology, <sup>14</sup>C calibration and climatic change at 11 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103(1-2), 67-71.
- Boer, H. D., Krausse, M. F., Mohr, K., Pilger, A., & Requadt, H., 1974.** La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles: Une explication de la carte géologique. *Pirineos*, 111, 21-39.
- Boulvain, F., 2007.** Frasnian carbonate mounds from Belgium: sedimentology and palaeoceanography. *Geological Society, London, Special Publications*, 275(1), 125-142.
- Dunham, R. J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1, p. 108-121.
- Flügel, E., 2004.** Microfacies data: matrix and grains. In *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer Berlin Heidelberg, 73-176.
- Gapillou, C., 1981.** Vers une approche métallogénique d'une région presque oubliée: les minéralisations à: Cu. Ag. Pb. Zn et les sidérites du paléozoïque et du trias du Pays Basque français entre Ainhoa et Banca, 69-195.
- Heddebaut, C., 1973.** Etudes géologiques dans les Massifs paléozoïques basques. Thèse, Lille, 263 p.
- Heddebaut, C., 1975.** Etudes géologiques dans les Massifs paléozoïques basques (résumé de thèse). *Bull. BRGM*, (2), Sect. IV, n°1, 5-30.
- Majesté-Menjoulas, C., & Ríos, L. M., 1996.** Dévonien-Carbonifère inférieur. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, 1, 235-301.
- Richard, P., 1986.** Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque français). *Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières*, 9-229.
- Sanz-López, J., 2002.** Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain*, (1), 367.
- Tucker R.D., McKerrow W.S., 1995.** Early Palaeozoic chronology: an review in light of new U-Pb zircon ages from new Foundland and Britain. - *Can. J. Earth Sciences*, 32, p. 368-379
- Vennin, E., Aretz, M., Boulvain, F., & Munnecke, A., 2007.** Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations. *Publications scientifiques du Muséum*.
- Wilson J.L., 1975.** Carbonate facies in the geologic history. – Springer Verlag, 471 p.
- Ziegler W., Klapper G., 1985.** Stages of the Devonian System. – *Episodes*, 8, 2, p. 104-109.

## LISTE DES FIGURES

Figure 1. Répartition du Dévonien (en rose) des Pyrénées ; modifiée d'après Majesté-Menjoulas & Rios (1996) ....	6
Figure 2. Chronostratigraphie du système Dévonien accompagnée des légendes utilisées pour les cartes géologiques éditées par le BRGM et des variations relatives du niveau marin ; modifié d'après Cohen et al. (2013) et Johnson et al. (1985).....	8
Figure 3. Carte géologique du Pays Basque, modifiée d'après la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (Notice 1049) .....	10
Figure 4. Colonnes stratigraphiques synthétiques des domaines occidental et oriental du Dévonien du Pays Basque ; travail de synthèse effectué d'après Menjoulas (1995), Richard (1986), Heddebaut (1964). .....	12
Figure 5. Répartition des faciès carbonatés (CMF) et détritiques (SF) selon un profil de rampe (inspiré de Flügel 2004). .....	15
Figure 6. A. Mudstone à quartz et laminations planes. B. Mudstone microbioclastique à laminations régulières. ....	16
Figure 7. Boundstone à crinoïdes et bioconstructeurs de la coupe d'Adarza en haut et sur la coupe de Château Pignon en bas. ....	17
Figure 8.A. Boundstone à coraux tabulés ( <i>Thamnopora</i> ) et massifs ( <i>Alveolites</i> ). B-E. Rudstone à bioconstructeurs et crinoïdes. Th: <i>Thamnopora</i> , Al: <i>Alveolites</i> , br: brachiopode, cr: crinoïde, F: Favosites, Ac: Actinostroma, g: gastéropode. ....	18
Figure 9. A-C. Microfaciès CMF8 Packstone/Grainstone à crinoïdes. D-E. Microfaciès CMF7 Packstone/Grainstone à bioconstructeurs et crinoïdes. Th. <i>Thamnopora</i> , br. brachiopode, cr. crinoïde, o. ostracode. sh. Fragment de coquille indéterminé. St. stromatopore. t. trilobite. ....	20
Figure 10. A-B. Microfaciès CMF9: Packstone péloïdique à crinoïdes. C. Wackestone à crinoïdes et bioconstructeurs. D-F. Wackestone à crinoïdes. Th. <i>Thamnopora</i> , F. <i>Favosites</i> . Br: brachiopodes. cr. crinoïdes, sh: fragment de coquille indéterminé .....	21
Figure 11. Faciès détritiques. A. SF1 Grès massif (sommets latéraux de la section d'Ainhoa). B. SF2 Grès à niveaux ferrugineux (Ainhoa pt 6). C. SF4 Siltite à nodules siliceux (Laxia pt 1). D. SF3 Grès bioclastique à ciment carbonaté (Ainhoa pt 1). E. SF6 Siltite en plaquettes (Ainhoa pt 7). F. SF7 Siltite argileuse finement litée (Adarza pt. A10). ....	24
Figure 12. SF8 Argilites noire (Laxia pt 2) .....	25
Figure 13. Légende des figurés et symboles utilisés pour les logs des sections levées. ....	26
Figure 14. A. Localisation du site d'étude. B. Extrait de la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 {notice 1049} montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès. ....	27
Figure 15. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien moyen d'Ossès. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	28
Figure 16. A. Localisation du site d'étude. B. Extrait de la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 {notice 1049} montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès. ....	29
Figure 17. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien du Château Pignon. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	30
Figure 18. A. Localisation du site d'étude. B. Extrait de la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès. ....	32
Figure 19. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien d'Adarza. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	33
Figure 20. Photo interprétée du panorama sur Arrolakobarría (Coupe d'Adarza). ....	34
Figure 21. A. Localisation du site d'étude. B : Extrait de la carte géologique d'Iholdy à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès. ....	35
Figure 22. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien du Laxia. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	36
Figure 23. A. Localisation du site d'étude. B : Extrait de la carte géologique d'Iholdy à 1/50000 établie par le BRGM en 1978 (notice 1049) montrant la localisation des points d'échantillonnage et de lecture des faciès. ....	37
Figure 24. Colonne lithostratigraphique schématique du Dévonien d'Ainhoa. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	38
Figure 25. Corrélations lithostratigraphiques et paléoenvironnementale selon un gradient proximo-distal entre les différentes coupes du Pays Basque. Les noms des coupes sont issus de la thèse de Richard, 1987. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	40
Figure 26. Carte de répartition des principales zones bathymétriques interprétées à partir de l'étude des microfaciès pour les coupes étudiées. Les couleurs représentent les zonations bathymétriques proposées à la figure 5. ....	42