

Université Bordeaux 1

UMR 5199 – PACEA

Préhistoire, Paléoenvironnement, Patrimoine (PPP)

Mémoire de Master 2 Sciences et Technologies
Mention Anthropologie biologique, Préhistoire
Spécialité Préhistoire

Géologie des formations pléistocènes/holocènes du littoral du Nord-Médoc : révisions bibliographiques et nouvelles données

Relations avec le peuplement

Mathieu BOSQ

Sous la direction de :
Pascal BERTRAN (INRAP/PACEA)
Frédérique EYNAUD (EPOC)

2013-2014



université
de BORDEAUX



pacea
UMR 5199

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont à Pascal Bertran, Frédérique Eynaud et toute l'équipe du projet LITAG de m'avoir accordé leur confiance et m'avoir permis de participer à ce projet.

Je tiens à remercier particulièrement Pascal Bertran de m'avoir fait découvrir le monde de la géoarchéologie, de m'avoir accompagné sur le terrain, pour ses conseils, ses corrections et de m'avoir apporté une petite partie de sa connaissance sur la géologie régionale.

Merci à Frédérique Eynaud, co-directrice de mon mémoire et du projet LITAG, que j'ai connu, il y a déjà plusieurs années en tant que professeur durant la Licence STE. Merci à toi sans qui ce stage n'aurait pas vu le jour et d'avoir pris le temps de relire mon mémoire et d'avoir été disponible tout le long de ces 4 derniers mois.

Merci à Clément Lambert, mon prédécesseur, qui a rendu mon travail plus facile en me fournissant la bibliographie de mon stage et en m'aidant à débiter mon mémoire dans les meilleures conditions.

Je remercie également Florence Verdin, co-directrice du projet LITAG de m'avoir permis de participer à la mission de terrain d'une semaine au Gurg et à l'Amélie. À cette occasion, je tiens à remercier tous les participants à cette mission, notamment l'ensemble de l'équipe d'Ausonius. En particulier, à Gilles Arnaud-Facetta que j'ai connu durant ce séjour à Grayan, qui m'a aidé à relever de nombreuses coupes (28 !) à l'Amélie. Je remercie les bretons Serge Suanez et Pierre Stephan de l'IUEM pour les relevés DGPS de ces coupes. Un grand merci va à toute l'équipe technique d'EPOC pour les carottages et analyses en laboratoire, le tout dans la bonne humeur !

Un grand merci va à tous les membres du laboratoire PACEA pour leur accueil dans cette nouvelle aventure. Je pense notamment à Jacques Jaubert de m'avoir accepté de rentrer directement en deuxième année de Master. Comment ne pas citer Éric, mon ancien camarade de Licence, qui m'a accueilli les bras grands ouverts et m'a fait découvrir le microcosme de PACEA, dommage que tu sois partis si tôt en Angleterre, ton aide m'aurait été bien utile pour ce mémoire ! Bon courage pour ta thèse ! Je remercie Luca, néo-docteur (félicitation encore, superbe thèse que j'ai lu et relu !) qui a également été d'une aide considérable durant les premiers et derniers instants du stage. Merci de m'avoir accompagné sur le terrain, pour tes conseils avisés et de m'avoir partagé une partie de tes connaissances. Merci à Alain Quefflec pour les lames minces que je n'ai pas eu l'opportunité d'intégrer dans le mémoire. Mes reconnaissances vont à Dominique Armand et Patrick Michel pour les discussions intéressantes concernant l'énigmatique *Palaeoloxodon antiquus* des Argiles du Gurg. Je voudrais remercier Eric Pubert d'avoir été disponible pour tout ce qui concerne les nombreux problèmes informatiques. Merci à Julia Roussot-Larroque pour son savoir sur la Lède du Gurg.

Je tiens également à remercier Hélène Mousset d'avoir mis à ma disposition la base de donnée Patriarce. Ainsi que Norbert Mercier et Sebastian Kreutzer pour le prélèvement des datations OSL.

Enfin, la dernière ligne de mes remerciements (qui sont bien courts pour saluer tout le monde comme il se doit) va aux « Venus » de la promo 2013 -2014 avec dans l'ordre ou le désordre : Marion, Camille, Emma, Caro, Alex, Malo, Florine, Wiwi, Thierry et les autres !

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	2
SOMMAIRE.....	3
INTRODUCTION	5
PARTIE 1 : CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, GÉOMORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE DE LA PENINSULE MÉDOCAINE.....	7
I.1. Cadre géographique.....	7
I.2. Cadre géologique.....	7
PARTIE II : MATÉRIEL ET METHODES.....	10
II.1. Acquisitions des données sur le terrain.....	10
II.1.1. Mission de carottages.....	11
II.1.2. Prélèvements	11
II.2. Analyses en laboratoire.....	11
II.2.1. Analyses des carottes.	12
II.2.2. Spectro-colorimétrie.....	12
II.2.3. Radioscopie Scopix (RX).....	12
II.2.4. Spectrométrie par fluorescence X	13
II.2.5. Datations	13
II.3. Outils de géomatique	13
II.3.1. Données disponibles	14
II.3.2. Géoréférencement	14
III. Les formations pléistocènes du littoral médocain	15
III.1. Etat des connaissances	15
III.1.1. Les précurseurs	15
III.1.2. Les premières études « modernes »	17
III.1.3. Vers une première synthèse	19
III.1.4. L'heure de la synthèse : la coupe-type de Tastet.....	22
III.1.5. L'étude palynologique de la séquence inférieure	24
III.1.6. La problématique des restes d'éléphants	28
III.2. Les coupes stratigraphiques.....	30
III.2.1. Le Gurp 1 et 2 (Sitzia, 2014)	31
III.2.2. La Pointe de la Négade (Lède du Gurp)	32
III.2.3. L'Amélie Sud 1.....	35
III.2.4. L'Amélie Nord.....	36
III.3. Synthèse sur les formations pléistocènes du littoral	37

III.3.1. Unité 1 : Formation de La Négade	38
III.3.2. Unité 2 : Argiles du Gulp et Lignite	39
III.3.3. Unité 3 : Sables de l'Amélie	40
III.3.4. Grès du Gulp.....	44
III.3.5. Unité 4 : Grès de l'Amélie.....	44
III.3.6. Tourbes de la Négade	45
III.4. Quelle est la place des dépôts pléistocènes du littoral dans la géologie régionale ?	47
PARTIE IV : LES FORMATIONS HOLOCÈNES DU NORD-MÉDOC	51
IV.1. État des connaissances.....	51
IV.1.1. Chronologie des épisodes éoliens et construction du massif dunaire.....	51
IV.1.2. Chronologie de la formation des marais estuariens.....	52
IV.2. Résultats	54
IV.2.1. Coupes stratigraphiques des sites archéologiques de l'Amélie Nord.....	54
IV.2.2. La carotte LITAQ-A2.....	57
PARTIE V : BILAN	60
V.1. Les grandes étapes d'évolution des environnements littoraux de la péninsule nord-médocaines du Pléistocène à l'Holocène.....	60
V.2. Implications archéologiques	63
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	66
BIBLIOGRAPHIE.....	67
LISTE DES FIGURES	72
LISTE DES TABLEAUX	72
LISTE DES PLANCHES	72
ANNEXES.....	73

INTRODUCTION

Ce manuscrit s'inscrit dans le cadre du projet interlabex LITAQ (Labex COTE et LASCARBX), intitulé : « *Du Pléistocène à l'Anthropocène : connaître les mécanismes passés d'évolution des populations (végétales, animales, humaines) et des milieux pour prédire les réponses futures. L'exemple du littoral aquitain* ». Ce projet, débuté en novembre 2013, a pour objectif de documenter l'évolution environnementale et géographique de la côte aquitaine durant le Quaternaire.

La côte sableuse aquitaine présente, comme tout milieu d'interface une forte vulnérabilité environnementale, accrue récemment par l'anthropisation des derniers siècles. Le recul du littoral lié à la remontée du niveau marin menace les installations humaines contemporaines mais aussi de nombreux sites archéologiques. Les traces d'occupations humaines au Paléolithique sont rares ; quelques indices de peuplement Épipaléolithique apparaissent à proximité de l'estuaire et des lacs médocains puis se multiplient durant le Mésolithique. Pour les périodes plus récentes (du Néolithique à l'époque Gallo-Romaine), de nombreux sites sont préservés le long du littoral mais leur contexte paléoenvironnemental et leur organisation spatiale restent mal précisés. Malgré plus d'un siècle de travaux de recherche, l'évolution de la paléogéographie du littoral médocain durant le Quaternaire est encore mal connue. En effet, les données sont dispersées dans la littérature et peu de synthèses existent. Le retrait actuel de la côte permet l'affleurement sous forme de falaise des formations pléistocènes et holocènes, donnant ainsi l'opportunité de réévaluer les travaux antérieurs et d'acquérir de nouvelles données, notamment d'ordre stratigraphique.

Ce travail a pour objectifs: i) de compiler et géolocaliser toutes les données issues de la bibliographie ou de bases de données, ii) de les comparer entre elles, iii) de réévaluer leurs conclusions, iv) d'apporter de nouvelles données (e.g. actualisation des coupes du littoral) et v) de proposer de nouvelles analyses (e.g. séquences en continu par carottage, datations OSL, ESR et ^{14}C). L'objectif final est de mieux contraindre le cadre chronostratigraphique et paléoenvironnemental des formations sédimentaires nord-médocaines. Le réexamen des coupes disponibles s'est focalisé sur les secteurs du site de la Lède du Gulp, qui a connu plusieurs occupations humaines successives au cours de l'Holocène (Marambat et Roussot-Larroque, 1989), et des sites archéologiques de l'Amélie Nord.

Le mémoire est organisé en plusieurs parties. La première partie regroupe des généralités concernant le contexte géologique de la péninsule médocaine, une seconde partie présente la méthodologie employée durant cette étude puis les troisième et quatrième parties présentent de manière chronologique les formations pléistocènes et holocènes. Enfin, la dernière partie propose de retracer l'évolution paléogéographique du Médoc telle que l'on peut la reconstituer à partir de la documentation

disponible, et tente de mettre en évidence les relations entre la distribution des sites archéologiques et les différents contextes sédimentaires.

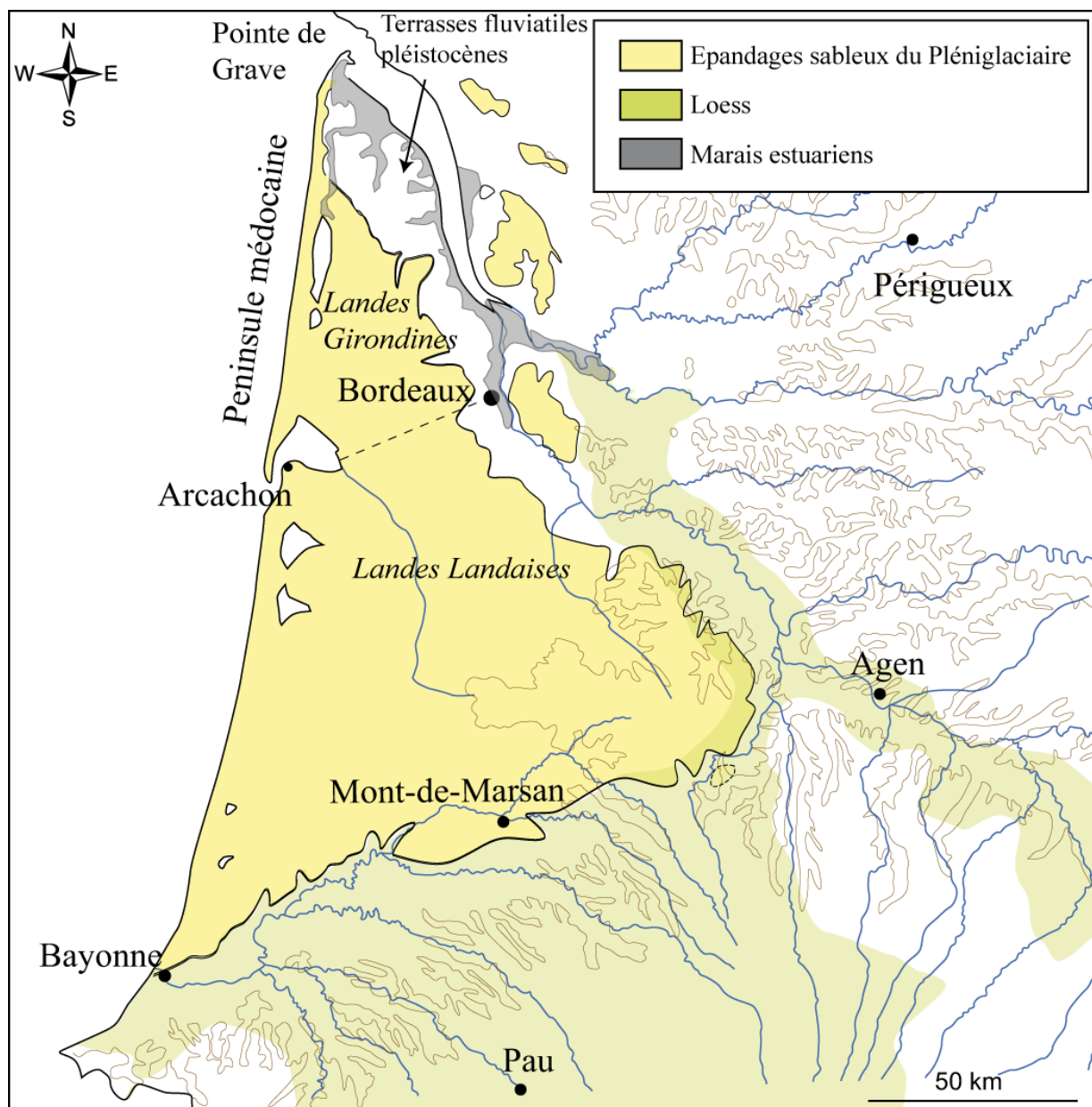


Figure 1 : Carte du Bassin aquitain (modifié d'après Bertran *et al.*, 2011).

PARTIE 1 : CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, GÉOMORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE DE LA PENINSULE MÉDOCAINE

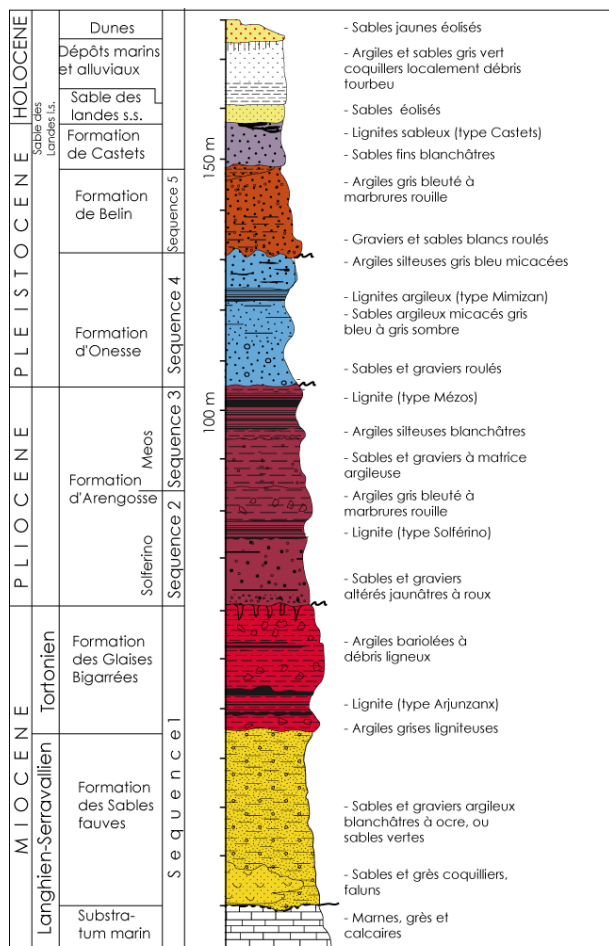
I.1. Cadre géographique

La péninsule médocaine est une enclave de 80 km de long située au Nord-Ouest du Bassin aquitain, encadrée, par l'océan Atlantique à l'ouest et par l'estuaire de la Gironde sur son flanc est. Le territoire médocain s'étend de la Pointe de Grave au nord à une limite sud matérialisée par l'axe Arcachon - Bordeaux (**Figure 1**). Cette frontière méridionale correspond à la transition entre Landes Girondines et Landes Landaises.

La côte est bordée par un massif dunaire côtier holocène quasi-continu, uniquement interrompu au niveau du bassin d'Arcachon, et qui peut culminer jusqu'à 40 m NGF dans le secteur du Médoc. À l'arrière de ce massif dunaire, qui entrave l'écoulement des aquifères vers l'océan, plusieurs lacs côtiers peu profonds et des dépressions humides, localement appelées « Lèdes », se sont développés. L'intérieur de la péninsule du Médoc correspond à une zone dépourvue de relief, à pente douce vers l'océan et composée de formations alluviales et éoliennes pléistocènes dénommées Landes Girondines. Cette surface est interrompue vers l'est par la vallée de la Garonne. Plusieurs terrasses graveleuses pléistocènes culminant jusqu'à une trentaine de mètres au-dessus de l'estuaire et recouvrant un substrat calcaire tertiaire affleurant parfois sous forme de buttes (calcaire de Saint-Estèphe) peuvent être identifiées. Enfin, les marais estuariens constituent le terme ultime du comblement sédimentaire des vallées latérales de la Gironde (Clavé, 2001). On distingue deux unités géomorphologiques au sein des marais (**Figure 4**) : i) les « palus » situés entre les terrasses et une ride sableuse nommée le « Cordon de Richard », ii) les « mattes » entre ce cordon et l'estuaire (Pontee *et al.*, 1988 ; Clavé, 2001). Ces marais constituent les points topographiques les plus bas du Médoc et sont parsemés d'un archipel d'îlots pouvant culminer jusqu'à 12 m (îlots de Talais, Jau, Saint-Vivien).

I.2. Cadre géologique

L'histoire géologique de la presqu'île médocaine est liée à celle du Bassin aquitain. Ce bassin forme une dépression comblée à l'origine par des dépôts marins puis à partir du Miocène par des dépôts continentaux d'origine fluviale, alimentés par le Massif central et les Pyrénées (Vigneaux, 1975 ; Dubreuilh *et al.*, 1995). Cette séquence détritique a été détaillée par Dubreuilh *et al.*, (1995), qui ont établi une succession lithostratigraphique synthétique des formations continentales des Landes de Gascogne. Cinq séquences de remplissages alluviaux présentant une géométrie progradante (**Figure 2**) ont ainsi été mises en évidence :



i) Séquence 1 : Formation des Sables Fauves (Langhien-Serravallien) puis Formation des Glaises Bigarrées (Tortonien) ;

ii) Séquence 2 : Formation d'Arengosse, membre de Solférino (Pliocène) ;

iii) Séquence 3 : Formation d'Arengosse, membre de Mézos (Pliocène) ;

iv) Séquence 4 : Formation d'Onesse (Pléistocène inférieur basal) ;

v) Séquence 5 : Formation de Belin (Pléistocène inférieur).

Figure 2 : Colonne stratigraphique synthétique des principales formations continentales des Landes de Gascogne (modifié d'après Dubreuilh *et al.*, 1995).

Les reconstructions de l'évolution paléogéographique du remplissage continental à partir de plusieurs forages et sondages (Dubreuilh *et al.*, 1995 et Karnay *et al.*, 2010, pour une synthèse récente) montrent une migration progressive du dépôt-centre vers le nord, de la séquence 1 à 5 (**Figure 3**). Au Pléistocène inférieur, la géométrie de la dernière séquence (Formation de Belin) préfigure la vallée actuelle de la Garonne-Gironde. La Formation de Belin s'étend ainsi en forme d'éventail sur l'ensemble du Médoc (**Figure 3D**). L'encaissement des réseaux fluviaux commence au Pléistocène inférieur, le creusement de la vallée au gré des cycles climatiques (alternance de phases glaciaires et interglaciaires) caractéristiques du Pléistocène s'accompagne d'une légère migration vers le nord de la paléo-Garonne (**Figure 3E**). Les terrasses alluviales observables dans les secteurs est du Médoc sont les témoins des différentes phases de creusement du fleuve. Au Pléistocène supérieur, le paysage des Landes de Gascogne se présente comme une plaine légèrement inclinée et dépourvue d'obstacles topographiques. Ainsi de par cette morphologie, la dernière phase de comblement détritique correspond à des sables éoliens (Formations des Sables des Landes qui englobe la Formation de Castets ; Legigean, 1979 ; Sitzia, 2014). La principale source d'alimentation des Sables des Landes provient du plateau continental qui est émergé durant les périodes glaciaires (Sitzia, 2014). Il se met ainsi en place un véritable « erg aquitain » caractérisé par une grande extension des sables de couverture et une quasi-absence de végétation.

À l'Holocène, des accumulations éoliennes sableuses se mettent en place à l'ouest, constituant le cordon dunaire côtier d'environ 6 km de large. Les alluvions récentes représentent l'ultime comblement des chenaux creusés lors de la dernière glaciation. Ils sont en général constitués à la base par des sables et petits graviers argileux, puis par des dépôts argileux (e.g. Argiles à Scrobiculaires) ou tourbeux.

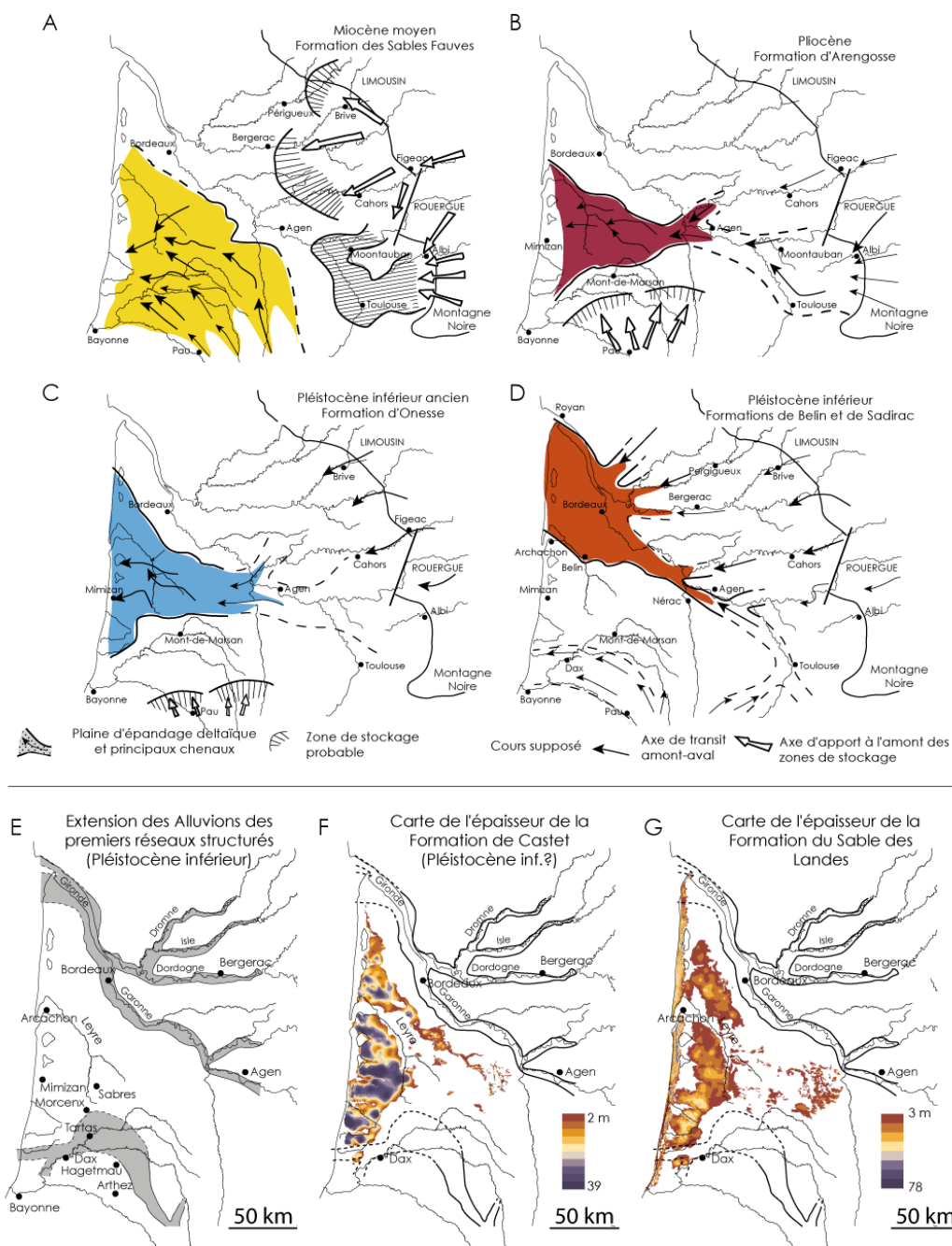


Figure 3 : Reconstitution paléogéographique de l'évolution des réseaux fluviaux du Miocène moyen au Pléistocène au sein du Bassin aquitain (A à D ; modifié d'après Dubreuilh *et al.*, 1995). F, E: Cartes de l'épaisseur de la Formation de Castets et de la Formation du Sable des Landes (modifié d'après Karnay *et al.*, 2010).

PARTIE II : MATÉRIEL ET METHODES

II.1. Acquisitions des données sur le terrain

La zone géographique principalement abordée dans le cadre de cette étude est celle du littoral nord-médocain située approximativement entre l'Anse du Gurp au sud et la commune de Soulac/mer au nord (**Figure 4**). Les archéologues reconnaissent plusieurs zones le long de cette partie du littoral correspondant à des sites archéologiques avec du nord au sud : La Glaneuse (6), l'Amélie (5), la Balise (4), la Pointe de la Négade (3), la Lède du Gurp (2) et l'Anse du Gurp (1). Au niveau de la plage, le massif dunaire holocène et les formations pléistocènes forment une falaise d'environ 4 à 5 mètres de hauteur permettant l'observation en coupe des différentes unités sédimentaires.

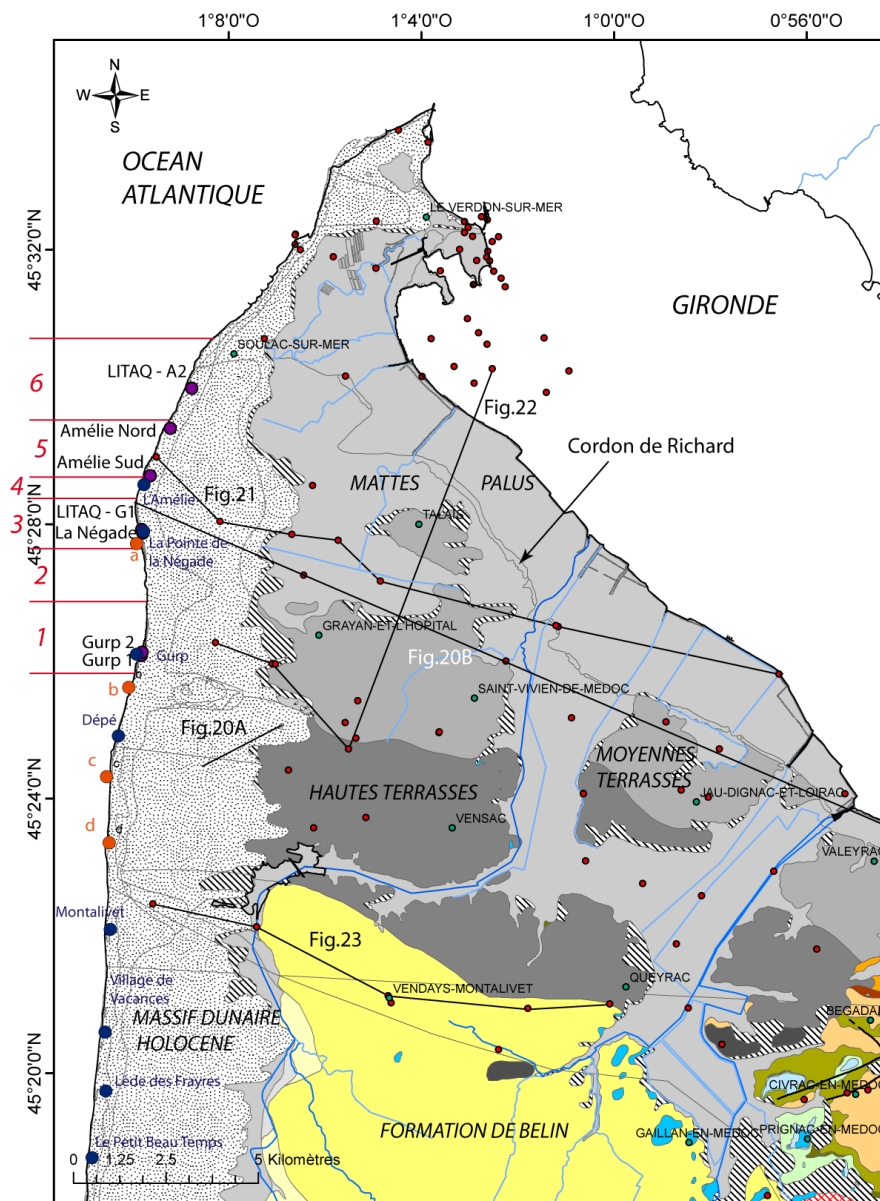


Figure 4 : Localisation sur la carte géologique du BRGM (d'après Gutierrez, 2013) des forages issus des Dossiers sur le Sous-Sol (BSS) représentés en cercles rouges. Les cercles violets correspondent à l'emplacement des carottes et des levés de coupes stratigraphiques de ce mémoire, les cercles oranges aux relevés de Fabre (1939) et bleus ceux de Dubreuilh (1971). Les numéros en rouges sont associés aux secteurs archéologiques du littoral (d'après Clavé, 2001). Les traits noirs sont les transects stratigraphiques détaillés dans cette étude. Il est à noter que la notice de la carte géologique est reprise dans l'annexe 1.

II.1.1. Mission de carottages

Le carottage permet de prélever et d'étudier la succession des couches sédimentaires, en continu et sans déstructuration des faciès, sur quelques mètres d'épaisseur. Dans le cadre du projet LITAQ, les prélèvements par carottage ont eu lieu du 20 au 22 mars 2014 en collaboration avec plusieurs équipes universitaires (UMR CNRS 5805 Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), UMR CNRS 5199 De la Préhistoire à l'Actuel : Culture, Environnement, Anthropologie (PACEA) et UMR CNRS 5607 Ausonius de l'Université de Bordeaux ; l'Université Paris-Diderot et l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) de Brest).

Deux carottes sédimentaires ont été prélevées à l'aide du carottier AMAURY (laboratoire EPOC), l'une au sommet de la falaise surplombant le site de la Lède du Gulp fouillé dans les années 70/80 par Roussot-Larroque et l'autre sur la plage de la Glaneuse. Les différents paléosols du massif dunaire de la plage de l'Amélie ont été prélevés par plaquettes (formes usinées en aluminium de 25 cm de long sur 5 cm de large). Il en est de même pour l'affleurement archéologique du site de la Lède du Gulp. Les deux carottes prélevées au cours de cette mission sont répertoriées dans le **Tableau 1**.

Carottes	Site	Latitude °N	Longitude °W	Longueur (m)
LITAQ-G1	Pointe de la Négade	45°27'59.0460''	1°09'15.8880''	3,37
LITAQ-A2	Amélie Nord	45°30'04.98''	1°08'22.728''	2,37

Tableau 1 : Récapitulatif des carottes prélevées durant la mission LITAQ (2014)

II.1.2. Prélèvements

Des échantillons de sédiments, bois et coquilles ont été prélevés et reportés sur les coupes stratigraphiques relevées sur le terrain. Chaque prélèvement a fait l'objet d'un nivellement au *Differential Global Positioning System* (DGPS) dont la précision en latitude, longitude et altitude est de l'ordre du centimètre. Le positionnement au DGPS a été réalisé par Serge Suanez et Pierre Stephan de l'IUEM de Brest. Des analyses en laboratoire de ces échantillons sont en cours à l'Université Paris-Diderot pour la granulométrie et au laboratoire VERA (Université de Vienne, Autriche) pour les datations ¹⁴C. D'autres sédiments sont en cours d'étude micropaléontologique et sédimentologique.

II.2. Analyses en laboratoire

Les analyses réalisées pour LITAQ visent à reconstituer le cadre chronostratigraphique et le contexte de dépôt sédimentaire et paléo-environnemental des séries prélevées. Ce stage fournit une étude préliminaire du matériel de la 1^{ère} mission LITAQ. Le matériel a suivi un protocole analytique précis mis en œuvre par les personnels de la plateforme PAACS (Plate-forme d'analyse automatisée des carottes sédimentaires, http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=pf_carottes).

II.2.1. Analyses des carottes.

Après ouverture des carottes (sur le banc d'ouverture Siame Technologies du laboratoire EPOC), les deux sections longitudinales obtenues ont été photographiées grâce à un banc photographique (appareil photo : Leica Digilux 2) L'une des deux sections a été ensuite archivée tandis que la seconde section a fait l'objet d'une description lithologique sommaire avant de débiter les analyses non destructives. Ces analyses préliminaires apportent les premières informations sur la nature et l'origine des sédiments et seront suivies d'un échantillonnage (en cours, stage de licence Marjolaine Sabine) en vue de différentes études (granulométrique, palynologique, microfossiles, isotopiques, datations etc).

II.2.2. Spectro-colorimétrie

Le spectrophotomètre Konica-Minolta CM2000d est un appareil portatif permettant la mesure du spectre de réflectance pour la lumière visible située entre 400 et 700 nm. Ce spectre est composé d'une valeur de réflectance (% de lumière réfléchi) tous les 10 nm. À partir de ce spectre, il est possible d'obtenir plusieurs paramètres : la réflectance totale (L^*) et les variables de chromaticité (a^* et b^*). La réflectance totale L^* caractérise la clarté du sédiment qui est comprise entre 0 (noir) et 100 (blanc). Le paramètre a^* permet de déceler les changements de couleurs passant du rouge (+60) au vert (-60) et b^* mesure le passage de la couleur jaune (+60) à bleu (-60). Chacun de ces paramètres peut être utilisé séparément dans la détermination de la composition du sédiment (Debret *et al.*, 2011). En effet, le spectre de réflectance dans le domaine du visible permet aussi l'identification d'oxydes de fer, de minéraux argileux tels que l'illite, montmorillonite, et chlorite, calcite et des composants organiques du sédiment dans des conditions particulières (Deaton et Balsam, 1991; Harada *et al.*, 2012). En définitif, l'analyse spectrométrique remplace le code Munsell dans la description de la couleur du sédiment. Cette méthode est plus précise car elle n'est pas assujettie au biais de la perception de la couleur par l'observateur.

Le protocole de mesure sur le sédiment utilisé dans ce travail a été adapté à partir de protocoles pour les carottes marines (Chapman et Shackelton, 1998). Ces mesures ont été effectuées sur LITAQ-G1 et LITAQ-G2 tous les centimètres, au centre des carottes afin d'éviter les effets de bords. Comme préconisé par plusieurs auteurs (Chapman et Shackelton, 1998 ; Balsam *et al.*, 1998 ; Harada *et al.*, 2012), les mesures ont été effectuées immédiatement après l'ouverture de la carotte afin de se prémunir de la variation de couleur induite par les changements d'oxydation et de teneur en eau du sédiment.

II.2.3. Radioscopie Scopix (RX)

La radioscopie RX est une méthode non destructive qui permet de visualiser l'organisation (i.e. fabrique) interne des sédiments et de mettre en évidence des structures d'origine dynamique ou biologique invisibles lors de la description visuelle des carottes (Toucanne, 2008). Le banc radiographique Scopix utilisé dans cette étude est celui décrit par Migeon *et al.* (1998).

II.2.4. Spectrométrie par fluorescence X

La spectrométrie par fluorescence X (XRF=*X-Ray Fluorescence*) est une technique d'analyse géochimique non destructive. Elle consiste à bombarder un atome par des rayons X provoquant ainsi la perte d'un électron. Un électron d'une couche supérieure vient alors combler le vide laissé par la perte de l'électron. La différence d'énergie entre ces deux couches est émise sous forme de rayonnements électromagnétiques. La longueur d'onde de ces rayonnements est caractéristique pour chaque élément et l'amplitude des pics dans le spectrographe est proportionnelle à la concentration de chaque élément dans l'échantillon analysé (par exemple, Richter *et al.*, 2006 dans le cadre d'études sédimentologiques sur des carottes marines). L'analyse des différentes carottes a été effectuée à l'aide d'un *XRF core-scanner* (AVAATECH). Cet appareil a permis de mesurer la composition chimique en éléments majeurs et mineurs (Al, S, Si, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Co, Cu, Zn, Zr, etc) de la carotte. Chaque échantillon a été analysé deux fois avec une tension d'accélération de 10 kV puis de 30kV. Pour les éléments légers (numéro atomique Z faible), une tension de 10 kV est suffisante pour déterminer leur composition chimique tandis que pour les éléments lourds, une tension de 30 kV est nécessaire.

II.2.5. Datations

Plusieurs datations carbone 14 sont actuellement en cours pour le projet LITAQ au laboratoire VERA (Université de Vienne, Autriche) et compléteront ce mémoire d'ici septembre. Pour les besoins de synthèse de ce travail, nous avons dû re-calibrer certains âges tirés de la littérature (âges radiocarbone conventionnels : BP (*Before Present*), convertis en âges calendaires : cal. BP). La calibration a été réalisée grâce au logiciel Calib Rev 7.0.2 et à la courbe de calibration IntCal 13 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Reimer *et al.*, 2013).

La méthode de la Luminescence Stimulée Optiquement (OSL) date la dernière exposition des minéraux à la lumière du jour. Le principe est l'utilisation des minéraux tels que le quartz et les feldspaths comme des dosimètres enregistrant les radiations naturelles issues de l'environnement (Schvoerer *et al.*, 1994). La détermination de la dose de rayonnement accumulée par le minéral depuis sa dernière exposition à la lumière du jour permet de connaître l'âge du dépôt ou du moment d'enfouissement. Dans le cadre de ce mémoire, des échantillons ont été prélevés avec la collaboration de N.Mercier et S.Kreutzer (Centre de Recherche en Physique Appliquée à l'Archéologie (CRPAA), Université de Bordeaux 3), lors d'une mission de terrain s'étant déroulée le 15 mai 2014. Actuellement, les échantillons sont en cours d'analyse.

II.3. Outils de géomatique

Une partie du mémoire consiste à établir un inventaire des données disponibles de façon à ce que les différents collaborateurs du projet LITAQ puissent facilement accéder et exploiter les diverses informations géologiques, archéologiques sous forme de Système d'Information Géographique (SIG). La

partie II.3.1. ci-dessous énumère sous forme de tableau l'ensemble des données collectées durant ce mémoire et la partie suivante II.3.2. est un point sur le géo-référencement.

II.3.1. Données disponibles

Données	Sources
Carte géologique numérisée du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)	http://geoservices.brgm.fr/geologie/
Carte géologique homogénéisée et emplacement des failles de l'Aquitaine	T. Gutierrez, BRGM, 2013
Dossiers sur le sous-sol (BSS)	http://infoterre.brgm.fr/
BD ALTI®, base de données altimétrique = relief du territoire national	http://professionnels.ign.fr
BD CARTHAGE®, base de données du réseau hydrographique français	http://professionnels.ign.fr
BD CORINE LAND AND COVER®, base de données d'occupation biophysique des sols	http://www.eea.europa.eu/
BD General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)	http://www.gebco.net/
BD European Marine Observation and Data Network (EMODnet)	http://www.emodnet-hydrography.eu/
Base de Données Analyse des Terres (BDAT)	http://bdat.gissol.fr/geosol/index.php
BD PATRIARCHE®, carte recensant l'ensemble des données archéologiques	Service Régional de l'Archéologie (SRA)
BD Aquifer® et AQUIROM®, cartes des sites de l'âge du Fer et de l'Antiquité	Ausonius (Bordeaux 3)
BD XRF des formations superficielles de l'Aquitaine	PACEA, en cours de développement
BD de figurés périglaciaires	Bertran <i>et al.</i> , 2013a - thèse de E.Andrieux, en cours
BD bibliographique	Stage C.Lambert

Tableau 2 : Ensemble des données collectées sous SIG durant le stage.

II.3.2. Géoréférencement

Le géo-référencement consiste à placer des points (forages, coupes stratigraphiques, sites archéologique, datations etc) ou des cartes (géologiques, topographiques, photos aériennes, Etat-Major, Cassini, etc) issus de la bibliographie qui n'ont pas de système géodésique connu sur un SIG. Il s'agit à l'aide de différentes méthodes (carroyage, points remarquables) de les convertir dans un système géodésique identique aux différents Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisés.

III. LES FORMATIONS PLEISTOCENES DU LITTORAL MEDOCAIN

Connues depuis plus d'un siècle, les formations pléistocènes de la façade atlantique ont attiré l'attention des géologues depuis la découverte d'une mâchoire fossile d'éléphant en 1875 (Gassies, 1875 ; Dulignon-Desgranges, 1877). Ces restes se trouvent dans des argiles dénommées « Argiles du Gurp » et indiquent un âge anté-Holocène pour ces sédiments. Dès lors, ces formations ont fait l'objet de nombreuses études, synthétisées ci-après dans le **Tableau 3** et le chapitre III.1. qui a pour but de reconstituer l'état des connaissances sur les formations pléistocènes de manière chronologique. En complément, des données inédites issues de la thèse de Sitzia (2014) et de nouvelles observations sont présentées dans le chapitre III.2. Enfin, les possibilités d'interprétation paléogéographique et chronostratigraphique de ces formations sont discutées dans une dernière partie.

Il est également important de signaler que les affleurements pléistocènes actuels sont situés bien plus à l'Est que les études ultérieures du fait de l'érosion côtière particulièrement importante (Aubié et Tastet, 2000). Par conséquent, les coupes actuelles ne correspondent pas à la réalité du terrain dans le passé, même si de manière générale, la lithostratigraphie proposée par les anciens auteurs semble « parfaitement corrélable avec les observations actuelles » (Tastet, 1999).

Auteurs	Welsh (1917)	Fabre (1939)	Elhaï et Prenant (1963)	Dubreuilh (1971)	Tastet (1999)
Unités stratigraphiques	Sables de dune (d)	Sables éoliens (5)	Sables éoliens	Sables éoliens	Massif dunaire
			Sables aliotisés	Sables aliotisés (11)	Sables aliotisés (12)
		Sol ancien (4)	Tourbes	Tourbes (10)	Paléosol moyen (11)
	Sables grossiers argilo-graveleux (c)	Sables graveleux (3)	Sables argilo-graveleux	Sables Fluviatiles (8-9)	Sables Fluviatiles (9-10)
			Grès humique	Grès du Gurp (7)	Grès du Gurp (8)
	Sables tourbeux (b)	Sables tourbeux (2)	Lentilles ligniteuses	Paléosol tourbeux (6)	Lignite (7)
	Argiles du Gurp (a)	Argiles du Gurp (1)	Argiles du Gurp	Argiles du Gurp (4-5)	Argiles du Gurp (4-6)
			Négade (1-3)	Négade (1-3)	

Tableau 3 : Récapitulatif des recherches menées au cours du siècle sur les formations pléistocènes du littoral nord-médocain et les correspondances entre les différentes unités sédimentaires définies par chaque auteurs.

III.1. Etat des connaissances

III.1.1. Les précurseurs

La première description lithostratigraphique est celle établie par Welsch en 1911 et 1917. Il propose une coupe relativement simple des formations pléistocènes, au niveau de l'Anse du Gurp, avec de la base au sommet, 4 unités sédimentaires (**Figure 5 ; Tableau 3**) :

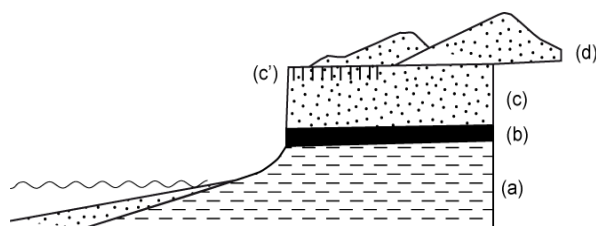


Figure 5 : Coupe du littoral simplifiée (modifié d'après Welsh, 1917).

- a) Argile bleu verdâtre du Gurp, micacée et finement stratifiée ;
- b) Sable noir tourbeux passant à des lignites plus au sud ;
- c) Sable grossier un peu argileux avec des graviers, la partie supérieure constituant un « sol néolithique » (c') ;
- d) Sable de dunes.

Concernant les environnements de dépôt de ces différentes unités, il exclut une origine marine des formations argileuses et tourbeuses (notées a et b), car il note l'absence de diatomées et autres organismes marins (foraminifères, radiolaires ou spicules). La formation suivante (c) est selon lui un « terrain de transport » ; il ne précise pas ce que sous-entend cette expression : transport fluvial ou éolien ? Il décrit cependant les graviers contenus dans ces sables argileux comme de « petits cailloux qui n'atteignent pas un centimètre de diamètre... pas très roulés, ce sont des fragments plutôt usés sur les angles » (Welsch, 1917). Il remarque également des ressemblances entre ce faciès sédimentaire et celui des « Landes de Lesparre », c'est-à-dire l'équivalent des terrasses alluviales situées plus à l'est (Formation de Dédé, d'après Dubreuilh et Marionnaud, 1973).

En 1939, Fabre parle « d'alluvions modernes » afin de caractériser les formations sédimentaires affleurant le long du littoral. Il les étudie en détail à l'aide de 4 coupes lithostratigraphiques situées entre la Pointe de la Négade et la plage de Montalivet (**Figure 4**). Il donne une description des différentes unités sédimentaires des coupes comparable à celle de Welsch avec de la base au sommet (**Figure 6** ; **Tableau 3**) : Argiles du Gulp (1), sables tourbeux (2), sables graveleux (3), sol ancien néolithique (4) et dune moderne (5).

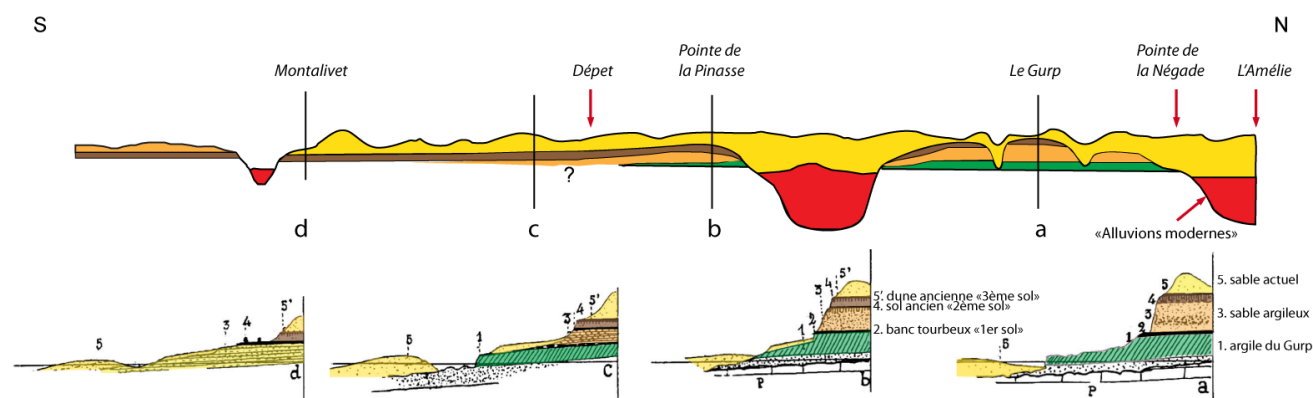


Figure 6 : Coupe des « alluvions anciennes » de l'Amélie à Montalivet (modifié d'après Fabre, 1939).

De plus, d'après Tastet (1999), Fabre signale dans sa synthèse la présence de « sables graveleux verdâtres » à la base des argiles du Gulp. Cette formation semble reposer sur un substrat de calcaire à Astéries d'âge oligocène (Fabre, 1939). La formation sus-jacente (Argiles du Gulp) est selon Fabre, feuilletée et d'origine fluviale. Il identifie également au sein de ces Argiles du Gulp, des dépressions liées à l'érosion qu'il nomme « marmites géantes ». Sur la base de la détermination de restes de l'éléphant découverts en 1875 (cf. partie III.1.6. sur les problèmes d'ordre stratigraphiques autour des différentes découvertes de fossiles sur le littoral médocain), il attribue ce niveau au Pliocène supérieur. La deuxième unité sédimentaire pouvant atteindre 1 m d'épaisseur est composée de « sables noirs devenant ligniteux » plus au sud et de débris végétaux, branches et troncs aplatis. L'auteur suggère un transport par flottaison pour expliquer l'accumulation de débris végétaux. Les sables graveleux (unité 3) sont des dépôts à « stratification peu nette, plus ou moins torrentiels » d'une épaisseur pouvant atteindre 4 m. Il note

également une dérive granulométrique normale au sein de cette formation avec à la base des éléments plus grossiers à graviers disparaissant vers le sommet.

En définitive, les formations décrites par Fabre correspondent selon lui, à des alluvions anciennes formées de deux nappes successives (unités 1 et 3), séparées par un niveau ligniteux et tourbeux (unité 2). Il met aussi en évidence une variation latérale des couches sédimentaires avec un léger abaissement vers le sud et deux gouttières d'érosion majeures au nord de la Pointe de la Négade et au sud du Gulp (**Figure 6**). Il identifie également des changements d'épaisseur relativement importants des sables graveleux (unité 3) ainsi qu'un « passage graduel du faciès sableux au sable argileux » vers le sud. Il décrit ainsi le faciès sédimentaire de l'unité 3 au niveau de Montalivet comme une « argile sableuse micacée verdâtre, moins fine que celle du Gulp ».

D'après le profil N-S qu'il établit (**Figure 6**), les formations sédimentaires sont entaillées par deux paléochenaux majeurs : l'un situé au niveau de l'Amélie et l'autre au centre de l'Anse du Gulp. Fabre émet l'hypothèse que ce dernier soit resté ouvert durant tout le Quaternaire et aurait été comblé avant le Néolithique par des « alluvions modernes » du type « argiles à Scrobiculaires ». En effet, il observe au centre de l'anse, une formation « d'argile graveleuse bleuâtre supportant des troncs en place ». Le comblement de ce qu'il pense être un « bras de la Gironde » serait lié à l'établissement d'un cordon littoral qui stoppe la communication entre l'océan et ce dernier. Plus au Nord, le deuxième « bras de la Gironde » serait resté actif plus longtemps jusqu'à « l'invasion du littoral par le sable moderne au Ve siècle ». Pétorin dans une étude plus récente (1988) focalisée sur l'Anse du Gulp soutient l'hypothèse émise par Fabre. Lors de plusieurs relevés de terrain, il constate l'absence de continuité stratigraphique des formations pléistocènes au centre de l'anse notamment les argiles du Gulp et les sables graveleux. Il note également un plongement progressif de ces formations vers les sables de l'estran et non une disparition soudaine. Ceci lui semble être la preuve de l'existence d'un chenal toujours fonctionnel au cours du Würm récent (dernière période glaciaire). En revanche, les travaux de Dubreuilh (1971) n'évoquent pas la présence de chenaux dans les affleurements le long du littoral (pour plus de détails, voir la partie III.1.3. consacrée à la synthèse de Dubreuilh).

III.1.2. Les premières études « modernes »

Outre les travaux de Paquereau et Schoeller (1959) qui correspondent à une analyse palynologique sur des carottes sédimentaires provenant de 4 forages au sud du Gulp « à quelques centaines de mètres du rivage » et qui concerne vraisemblablement d'après Diot (1999) des niveaux d'argiles d'âge Pliocène, les premières études « modernes » sont celles d'Elhaï et Prenant (1963). Ils nomment à l'occasion « Argiles du Gulp » les argiles affleurant à la base de la falaise sur le littoral dans le but d'éviter les confusions avec d'autres formations présentant un faciès semblable. Les auteurs ont pratiqué des relevés stratigraphiques et des sondages du Gulp jusqu'au Pin Sec plus au sud. Lors de ces prospections, ils reconnaissent ainsi plusieurs unités sédimentaires, de la base au sommet (**Figure 7**) :

i) Argiles plastiques vertes rubéfiées en surface passant progressivement vers le sud à une argile sableuse très micacée passant elle-même à un sable micacé de moins en moins argileux et de plus en plus grossier vers la base; l'abaissement de cette série vers le sud observée par Fabre (1939) est estimée à environ 0,05 ‰ ;

ii) Lentilles ligniteuses localisées au Gurp et absentes plus au sud. Les auteurs insistent sur la discontinuité de cette unité sédimentaire : « ... l'érosion marine, d'une année sur l'autre, suffit à en faire disparaître les affleurements, minces et lenticulaires » ;

iii) Grès humiques atteignant une faible épaisseur et également discontinus ;

iv) Sables argileux à graviers caractérisés par des involutions. Au sud du Gurp, ils s'amincissent et recouvrent directement les Argiles du Gurp. Ils changent progressivement de faciès passant progressivement à des sables aliotisés à petits graviers ;

v) Tourbes « moyennes » ;

vi) Sables à granules grossiers cimentés en alios humique à leur sommet ;

vii) Sables éoliens et paléosols (« sol néolithique », « sol dunaire ») formant le massif dunaire actuel.

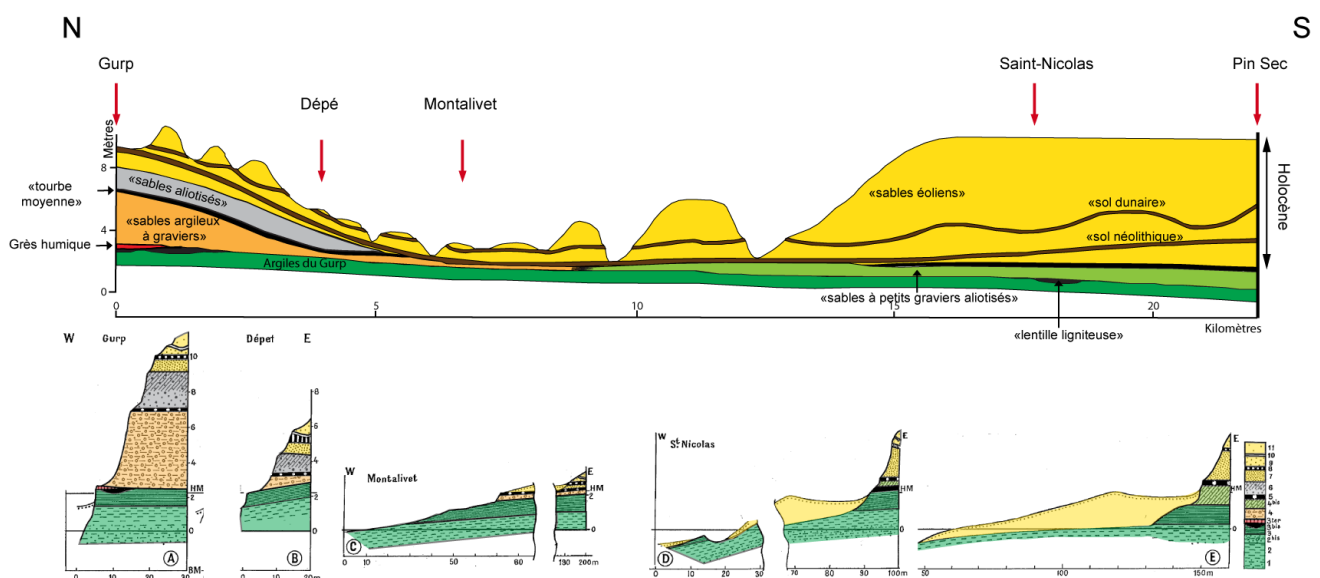


Figure 7 : Coupes schématiques N-S du Gurp au Pin Sec (Elhaï et Prenant, 1963)

Sur la base d'une analyse palynologique et contrairement à l'étude de Fabre, Elhaï et Prenant excluent une origine alluviale de la formation des Argiles du Gurp. Ils suggèrent que ce sont des formations marines littorales déposées dans un milieu saumâtre et s'étant mises en place après un épisode transgressif. La granulométrie de ces argiles semble également être le témoin d'une réduction progressive de la tranche d'eau au fur et à mesure de leur dépôt jusqu'à l'émersion. La couche ligniteuse au sommet de ces argiles serait formée en milieu continental. Les auteurs observent en effet, la disparition des Chénopodiacées caractéristiques des argiles sous-jacentes et l'apparition de l'Aulne, des Cypéracées et des plantes aquatiques. Toujours selon les mêmes auteurs, l'inclinaison marquée des argiles vers la mer serait liée à des phénomènes d'érosions attribués à une régression marine postérieure au dépôt.

L'estimation de l'âge des Argiles du Gulp est également abordée durant cette étude palynologique. Cette formation est caractérisée par une abondance de pollens d'*Abies* et de *Pinus* qui, par comparaison avec d'autres cortèges polliniques régionaux, correspondraient à la fin d'un stade interglaciaire. Les auteurs proposent les stades interglaciaires du Villafranchien, du Mindel-Riss (Holsténien, *Marine Isotope Stage* (MIS) 11) et du Riss-Würm (Eémien, MIS 5e) avec une préférence pour l'Holsténien.

Après un hiatus sédimentaire, la formation de sables argileux à graviers correspondrait à des dépôts continentaux périglaciaires tandis que les tourbes supérieures et l'alias seraient postglaciaires (Elhaï et Prenant, 1963).

III.1.3. Vers une première synthèse

En 1971, Dubreuilh entreprend une synthèse lithostratigraphique des affleurements pléistocènes et holocènes de la côte médocaine basée sur des relevés de terrain (**Figure 4**) et, pour la première fois, la datation radiocarbone de plusieurs unités sédimentaires. Il regroupe les différents faciès sédimentaires en « formations », ainsi, il est le premier à établir une terminologie précise de ces affleurements qui sera remis à jour par Tastet (1999) et qui est toujours utilisée actuellement. Cette terminologie est reprise dans la carte géologique de Saint-Vivien-De-Médoc/Soulac-sur-Mer établie par Dubreuilh et Marionnaud (1973).

Il distingue de la base au sommet (**Figure 8 ; Tableau 3**) :

i) **Formation de la Négade** (« horizon 1 à 3 ») – F_u sur la carte géologique (Dubreuilh et Marionnaud, 1973)

Cette formation est repérée lors de grandes marées basses au niveau de la pointe de la Négade, de l'Amélie et de Saint-Nicolas. Elle affleure sporadiquement sur la côte au niveau de l'estran. Elle est directement sous-jacente aux Argiles du Gulp et d'une épaisseur d'environ 1 m à la pointe de la Négade, qui est le seul lieu où Dubreuilh observe la série complète. Il distingue à la base de la formation des sables graveleux vert clair passant à une alternance de lits graveleux et argilo-sableux centimétriques à rides de courant vers le sommet (1), puis des sables et graviers rougeâtres à stratifications obliques indiquant des courants orientés NO-SE (Dubreuilh *et al.*, 1971 ; 2A) et au sommet un horizon de galets polygéniques (3). D'après l'auteur, ce dernier niveau est « nettement discordant sur le précédent ». Un horizon de sables humiques noirâtres (2B) est observé à Saint-Nicolas et serait l'équivalent latéral de la couche 2A.

La découverte de restes osseux d'« *Elephas antiquus* » (cf. partie III.1.6.) et la présence d'une flore tempérée vers le sommet permet à l'auteur de rattacher cette formation à l'interglaciaire du Gunz-Mindel (Cromérien, ou Pliocène) tandis que le dernier horizon à galets (3) correspondrait à « un témoin de la glaciation mindélienne » (Dubreuilh *et al.*, 1971).

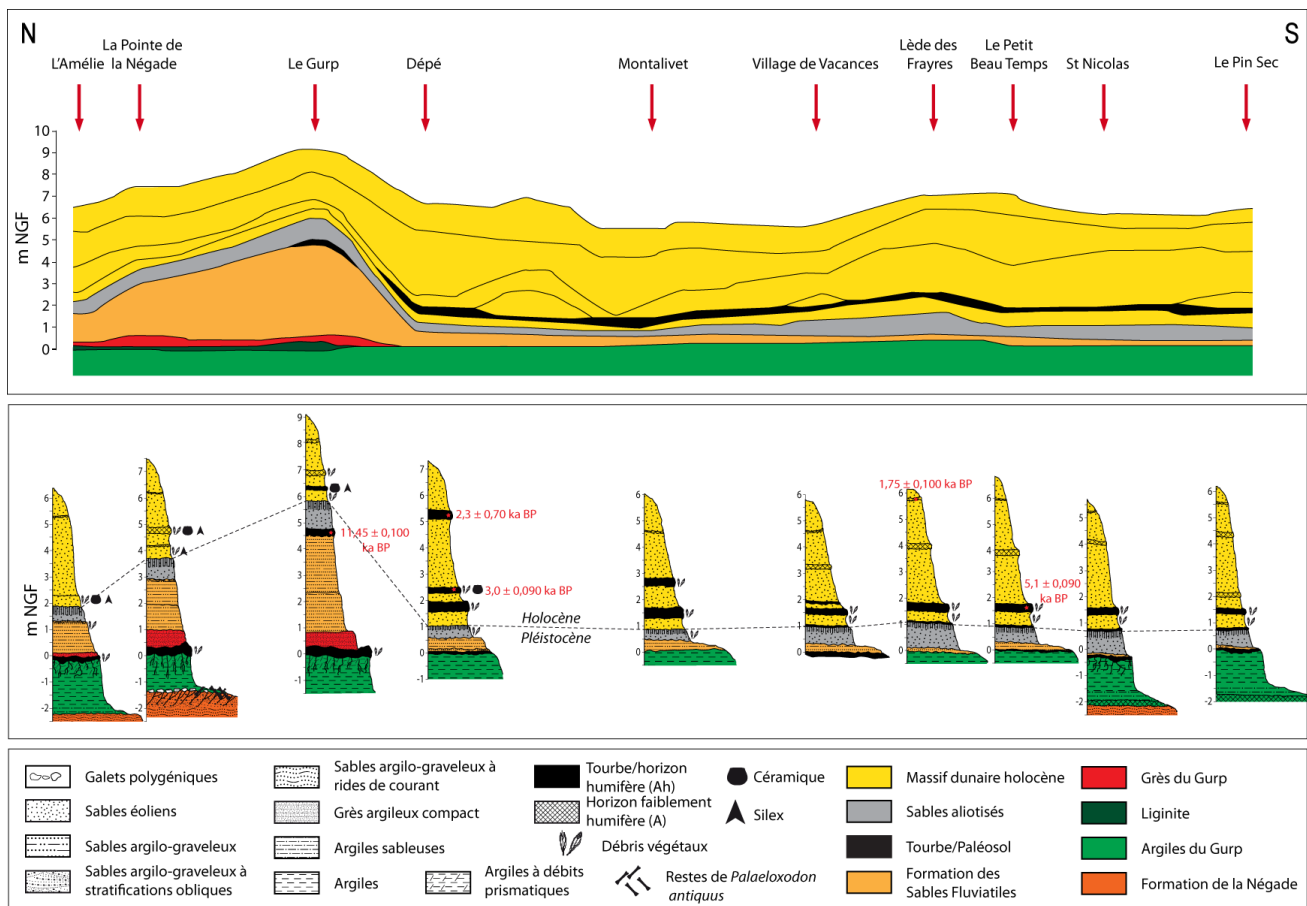


Figure 8 : Principales coupes stratigraphiques N-S de l'Amélie au Pin Sec (modifié d'après Dubreuilh, 1971). Les étoiles et les textes en rouge correspondent aux datations radiocarbones non calibrées établies dans des paléosols par le même auteur.

ii) **Formation des Argiles du Gurg** (« horizon 4 et 5 ») – F_v (ou MF_v) sur la carte géologique (Dubreuilh et Marionnaud, 1973)

Cette formation affleure sur la plage ou le long de la falaise de l'Amélie à Montalivet. Dans le passé, elle a parfois été confondue avec d'autres niveaux, ce qui a amené une extension abusive de ce terme à des formations argileuses présentant le même faciès (e.g. Paquereau et Schoeller, 1959). Il distingue deux horizons : l'un à la base présentant un faciès d'argile sableuse et l'autre caractérisé par des argiles compactes verdâtre à noirâtre, à structure prismatique vers le sommet. Dubreuilh et Marionnaud notent également dans la notice de la carte géologique que ces argiles sont « souvent affectées par la cryoturbation » au même titre que les « terrains sus-jacents (tourbe) ». Ils rajoutent que le toit de cette formation est fortement érodé.

L'analyse palynologique de Dubreuilh (1971) sur ces argiles conduit à les dater du stade interglaciaire « Mindel-Riss » (=Holsténien ?, MIS 11 ?). La flore est caractérisée par l'abondance de sapin (*Abies*). Néanmoins, l'auteur note un changement du cortège pollinique vers le sommet des Argiles du Gurg : les Chénopodiacées disparaissent et les éléments hygrophiles se multiplient. Cette variation floristique indique un passage d'un environnement saumâtre à un milieu d'eau douce.

iii) **Paléosol tourbeux** (« horizon 6 ») – F_v (ou MF_v) sur la carte géologique (Dubreuilh et Marionnaud, 1973)

Cet horizon est constitué de débris de bois flottés, d'écorces et de racine, Dubreuilh (1971) évoque une formation « lignito-tourbeuse ». Il « moule » le toit des Argiles du Gurp et a subi une forte érosion post-dépositionnelle. Deux datations radiocarbone non calibrées sur des morceaux de bois ont donné un âge semblable : 1) $29,8 \pm 1,5$ ka BP à l'Amélie et $33,2 \pm 1,55$ ka BP au Gurp.

Le hiatus observé avec les formations sous-jacentes (Argiles du Gurp) représenterait la glaciation du Riss et au Würm ancien.

iv) **Formation des Grès du Gurp** (« horizon 7 »)

Cette formation selon Dubreuilh (1971) affleure en 3 points (Amélie, Pointe de la Négade et au Gurp), elle est superposée directement à la formation tourbeuse (6). Elle est constituée de grès argileux grisâtres compacts et très humiques. La flore est essentiellement composée d'aulne et de noisetier, avec de nombreuses plantes hygrophiles, caractérisant un milieu humide. L'auteur suggère un dépôt durant un interstade du Würm III (MIS 3).

v) **Formation des Sables Fluviaux du Gurp** (« horizon 8 et 9 ») – F_w sur la carte géologique (Dubreuilh et Marionnaud, 1973)

Dubreuilh distingue deux unités sédimentaires au sein de cette formation qui peut atteindre une épaisseur de l'ordre de 5 m : à la base, des sables légèrement argileux grisâtres, devenant plus argileux vers le haut (8) et au sommet, des sables et graviers argileux jaunâtres. La notice de la carte géologique présente cette formation comme un « ensemble hétérogène de sable plus ou moins grossier, argileux, à rare graviers, à dominante gris verdâtre souvent micacés » (Dubreuilh et Marionnaud, 1973). Les auteurs ne font pas ici la distinction de deux unités sédimentaires. L'analyse microscopique des grains de quartz indique « la reprise d'éléments largement éolisés » (Dubreuilh et Marionnaud, 1973). Néanmoins sans apporter d'arguments, ils concluent que ce dépôt sablo-argileux est d'origine fluviale, dont la fraction sableuse est largement éolisée.

Concernant la chronologie, l'âge de cette formation est estimée au Würm récent (Würm III-Würm IV), c'est-à-dire au Dernier Maximum Glaciaire (MIS 2). La flore arbustive uniquement constituée par le pin sylvestre est selon Dubreuilh (1971) caractéristique d'une des dernières phases de la glaciation du Würm. Un niveau tourbeux (10) repéré au Gurp, au-dessus de cette formation a été daté au ^{14}C : $11,45 \pm 0,1$ ka BP.

vi) **Sables aliotisés** (« horizon 11 »)

Cette unité sédimentaire se présente comme un sable jaunâtre, devenant noirâtre et aliotique vers le sommet. Ce paléosol n'est pas daté. Dubreuilh situe la mise en place des sables au Tardiglaciaire et au Préboréal.

Les différents niveaux de sables et de paléosols décrits au-dessus de ces sables aliotisés constituent le massif dunaire côtier holocène.

III.1.4. L'heure de la synthèse : la coupe-type de Tastet

Tastet (1999) propose une synthèse lithostratigraphique en se basant principalement sur les travaux de ses précurseurs, notamment Dubreuilh, et sur de nouvelles observations. Il a ainsi établi une coupe type des affleurements pléistocènes du littoral. Au sein de ces affleurements, il distingue différentes unités sédimentaires numérotées de 1 à 12. La nomenclature établie par Tastet est celle utilisée tout le long de ce manuscrit pour décrire les différentes formations ou unités sédimentaires observées. Il distingue ainsi de la base au sommet (**Figure 9 ; Tableau 3**) :

i) **Formation de la Négade**

- Argiles grises laminées à moules de lamellibranches (unité 1)
- Sables argilo-graveleux à stratification oblique (unité 2)
- Poudingue de galets polygéniques (unité 3)

ii) **Formation des Argiles du Gulp**

- Argiles grises laminées (unité 4)
- Argiles grises laminées silto-sableuses (unité 5)
- Argiles vertes à débit prismatique (unité 6)

iii) **Lignite** (unité 7)

iv) **Grès du Gulp** (unité 8)

v) **Sables Fluviaux**

- Sables argileux grisâtres cryoturbés (unité 9)
- Sables et graviers argileux jaunâtres à coins de glace (unité 10)

vi) **Paléosol moyen** (unité 11)

vii) **Sables aliotisés** (unité 12)

Il subdivise la coupe-type en deux séquences : la séquence inférieure constituée par la Formation de la Négade et les Argiles du Gulp et la séquence supérieure comprenant les autres formations (Grès du Gulp, Sables fluviaux, Paléosol moyen et Sables aliotisés). Un horizon tourbeux compact (« lignite ») sépare la séquence inférieure de la séquence supérieure. Selon Tastet, la première séquence témoigne d'un dépôt sédimentaire dans un environnement « margino-littoral » et l'autre séquence d'un environnement continental.

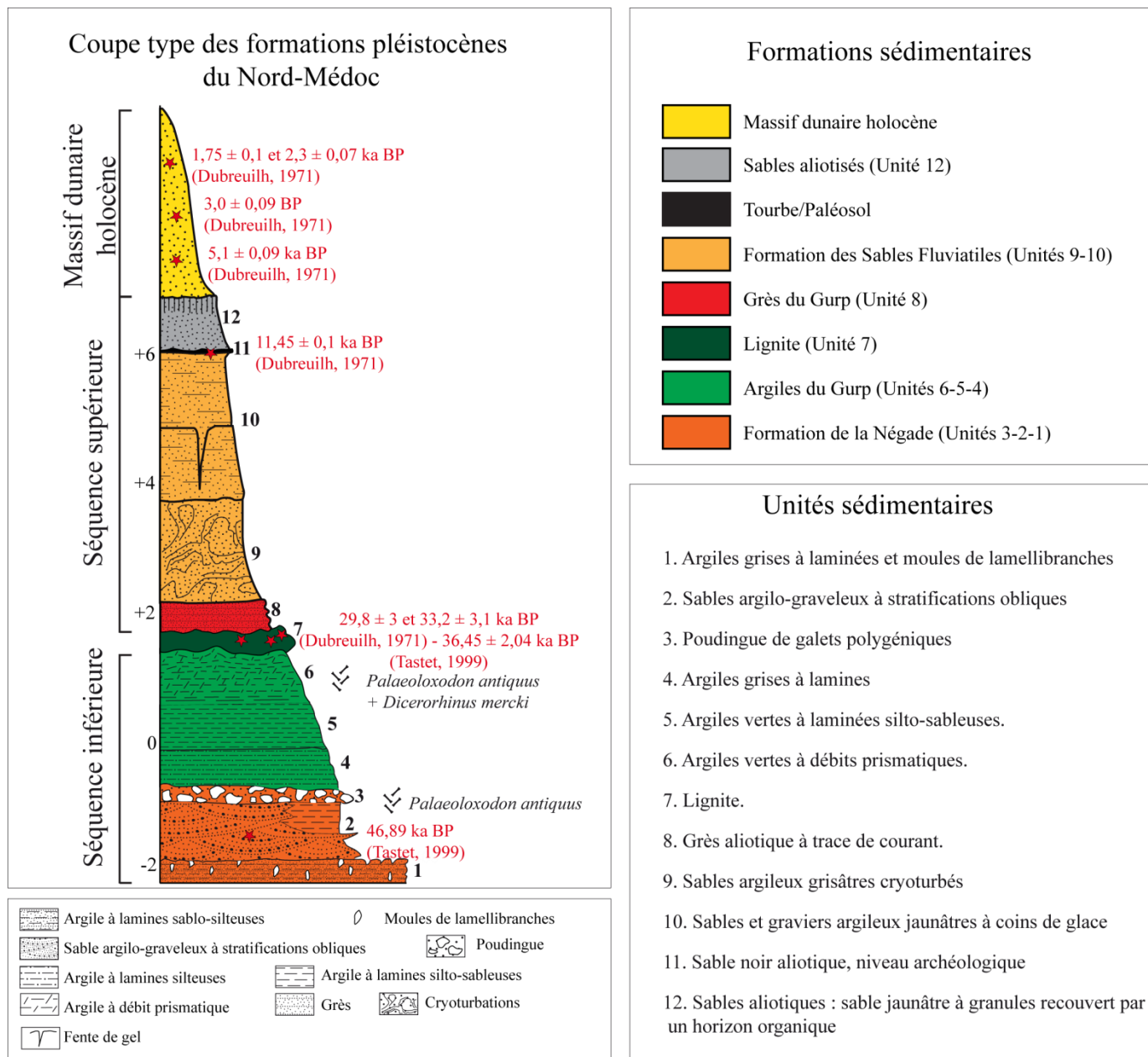


Figure 9 : Coupe-type des formations pléistocènes du Nord-Médoc (modifié d'après Tastet, 1999).

Dans le détail, la séquence inférieure comprend à la base la Formation de la Négade qui est interprétée comme un dépôt d'origine littorale soumis à la marée. L'auteur prend comme argument la présence de lamellibranches et de structures entrecroisées (unité 1 et 2). Cette formation est séparée des Argiles du Gurb par un horizon de galets polygéniques (unité 3) qui est interprété comme un épisode de haute énergie. Tastet plaide pour un dépôt de crue exceptionnelle ou un remaniement de dépôts antérieurs (tempête ?). Il s'interroge également sur la continuité entre les deux formations. L'auteur privilégie l'hypothèse que la Formation de la Négade et les Argiles du Gurb appartiennent au même haut niveau marin bien qu'il n'exclut pas un âge différent pour ces deux dépôts. Les Argiles du Gurb sont associées à un dépôt marin très littoral et lagunaire. Sur la base de la découverte d'un *Palaeoloxodon antiquus* en 1994 au sein de cette formation, Tastet rapporte les argiles à une phase interglaciaire : Holsténien (MIS 11) ou Eémien (MIS 5e).

Un horizon tourbeux compact (lignite) sépare ces deux séquences. Il est le témoin « d'un développement considérable de la végétation pendant un épisode interglaciaire » (Tastet, 1999). L'âge de cette formation n'est pas précisé. L'auteur évoque un âge supérieur à 50 ka BP.

La séquence supérieure d'origine continentale est interprétée comme fluviatile à la base (unité 8, 9 et 10) et « fluvio-éolien » au sommet (unité 11, 12). L'attribution chronologique de la Formation des Sables Fluviatiles est attribuée à un épisode glaciaire antérieur au Würm IV. Il remarque au sein de cette formation des figurés périglaciaires correspondant à des involutions à la base (cryoturbations) et des fentes de gel dans la partie supérieure. Selon l'auteur, ces structures nécessitent l'existence d'un pergélisol et sa fonte partielle en surface durant l'été. En s'appuyant sur d'autres observations faites en Aquitaine (e.g. Texier et Bertran, 1993), Tastet suppose qu'un pergélisol a existé en Aquitaine à la fin du dernier glaciaire (23 – 13 ka BP) et pourrait être à l'origine de ces cryoturbations. Le paléosol et les sables aliotiques recouvrant ces formations sont plus récents (Tardiglaciaire – début Holocène).

Enfin, la séquence se termine par le massif dunaire holocène au sein duquel s'intercalent plusieurs paléosols plus ou moins tourbeux.

III.1.5. L'étude palynologique de la séquence inférieure

Une étude multi-proxy (pollens, macrorestes végétaux, dinoflagellés, coléoptères) a été réalisée dans le cadre d'un programme de recherche mené par des universitaires anglo-saxons focalisé essentiellement sur la séquence inférieure et le lignite (O'Brien et Jones, 2003). Cette étude permet de préciser les paléoenvironnements et l'âge de ces formations par une comparaison minutieuse avec d'autres affleurements européens. Les auteurs ont procédé soit par prélèvement et levée de coupes stratigraphiques directement sur la falaise, soit par carottages sur l'estran (**Figure 10**). Ils ont comparé leurs logs lithologiques avec la coupe-type de Tastet (cf. partie III.1.4.) pour définir les unités sédimentaires de leurs prélèvements. Ils reconnaissent ainsi l'unité 1 de la Formation de la Négade, les unités 4 ou 5, 6 de la Formation des Argiles du Gulp et l'unité 7 correspondant au niveau de Lignite.

Selon ces auteurs, le cortège pollinique de l'unité 1 de la Formation de la Négade montre la présence à l'échelle régionale d'une forêt bien développée et dominée par les arbres thermophiles (*Pinus*, *Quercus* et *Tsuga canadensis*) ne résistant pas aux hivers rigoureux. La présence de Chénopodiacées et de dinoflagellés indiquent une influence marine tandis que des espèces comme *Azolla filiculoides* ou *Nymphaea alba* indiquent une influence d'eau douce. Le site se trouvait également à proximité des zones boisées humides caractérisées par l'aulne et des clairières parsemées de graminées. Ainsi, les argiles de la Formation Négade ont été déposées dans un plan d'eau saumâtre bordé par des marécages avec une flore diversifiée comprenant des ptéridophytes et de l'aulne. Les zones plus sèches sont occupées par des graminées. À proximité, la forêt régionale est dominée par des espèces thermophiles.

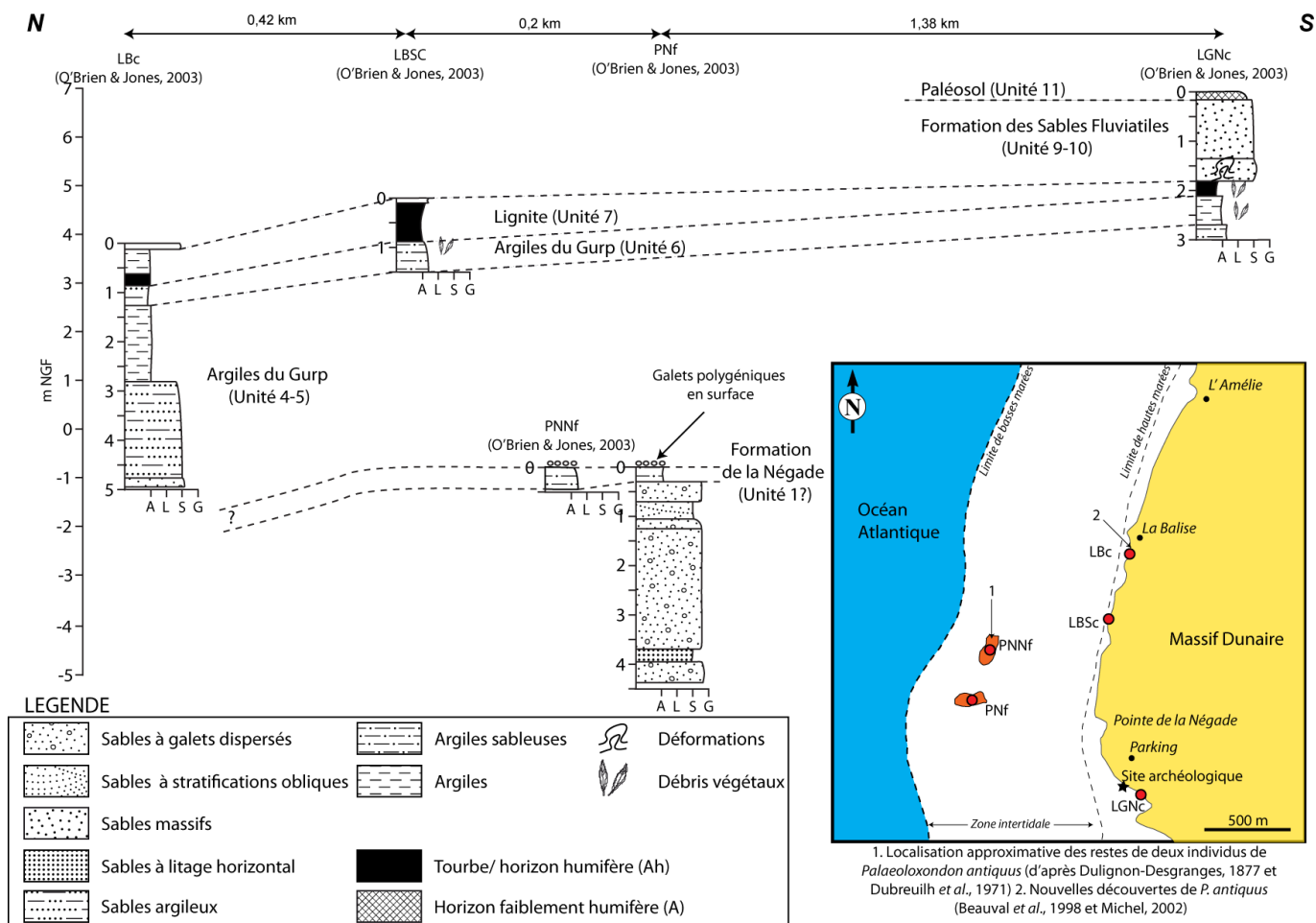


Figure 10 : Localisation des coupes stratigraphiques et proposition de corrélations (en pointillés) entre les différentes unités sédimentaires rencontrées (modifié d'après O'Brien et Jones, 2003). Sur la carte (en bas à droite) figure les emplacements approximatifs (sans tenir en compte le recul du trait de côte) des restes fossiles trouvés dans le secteur.

La présence d'une espèce telle que *Tsuga canadensis* (actuellement confinée à l'est du Canada et des Etats-Unis) est d'après les auteurs, typique d'un stade interglaciaire. Les derniers enregistrements fossiles de *Tsuga canadensis* en Europe dateraient du Pléistocène inférieur, ce qui signifie que la Formation de la Négade se serait déposée durant un interglaciaire de cette période. Cette phase interglaciaire est rapprochée soit du Tiglien (MIS 63-79), du Waalien (MIS 37-49) ou de l'interglaciaire de Bavel (MIS 22-31). En effet, des sédiments étudiés en Normandie, sur la côte Basque et au Pays-Bas associés à ces interglaciaires contiennent des pollens de *Tsuga canadesiens*. Cependant, la comparaison de leur spectre pollinique ne permet pas de privilégier l'un de ces trois interglaciaires. De plus, O'Brien et Jones (2003) signalent que seulement une partie de l'interglaciaire semble avoir été enregistrée dans la Formation de la Négade.

En définitive, les auteurs s'accordent sur le dépôt de la Formation de la Négade durant un interglaciaire (ou un interstade) dans un environnement lagunaire (ou estuarien) saumâtre avec des arrivées d'eaux douces épisodiques.

La base de la Formation des Argiles du Gulp (unités 4-5) constituée d'argiles grises laminées s'est déposée d'après l'étude du spectre pollinique dans un contexte de lagune saumâtre ou de chenal estuarien.

La présence de plantes aquatiques telles que *Azolla filiculoides* et *Najas minor* indiquent un environnement de dépôt calme ou un apport d'eau douce (Haslam *et al.*, 1976) pouvant provenir d'une rivière alimentant le plan d'eau saumâtre. O'Brien et Jones émettent également l'hypothèse d'une stratification de la masse d'eau au sein de la lagune (ou du chenal). La lagune est bordée par une végétation abondante et des marécages à aulne, ce dernier pouvant tolérer des conditions d'eaux saumâtres. La forêt régionale située à proximité du site est dominée par le chêne (*Quercus*) et le sapin (*Abies*).

Le sommet des Argiles du Gulp enregistre un changement de la végétation locale, qui est dominée par le pin (*Pinus*) au détriment du chêne et du sapin. L'enregistrement pollinique indique que ces argiles non laminées se sont déposées dans un contexte lacustre caractérisé par une abondance d'*Azolla filiculoides*. Ce changement de contexte indique selon les auteurs une déconnexion du plan d'eau avec la mer, qui implique une fermeture de la lagune par la création d'un cordon côtier et/ou une baisse du niveau marin. Selon Pye et Tsoar (2009), les deux facteurs peuvent être étroitement liés : la chute du niveau marin entraînant une augmentation de la surface du plateau continental sur laquelle s'exerce la déflation favorisant la formation d'un cordon dunaire. Une végétation diversifiée de bordure de lac se développe. Les marécages à aulne sont également répandus tandis qu'une augmentation en graminées reflète la formation de prairies près du plan d'eau douce.

Le lac d'eau douce est ensuite comblé progressivement par une roselière dominée par des cypéracées. Ce comblement correspondrait au dépôt de lignite (unité 7). La végétation régionale est quasiment exclusivement composée de pin. Les auteurs concluent que l'évolution de la végétation de la base des argiles au lignite correspond à la partie terminale d'un interglaciaire. Ils notent également qu'au moins une phase d'approfondissement du plan d'eau douce est enregistrée dans la séquence pollinique du Lignite.

D'après le cortège pollinique, les Argiles du Gulp et le Lignite se seraient accumulées au cours d'un interglaciaire. Après avoir exclu la possibilité d'un dépôt durant le Cromérien (MIS 13-21), O'Brien et Jones (2003) suggèrent 4 phases tempérées : MIS 5e, MIS 7, MIS 9 ou MIS 11 correspondant au Pléistocène moyen. Ils se basent à titre de comparaison, sur l'enregistrement palynologique contenue dans des sédiments lacustres du Massif Central, à environ 250 km du Médoc. Cet enregistrement pollinique est un véritable proxy climatique régional qui englobe 13 épisodes tempérés (interglaciaires et interstadias). La séquence est nommée séquence du Velay (Reille *et al.*, 2000 ; De Beaulieu *et al.*, 2001).

La présence d'*Azolla filiculoides* au sein de ces formations indique un dépôt anté-Eémien (MIS 5e). De plus, l'observation de nombreuses différences dans l'enregistrement des pollens entre le Médoc et la séquence du Velay ainsi que celle d'autres régions de France telle que La Grande Pile (Vosges) et Les Echets (près de Lyon), renforcent cette conclusion.

L'épisode tempéré Le Bouchet 1 (MIS 7) est caractérisé par l'absence de *Taxus*, l'abondance de *Carpinus*, la quasi-absence d'*Abies* et peu de *Fagus* et *Picea*. À *contrario*, les Argiles du Gurb livrent une végétation dominée par le sapin mais peu de charmes (*Carpinus*).

L'interglaciaire de Landos (MIS 9e) est défini par une végétation composée de *Taxus*, *Carpinus*, *Abies*, *Fagus* et *Picea*. En dépit du fait que les Argiles du Gurb et la Lignite comprennent beaucoup de pollens d'*Abies*, les auteurs ont repéré une quantité négligeable de *Carpinus*, *Fagus* et *Picea*. Néanmoins, l'environnement de plaine de côtère du Médoc a pu jouer un rôle non-négligeable dans le développement de la végétation, ce qui pourrait expliquer la pauvreté en pollens de *Fagus* et *Picea*. En effet, ces taxons sont caractéristiques des climats continentaux et se développent peu dans les zones océaniques à hivers doux. De plus, ils ont un système racinaire peu profond offrant ainsi une faible résistance aux vents océaniques tandis que le feuillage de *Picea* est sensible au sel. Si les influences locales sur le développement de la végétation sont prises en compte, la corrélation avec l'interglaciaire de Landos (MIS 9e) est envisageable (O'Brien et Jones, 2003).

L'interstade Jagonas (MIS 11a) de la séquence du Velay est caractérisé par la succession *Juniperus-Betula-Pinus*, une profusion de *Picea* et une faible part d'*Abies* et *Fagus*. La domination de l'*Abies*, les faibles valeurs de *Picea* et l'absence de *Juniperus* dans les sédiments analysés rendent peu probable que le dépôt des argiles et de lignite durant cet intervalle. Cependant, comme précédemment, les auteurs prennent en compte les facteurs environnementaux locaux qui peuvent avoir influencé le développement de la végétation.

L'interglaciaire de Praclaux de la séquence du Velay est mieux corrélable avec l'Holsténien (MIS 11c, approximativement 423 ka). Il est défini par la domination d'*Abies*, l'abondance de *Fagus* et *Picea*, peu de *Carpinus* et le développement de *Pterocarya* en fin de séquence. L'assemblage pollinique des Argiles du Gurb et du Lignite présente de nombreuses similitudes, malgré la différence de topographie de près de 1000 m entre ces deux régions. Ces observations sont analogues à celles des spectres polliniques assimilés à l'Holsténien sur les sites de Trez-Rouz et Dingé (Bretagne), La Parée (Vendée), Marbella (Pays Basque), Thalgut (Suisse), Samerberg II (Bavière).

En résumé, les auteurs concluent que l'accumulation de la Formation des Argiles du Gurb et du Lignite s'est déroulée au cours de la phase finale de l'interglaciaire de l'Holsténien (MIS 11c). Néanmoins, les conditions climatiques, environnementales et topographiques doivent être prises en compte. Par conséquent, l'interglaciaire de Landos (MIS 9e) et l'interstade de Jagonas (MIS 11a) ne peuvent être exclus. O'Brien et Jones (2003) mettent ainsi en évidence une continuité de sédimentation entre ces deux formations.

Lithologie (d'après Tastet, 1999)	Paléoenvironnement	Végétation régionale	Chronologie	Marine Isotope Stage
Lignite (Unité 7)	Roselière dominée par les Cypéracées	Forêt de pins		
Argiles du Gulp (Unité 6)	Lac d'eau douce à <i>Azolla Filiculoides</i>	Forêt de pins	Holsténien?	11c?
Argiles du Gulp (Unité 4 et/ou 5)	Lagune saumâtre ou chenal estuarien, apport d' eau douce	Forêt de chênes et sapins		
Hiatus sédimentaire				
Formation de la Négade (Unité 1)	Lagune saumâtre ou chenal estuarien	Forêt de pins, chênes et Tsuga	Bavel, Waalien ou Tiglien	23-79

Tableau 4 : Récapitulatif des hypothèses émises par O'Brien et Jones (2003).

III.1.6. La problématique des restes d'éléphants

Dès le siècle dernier, une mandibule d'éléphant a été découverte dans les dépôts pléistocènes de la façade atlantique médocaine et déterminée comme appartenant à un *Elephas meridionalis* Nesti (Gassies, 1875 ; Dulignon-Desgranges, 1877 ; Welsh, 1911 ; Welsh, 1917) daté du Pliocène supérieur. Fabre dans sa synthèse de 1939 cite Depéret et Mayet qui attribuent ces restes à un *Elephas meridionalis* var. *cromerensis*, taxon contemporain du *Forest-Bed* de Cromer. Enfin, Dubreuilh signale dans son DES de 1971, que la détermination de ces restes a été réévaluée par Prat et de Aguirre en 1970. La conclusion de cette réévaluation est qu'il s'agirait d' « *Elephas* » (*Palaeoloxodon*) *antiquus*. La position stratigraphique de la mandibule est imprécise. Dulignon-Desgranges (1877) situe le fossile dans la Formation des Argiles du Gulp tandis que Dr Lalanne, l'année suivante (!) évoque une découverte de la mandibule dans une couche tourbeuse (d'après Fabre, 1939). Welsh (1917) soutient que les restes d'éléphant se trouvent dans l'assise des Argiles du Gulp. Il rapporte qu' Edouard Harlé a trouvé de l'argile sur la mâchoire pour appuyer ses propos. Fabre (1939) émet l'hypothèse qu'ils ont été apportés en même temps que les débris végétaux et encastrés à la surface de l'argile dans la couche ligniteuse. Elhaï et Prenant (1963) s'interrogent à leur tour sur la position stratigraphique d' « *Elephas* » *antiquus* : « Le niveau de la trouvaille reste indécis, il se situerait à un niveau comportant une abondance de bois flottés. Ne peut-on pas se demander si elle n'a pas pu être flottée avec un radeau naturel à partir d'une formation plus ancienne voisine et soumise à l'érosion marine ? ».

En 1971, le doute s'amplifie quant à la position stratigraphique de ces restes lors de la découverte par Dubreuilh d'ossements de grande taille au milieu du niveau de galet (unité 3) de la Formation de la Négade. Ces fragments osseux sont immédiatement identifiés comme les restes appartenant à un « *Elephas* » *antiquus*. Cette nouvelle trouvaille conduit à faire du niveau de galets polygéniques « un témoin de la glaciation mindélienne » (Dubreuilh *et al.*, 1971). Par conséquent, Dubreuilh et Marionnaud (1973) mentionnent dans la carte géologique, la présence de restes d'éléphants seulement dans la Formation de la Négade et ils attribuent *de facto*, la mandibule trouvée en 1875 à cette formation.

En 1994, la découverte fortuite de nouveaux restes de proboscidiens dans les Argiles du Gulp au niveau de la Balise relance la polémique. La disposition des éléments de cet éléphant, en quasi-connexion

anatomique, prouve qu'il a été naturellement enlisé dans ces sédiments lagunaires (Beauval *et al.*, 1998 ; Tastet, 1999 ; Michel, 2002). L'étude biométrique des restes osseux a permis de déterminer leur appartenance à l'espèce *Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Cautley, 1847 (Beauval *et al.*, 1998). L'absence de dents jugales ne permet pas de définir l'attribution chronologique de ce jeune individu. De nouvelles découvertes d'un fragment de mandibule comportant deux molaires dans les Argiles du Gulp et hors stratigraphie, une molaire isolée en 2000 apportent de nouvelles indications chronologiques. Les restes appartiennent également à un *P. antiquus* qui est vraisemblablement plus âgé que le précédent. Il semblerait d'après Michel (2002) que ces restes osseux appartiennent à un Éléphant antique ayant vécu « plutôt à l'Eémien qu'à l'Holsténien ». Ils permettent ainsi de rapporter les Argiles du Gulp à l'Eémien (MIS 5e). La découverte lors de la fouille de 1994, d'un fragment de mandibule de *Dicerorhinus mercki* au sein de ces argiles permet de renforcer cette hypothèse (Michel *et al.*, 1994 ; Michel, 2002). En effet, le Rhinoceros de Merck a pu être associé à l'Elephant antique avec lequel il partage le même biotope (forêt claire et zones buissonneuses).

Cette longue errance stratigraphique des premières découvertes d'éléphant a eu des conséquences importantes sur la détermination des âges des Argiles du Gulp et de la formation sous-jacente. En effet, avant les études palynologiques réalisées sur les Argiles du Gulp (Elhai et Prenant, 1963 ; Dubreuilh, 1971 ; Diot *et al.*, 1999 ; O'Brien et Jones, 2003) et sur la Formation de la Négade (O'Brien et Jones, 2003), l'attribution chronologique de ces formations reposait exclusivement sur les restes d'éléphants. Or, ils ont été pendant de nombreuses années mal déterminés et mal localisés, entraînant des erreurs importantes d'interprétation de l'histoire géologique du littoral médocain.

En résumé, les formations pléistocènes du littoral ont livré 4 (ou 5) individus appartenant à l'espèce *P. antiquus*. Ces découvertes ont eu lieu au niveau de la Formation de la Négade et des Argiles du Gulp et présentent un grand intérêt du fait de la rareté des restes de ce taxon en France. La dispersion des restes osseux dans la stratigraphie n'a rien d'incompatible étant donné la distribution temporelle de cette espèce. En effet, *P. antiquus* est connu en Europe (France, Allemagne) dès le Pléistocène inférieur jusqu'à sa disparition au Pléistocène supérieur. Piout et Viaud (2002) rapportent la présence d'éléphants vieux de -1,2 Ma en Haute-Loire, datés au K/Ar dans la thèse d'Aouadi (2001). Il est adapté à un climat chaud, humide, aux forêts tempérées et en conséquence, surtout abondant durant les stades interglaciaires (Guérin et Patou-Mathis, 1996). *P. antiquus* est commun durant l'Holsténien (MIS 11) et l'Eémien (MIS 5e) ; il est présent dans tout le Nord-Ouest de l'Europe, en Europe centrale et méridionale (Pushkina, 2007). À partir de la fin de l'Eémien, lorsque le climat devient plus froid et la végétation plus rare, il migra vers des zones refuges où il perdura jusqu'au environ de 50 - 40 ka BP ou peut-être 34 - 33 ka BP. Des restes d'éléphants sont ainsi identifiés en péninsule Ibérique (Stuart, 2005) notamment dans la Cueva del Castillo où ils sont associés à des outils aurignaciens ainsi que dans la terrasse de Foz do Enxarrique sur le Tage datés d'au moins 34 ka BP (Antunes et Cardoso, 1992 ; Guérin et Patou-Mathis, 1996). Il a

survécu dans le NO de l'Europe jusqu'aux alentours de 37 ka BP aux Pays-Bas (Mol *et al.*, 2007) et il a pu perdurer aussi en Italie et dans les Balkans (Stuart et Lister, 2001). En 2007, Mol *et al.* énoncent que l'extension chronologique et paléoécologique de l'Elephant antique doit être reconsidérée. Dès lors, en considérant la répartition chronologique et géographique du *P.antiquus*, il n'est pas étonnant de trouver des restes osseux dans la Formation de la Négade dont l'âge est attribué au Pléistocène inférieur. De plus, les restes de ce ou ces individus n'ayant pas été étudiés dans le détail (hormis celui du site de la Balise), il est impossible de déterminer s'il s'agit des formes primitives ou évoluées de l'éléphant antique. Néanmoins, il ne faut pas exclure un remaniement possible des débris osseux du fait de l'érosion littorale. Pour les individus provenant des Argiles du Gulp, l'étude pollinique réalisée par O'Brien et Jones (2003) semble indiquer l'interglaciaire Holsténien (MIS 11) sans pouvoir exclure un interglaciaire plus récent (MIS 9 voire MIS 7). L'hypothèse de l'Eémien proposée par Michel (2002) semble improbable, ce qui est confirmé par la datation des unités sablo-limoneuses sus-jacente dans le cadre du travail de thèse de L.Sitzia (2014 ; cf. partie III.3.).

En conclusion, la présence de ce taxon dans les séries sédimentaires du littoral n'est pas un élément à valeur chronologique en raison de sa perdurance depuis le Pléistocène inférieur (-1,2 Ma ?) jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire. Cependant, il apporte un intérêt paléoenvironnemental certain en renseignant sur le caractère chaud et tempéré du climat qui correspond à une phase interglaciaire.

III.2. Les coupes stratigraphiques

Dans ce chapitre, sont présentées de nouveaux levés de coupes inédits réalisés le long du littoral dans les secteurs du Gulp, de la Pointe de la Négade et de l'Amélie (**Figure 4**). En effet, c'est là que se sont focalisées les prospections de terrain associées au projet LITAQ (mission de mars 2014 autour des sites archéologiques de la Lède du Gulp et de l'Amélie Nord). En complément, une carotte nommée Litaq-G1 a été prélevée en sommet de falaise dunaire au droit du site de la Lède du Gulp à environ une dizaine de mètres de la coupe de la Négade (non traitée dans ce mémoire).

III.2.1. Le Gurp 1 et 2 (Sitzia, 2014)

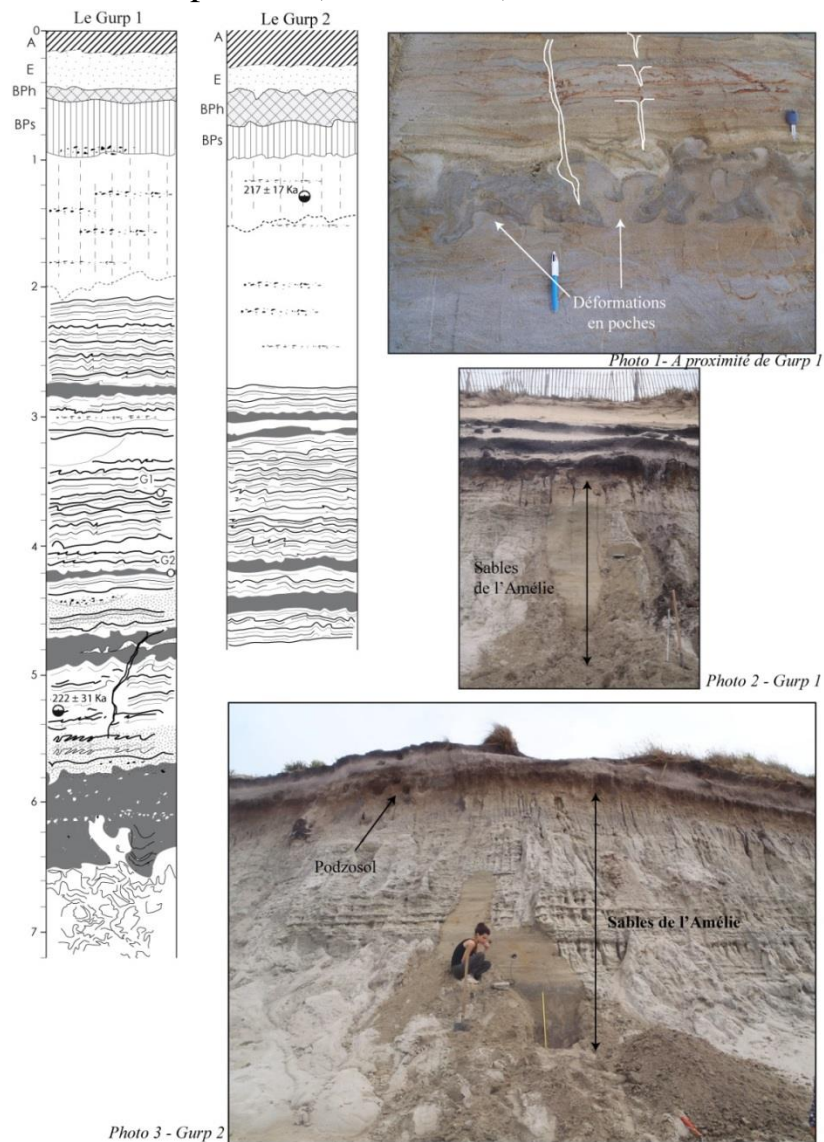


Figure 11 : Coupes stratigraphiques et photographies du secteur du Gurp (modifié d'après Sitzia, 2014).

Deux coupes (Gurp 1 et Gurp 2) espacées d'environ 100 m l'une de l'autre et localisées à environ 5 km de Grayan-et-L'Hôpital ont été étudiées dans le cadre de la thèse de Sitzia en 2014. Sans prendre en compte le massif dunaire, l'auteur décrit du sommet à la base (**Figure 11**) :

- 0-100 cm: Un podzsol constitué d'horizons organo-minéral (A), éluvial (E) et d'accumulations (BPh et BPs). Ce paléosol est constitué par des sables moyens massifs à granules ;
- 100-200 cm : Des sables moyens jaunâtres à lentilles graveleuses. La limite inférieure correspond à un front d'oxydation ;
- 200-700 cm: Une alternance régulière de lits sablo-limoneux et de lits sableux gris-bleuté présentant des variations latérales d'épaisseur. Au sein de ces sables limoneux, l'auteur signale de minces lentilles concaves de petits graviers de largeur décimétrique. Quatre niveaux sablo-limoneux sont remarquables au sein de la succession sédimentaire. Leur épaisseur semble diminuer vers le sommet.

De manière générale, cette coupe stratigraphique est caractérisée par une dérive granulométrique inverse avec des faciès plus argileux à la base et plus sableux lorsque l'on monte dans la séquence. Il est également important de noter que le litage originel de ces deux coupes est complètement déformé à la base. Des fentes de gel syngénétique se développent dans cette formation.

III.2.2. La Pointe de la Négade (Lède du Gurp)

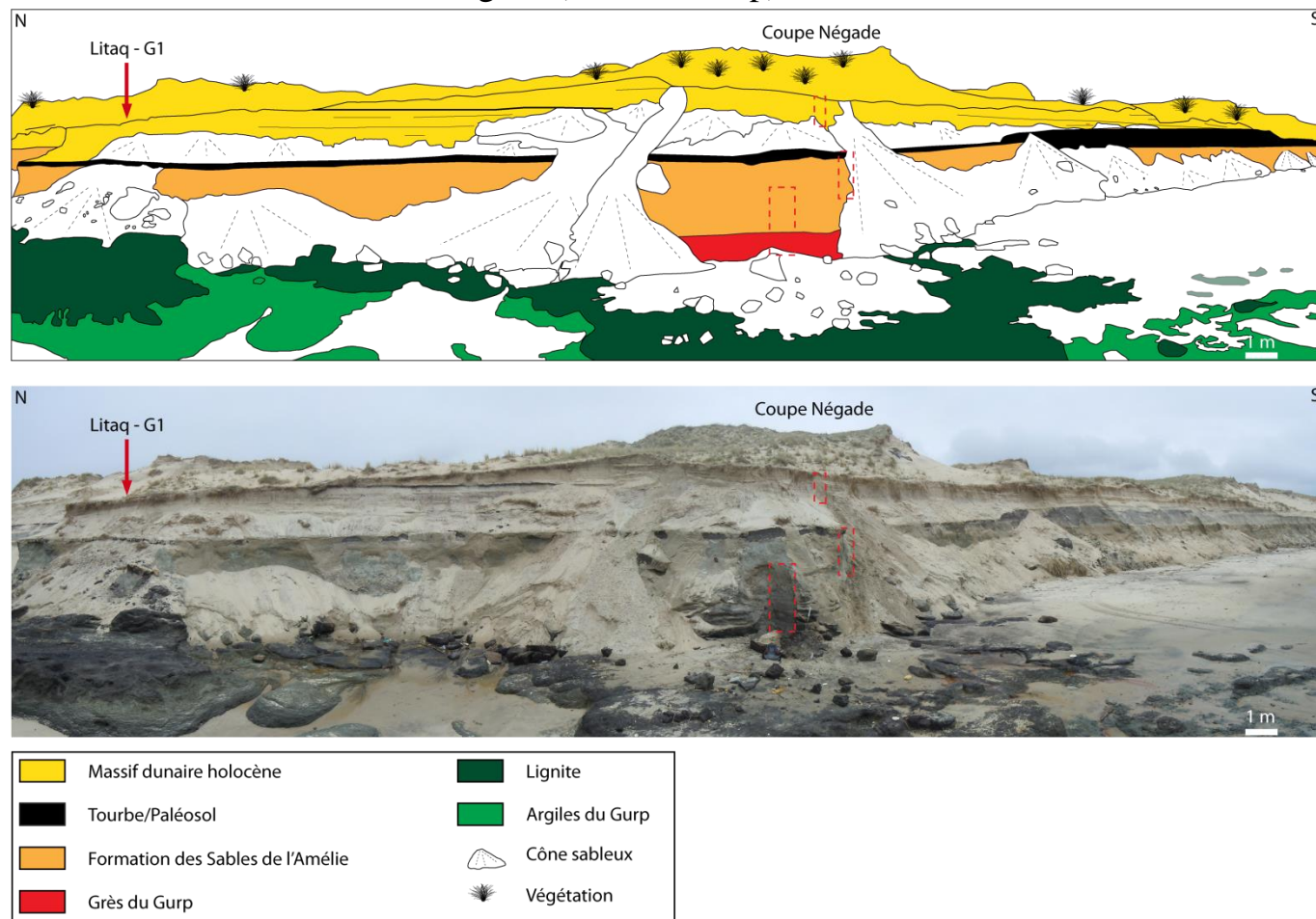


Figure 12 : Panorama de la Négade au niveau du site archéologique dit de « la Lède du Gurp » et localisation de la coupe de la Négade et de la carotte LITAQ-G1.

La coupe de la Pointe de la Négade est localisée au niveau du site archéologique de la Lède du Gurp, au droit d'un « îlot » de tourbe holocène, constituant le dernier témoin du site fouillé dans les années 80-90 par Roussot-Larroque. La grande majorité de ce site a dorénavant disparu en raison de l'érosion littorale particulièrement active durant ces dernières années. À l'aplomb de la falaise, la stratigraphie est la suivante avec de haut en bas (**Figure 12 ; Figure 13 ; Planche 1**) :

[1] 0-65 cm : Des sables fins à moyens jaunâtres bien triés et présentant des lamines plus sombres subhorizontales et légèrement plissées (ondulées) à la base ;

[2] 65-310 cm : Un arénosol constitué d'un horizon légèrement organique (Ah) puis par des sables fins massifs bioturbés jusqu'à 140 cm. Le reste de cette unité sédimentaire est composée d'un sable à litage horizontal à lamines plus ou moins sombres et chargées en minéraux lourds. La base de cette unité est ondulée ;

POINTE DE LA NÉGADE - Site archéologique de la Lède du Gurp

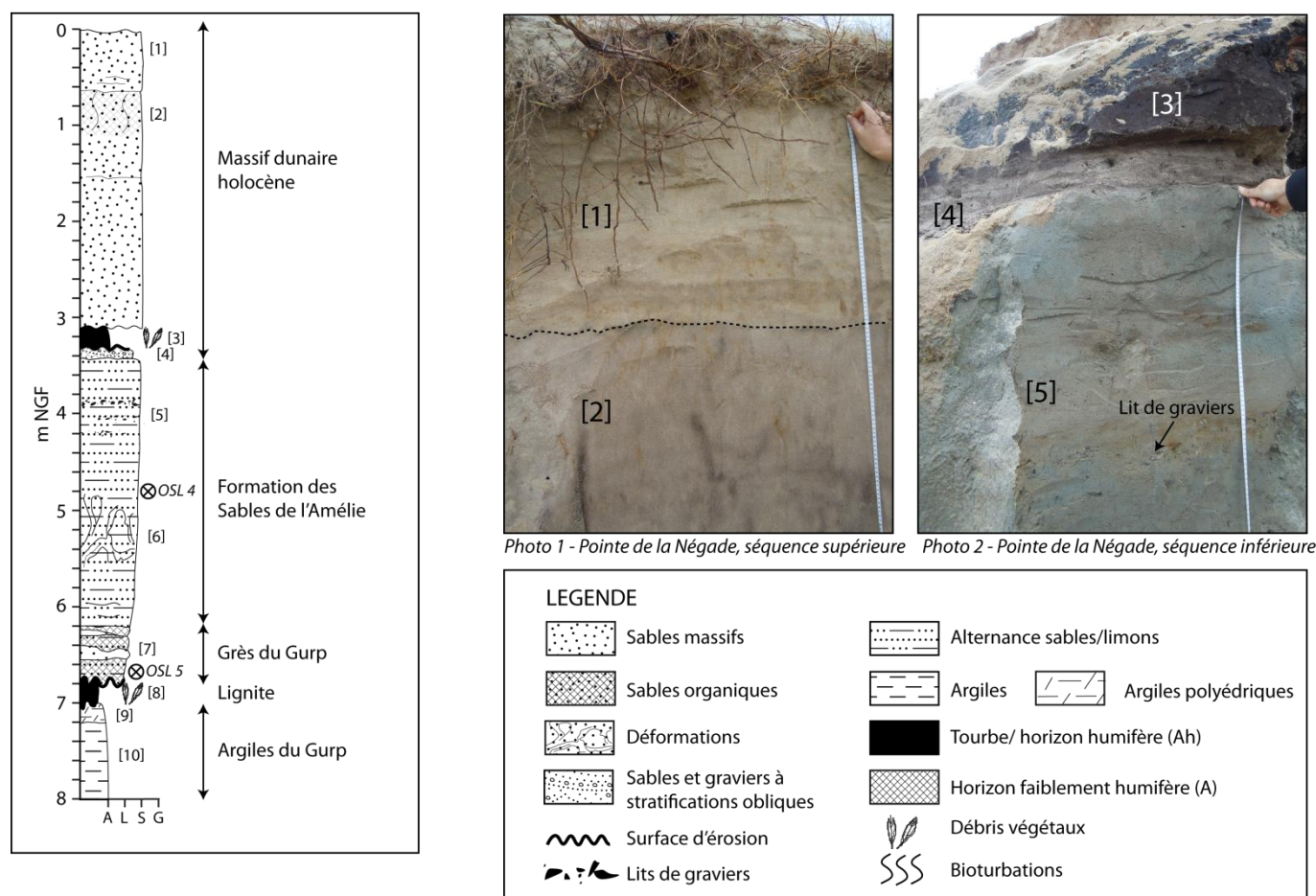


Figure 13 : Coupe stratigraphique de la Pointe de la Négade. La photo 1 représente le développement d'un arénosol [2] en dessous des sables dunaires subactuels. La photo 2 montre la transition entre les Sables de l'Amélie [5] et des tourbes [3].

[3] 310-335 cm : Une tourbe à débris de bois devenant plus sableuse vers la base ;

[4] 335-345 cm : Un niveau composé de sables gris brun à petits graviers ;

[5,6] 345-680 cm : Une alternance régulière de lits sablo-limoneux bleuâtres gleyfiés millimétriques à pluricentimétriques et de lits sableux gris bruns centimétriques à décimétriques. Quelques minces nappes de petits graviers d'épaisseurs centimétriques et de largeur décimétrique sont observées vers le sommet de cette unité. Les lits sont subhorizontaux et peuvent être ondulés ou légèrement plissés. Des niveaux de sables noirâtres et sablo-limoneux sont présents à la base de cette unité. Il semblerait y avoir une tendance à la diminution régulière des niveaux limoneux du bas vers le haut. Les lits sont également de moins en moins organiques vers le sommet. Dans la partie médiane (480-560 cm) de cette unité, les litages sont perturbés par des déformations en poches sur une épaisseur d'environ 70 – 80 cm ;

[7] 620-680 cm : Bancs sablo-limoneux noirâtres riches en matière organique de taille décimétriques fortement indurés, séparés par deux niveaux sableux plus clairs ;

[8] 680-700 cm : Une tourbe sableuse à nombreux débris végétaux et présentant des troncs d'arbres aplatis. Le sommet et la base de cette unité sédimentaire est fortement déformée et ondulée.

La limite supérieure correspond à une surface d'érosion ;

[9] 700-720 cm : Des argiles vertes à débit polyédrique sans litage. Le toit de cette unité est déformé ;

[10] 720-800 cm : Des argiles sableuses vertes à laminations horizontales (*flaser bedding*).

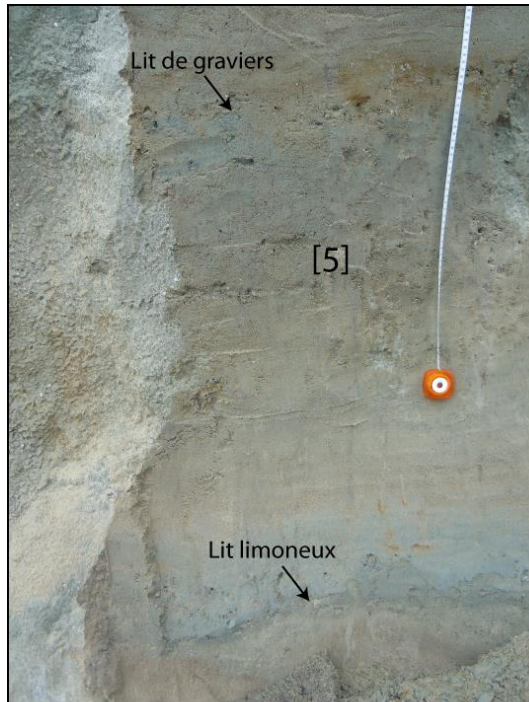


Photo 3 - Pointe de la Négade

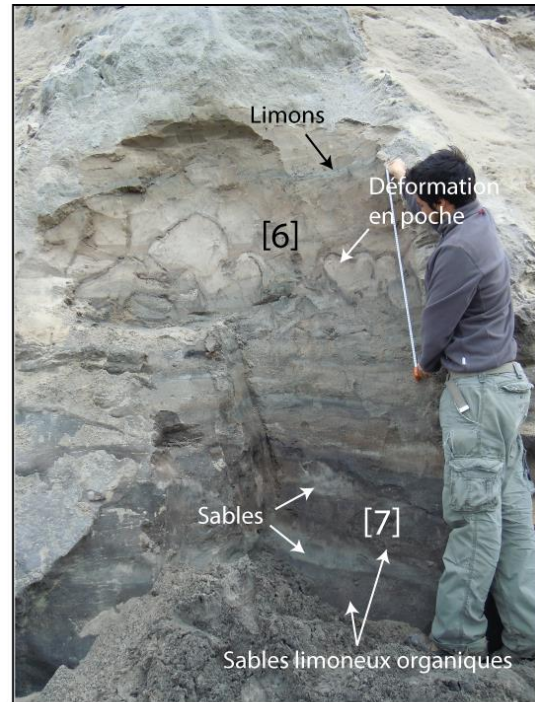


Photo 4 - Pointe de la Négade

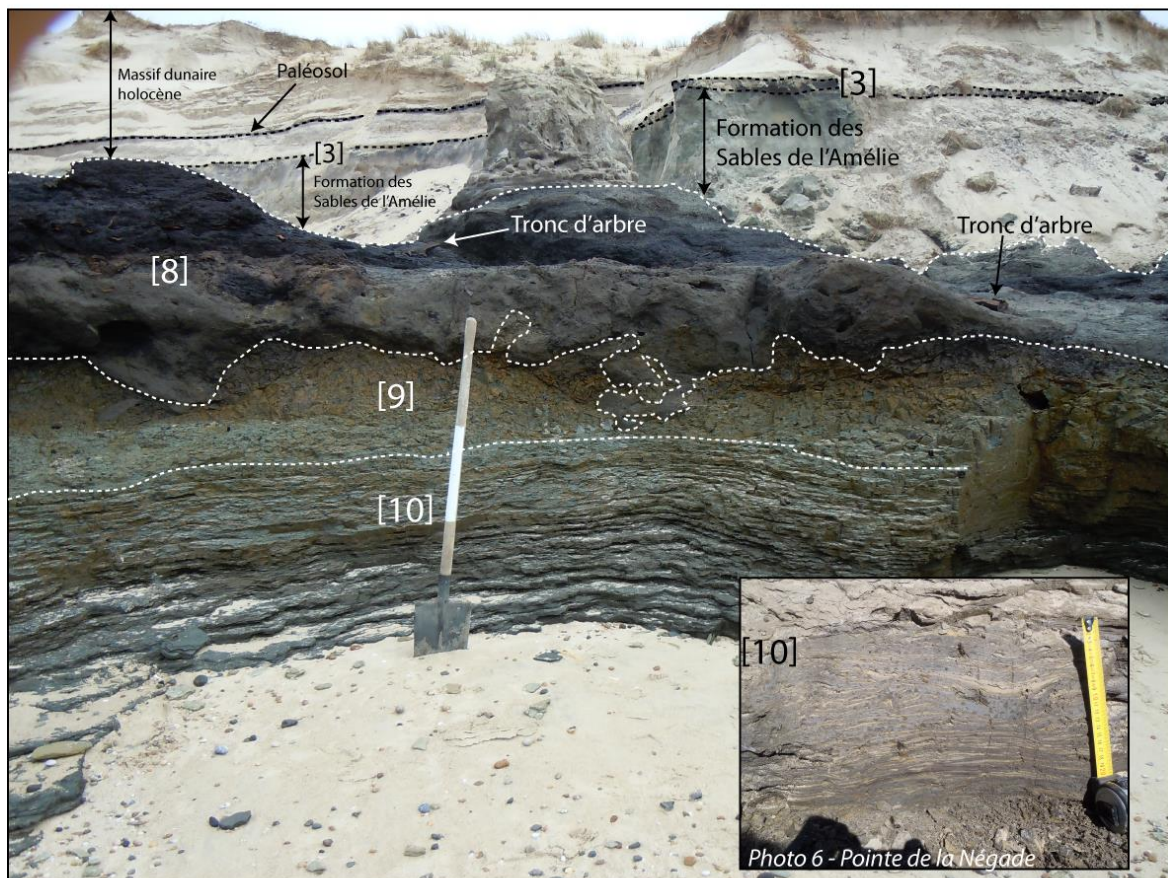


Photo 5 - Pointe de la Négade

Planche 1 : Photographies illustrant les différentes unités sédimentaires rencontrées au sein de la coupe de la Pointe de la Négade.

III.2.3. L'Amélie Sud 1 AMELIE SUD 1

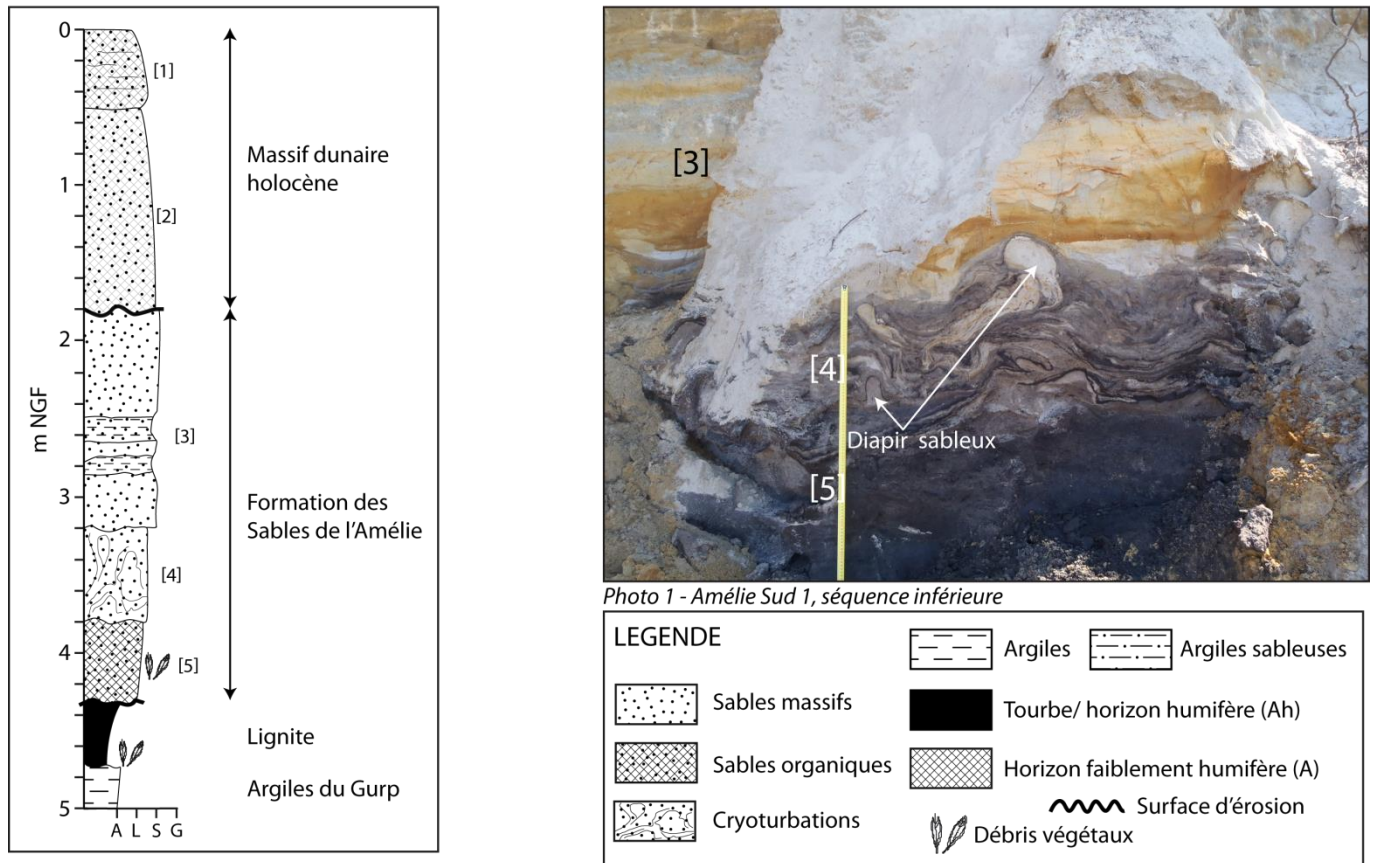


Figure 14 : Coupe stratigraphique et photographie de la coupe de l'Amélie Sud 1. Notez la présence de diapirs sableux dans des horizons organiques.

La coupe de l'Amélie Sud 1 se situe à environ 1 km au Nord de celle de la Négade, à quelques centaines de mètres au sud du camping de l'Amélie. Nous avons pu distinguer sur la falaise, du sommet vers la base (**Figure 14**) :

- [1] 0-45 cm : En dessous du sol actuel, des sables fins à lamines organiques ;
- [2] 45-180 cm : Des sables massifs légèrement organiques ;
- [3] 180-320 cm : Une alternance de sables jaunâtres et de limons gleyfiés bleuâtres à tâches de rouille. Les lits limoneux ont tendance à s'amincir vers le sommet ;
- [4] 320-380 cm : Des lits de sables et des limons organiques déformés en forme de goutte avec injection de sable vers le sommet ;
- [5] 380-435 cm : Une unité relativement homogène de sables noirâtres très organiques à débris de bois ;
- [6] 435-475 cm : Des tourbes sableuses à débris de bois. La limite supérieure correspond à une surface d'érosion ;
- [7] 475-500 cm : Des argiles vertes à débit polyédrique.

III.2.4. L'Amélie Nord

AMELIE NORD - Site archéologique

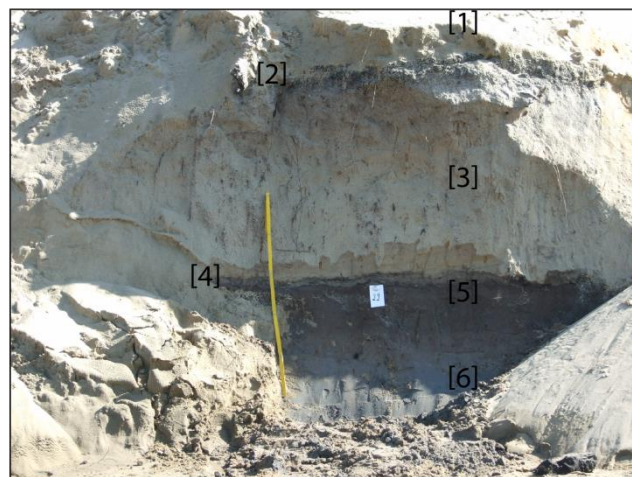
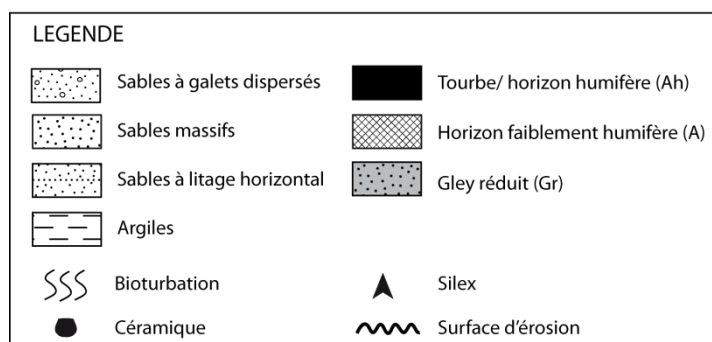
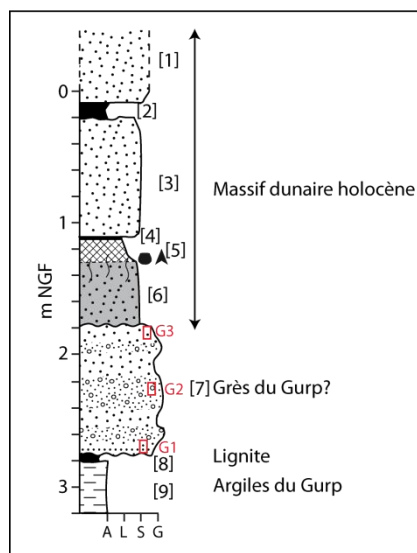


Photo 1 - Amélie Nord, séquence supérieure

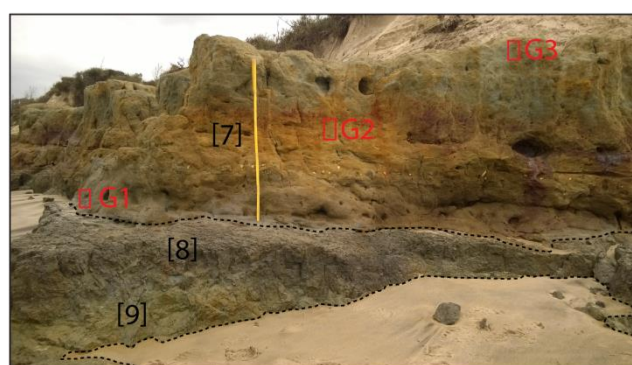


Photo 2 - Amélie Nord, séquence inférieure

Figure 15 : Coupe stratigraphique et photographies de la coupe de l'Amélie Nord. Les rectangles rouges notés G1, G2, G3 correspondent aux emplacements des lames qui seront étudiées ultérieurement à ce travail.

La coupe est localisée à environ 500 m du village de l'Amélie. Elle montre différentes unités sédimentaires avec de haut en bas (**Figure 15**) :

[1] 0- 10 cm : Des sables fins à moyens à lamines organiques ;

[2] 10-20 cm : Une tourbe à débris de bois ;

[3] 20-115 cm : Des sables massifs bioturbés présentant quelques fins litages mal exprimés dans la partie basale ;

[4, 5] 115-138 cm : Un arénosol constitué d'un horizon humifère (Ah) surmontant des sables noirâtres organiques et légèrement bioturbés contenant des tessons de céramiques et de silex (datant probablement d'après J.Roussot-Larroque du Bronze moyen, communication personnelle) ;

[6] 138- 175 cm : Sables bleuâtres très humides correspondant à un horizon de gley réduit (Gr) formé dans un contexte anaérobie lié à la présence d'une nappe d'eau ;

[7] 175-275 cm : Des sables à litage horizontal de couleur bleuâtre alternant avec des couches de sables massifs avec des graviers dispersés. Au sein de ce dépôt, trois lits de graviers ou gravillons ont été recensés. Ces niveaux à graviers ont une extension latérale de l'ordre de la centaine à la dizaine de mètres et une épaisseur centimétrique à décimétrique. Ces galets verticalisés ont été ponctuellement observés au

sein de cette unité. Les sables deviennent plus argileux et massifs vers le sommet. Le haut et le bas de cette unité correspond à des surfaces d'érosion marines ;

[8] 275-280 cm : Des tourbes sableuses sur une épaisseur centimétrique drapant l'unité argileuse sous-jacente. La limite supérieure correspond à une surface d'érosion ;

[9] 280-320 cm : Des argiles vertes à débit prismatique.

III.3. Synthèse sur les formations pléistocènes du littoral

Les quatre coupes et des observations ponctuelles ont permis de retrouver une partie des unités décrites par Tastet (1999) dans sa synthèse (**Figure 9**, cf. partie III.1.4.). Suite à ce travail, nous proposons deux coupes-types illustrant au mieux la diversité des unités sédimentaires et leurs changements latéraux de faciès le long du littoral (**Figure 16**). Ainsi, nous présentons dans ce chapitre, une première réinterprétation chronologique et environnementale des formations définies par Tastet se basant principalement sur les travaux d'O'Brien et Jones (2003), Sitzia (2014) et le présent travail de MASTER. Les deux coupes-types se subdivisent en plusieurs unités sédimentaires détaillées l'une après l'autre dans ce chapitre.

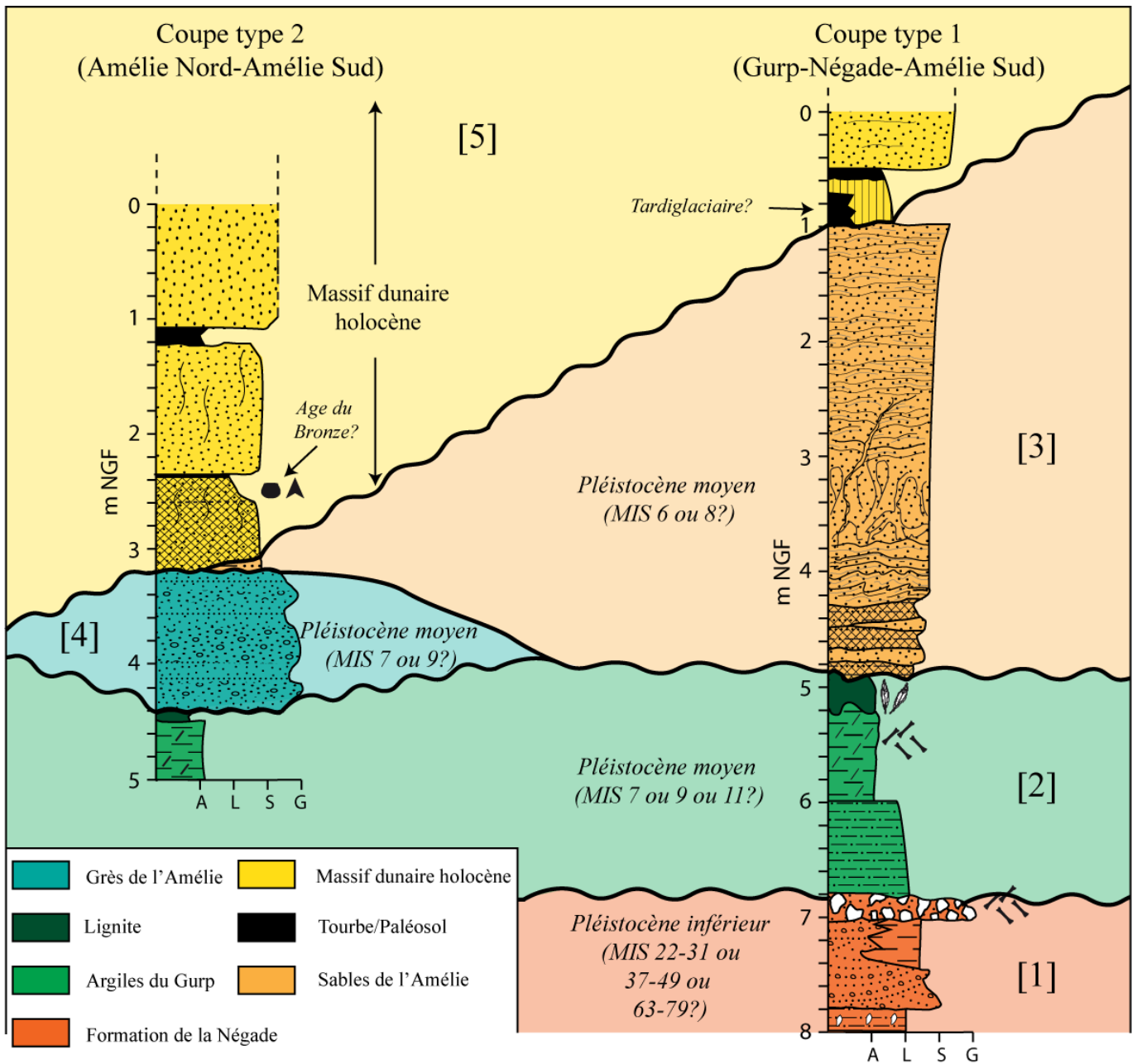


Figure 16 : Coupes synthétiques du pléistocène côtier du Nord-Médoc. Les chiffres représentent les unités sédimentaires qui sont décrites ci-dessous.

III.3.1. Unité 1 : Formation de La Négade

Seule une partie de la séquence inférieure affleure sur l'estran et malgré de nombreuses visites au fil des travaux du MASTER et un contexte météorologique favorable, la Formation de la Négade et la base des Argiles du Gurp n'ont jamais été observées. En effet, comme l'indique Dubreuilh (1971), la

Formation de la Négade est visible seulement de manière sporadique sur l'estran lors d'épisodes exceptionnels (très fortes marées, tempêtes) et sur une extension géographique réduite (seulement autour du secteur de la Pointe de la Négade). D'après Dubreuilh, cette formation indique une sédimentation littorale se terminant par un épisode de haute énergie. L'étude du cortège pollinique permet à O'Brien et Jones (2003) de conclure à un environnement de dépôt dans un contexte lagunaire ou estuarien saumâtre avec des arrivées d'eaux douces épisodiques durant un interglaciaire compris entre le MIS 22 et 79.

III.3.2. Unité 2 : Argiles du Gurp et Lignite

La formation des Argiles du Gurp a été reconnue sur plusieurs kilomètres le long du littoral hormis au niveau de l'Amélie où elle disparaît avant de réapparaître plus au Nord de manière sporadique. Au sud de l'Amélie, ces argiles sont continues et subhorizontales au moins jusqu'au site de l'Anse du Gurp et constituent un véritable « niveau repère » (Tastet, 1999). Dans le secteur du Pin Sec (**Figure 8**), 20 km plus au sud, un niveau d'argiles assimilées aux Argiles du Gurp avaient été repérées par Dubreuilh (1971) ce qui constitue la localisation la plus méridionale connue à ce jour. En effet, au-delà du Gurp, ces argiles affleurent sur l'estran mais sont difficiles à suivre car masquées par les sables de la plage actuelle. Cependant, les similitudes de leur faciès suggèrent que l'ensemble des argiles affleurant du sud de l'Amélie jusqu'au Gurp sont contemporaines. Par conséquent, l'hypothèse émise par Fabre (1939) et reprise par Pétorin (1988) affirmant la présence d'un chenal qui entaillerait les dépôts pléistocènes au niveau de l'Anse du Gurp n'a pu être vérifiée au cours de ce mémoire.

À la base de la coupe de la Négade, des argiles vertes à débit polyédrique surmontant un « niveau d'argiles vertes à laminées sablo-silteuses » d'après la terminologie utilisée par Tastet (1999) ont été reconnues (**Figure 9**). Les dépôts laminés présentent un faciès sédimentaire nommé dans la littérature anglo-saxonne « *flaser bedding* » et correspond à une succession de lits de faible épaisseur alternativement argileux et sableux. Les *flaser beddings* se forment sous l'influence de courants alternant entre des périodes de haute et de basse énergie. Cette dynamique suggère une rythmicité tidale. Reineck et Singh (1980) décrivent ces dépôts comme caractéristiques des zones subtidales et intertidales soumises aux marées. Un schéma d'évolution de ces dépôts est proposé dans la **Figure 17**. La première phase correspond au transport de sables par un fort courant entraînant la formation de rides. Durant les étapes 2 et 3, l'intensité du courant diminue, la fraction fine (argiles) en suspension commence à se déposer sur l'ensemble des rides puis s'accumulent dans les dépressions. Le reflux de la marée entraîne une intensification des courants dans le sens opposé qui érodent peu à peu les argiles (étape 4 et 5). L'étape 6 est associée au début d'un nouveau cycle. Les crêtes des rides sont érodées et du sable se dépose, à nouveau, sous forme de rides « fossilisant » le cycle précédent.

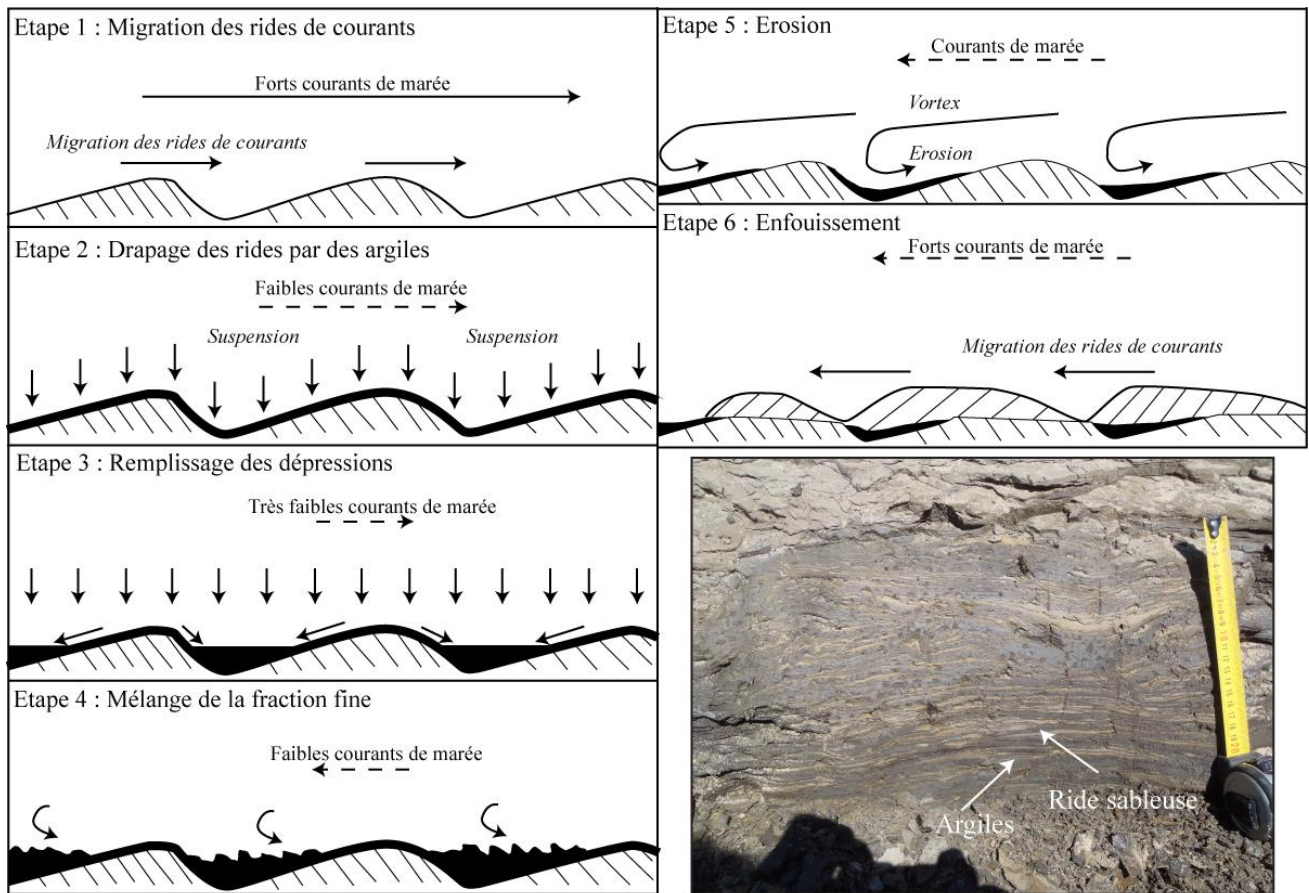


Figure 17 : Formation de *flaser-bedding* (modifié d'après Sato *et al.*, 2010) et photographie de cette figure sédimentaire au sein des Argiles du Gulp.

D'après leur contenu pollinique, les Argiles du Gulp enregistrent le passage entre un contexte littoral influencé par la marée et un contexte de lagune d'eau douce (O'Brien et Jones, 2003). Pour la majorité des auteurs le lignite qui recouvre les argiles vertes fait partie intégrante de la Formation des Argiles du Gulp. Le Lignite correspond à des tourbes sableuses à débris de végétaux et troncs d'arbres qui drapent directement les argiles. D'après les travaux d'O'Brien & Jones (2003), il y a une continuité stratigraphique entre ces deux formations qui se sont déposées à la fin d'un interglaciaire pouvant être assimilé à l'Holsténien (MIS 11) ou éventuellement à l'interglaciaire de Landos (MIS 9) ou encore celui du Bouchet 1 (MIS 7).

III.3.3. Unité 3 : Sables de l'Amélie

L'ensemble des coupes (Gulp, Négade, Amélie Sud) ont permis d'observer les deux unités sablo-argileuses décrites par Tastet (1999) et dénommées « Formation des Sables Fluviaux ». L.Sitzia a dédié un chapitre de sa thèse (Sitzia, 2014 ; p.83-93) à l'étude de cette formation autour de deux coupes qu'il a relevés au Gulp (**Figure 11**). Ce travail comprend deux datations par ESR qui indiquent un âge de dépôt compris entre 222 ± 31 et 217 ± 17 ka BP soit un large intervalle s'étendant du MIS 8 au MIS 6. A l'occasion de sa thèse, l'auteur réinterprète l'origine des dépôts de la Formation des Sables Fluviaux. Il suggère un dépôt éolien en nappe dans un contexte humide et renomme la formation en « Formation des Sables de l'Amélie ». Cette interprétation se base sur plusieurs arguments :

i) L'analyse des coupes reflète une contribution plus importante de la fraction sableuse vers le sommet au détriment de la fraction plus fine, limoneuse ; ce qui peut être interprété comme une tendance vers un contexte éolien plus sec. L'approfondissement de la nappe phréatique empêche la capture des éléments les plus fins qui sont ainsi transportés par le vent ;

ii) Les granoclasses inverses au sein des lits sableux sont communs en contexte éolien et correspondent à la migration de rides, ils sont en revanche incompatibles avec une mise en place fluviale ;

iii) La présence de galets éolisés ;

iv) L'absence de figures de courants et de tout autre élément suggérant une dynamique fluviale franche.

Tous ses arguments sont en faveur d'une dynamique éolienne humide qui montre une tendance vers un contexte plus sec du bas vers le haut de l'unité sédimentaire. La séquence des Sables de l'Amélie ne présente pas de discontinuité majeure si ce n'est la présence d'un front d'oxydo-réduction localisé vers la partie supérieure de la formation. Cependant, selon Sitzia (2014) cela ne justifie pas la subdivision en deux unités (unités 9-10) opérée par Tastet (1999). D'un point de vue stratigraphique, il y a une continuité des faciès alternant entre des lits sableux et limoneux de moins en moins gleyifiés vers le haut. Ce changement se fait de manière progressive au sein d'une seule unité sédimentaire.

Les déformations observées dans la partie inférieure des Sables de l'Amélie (**Planche 2**) se suivent aisément le long du littoral de la coupe du Gurp au sud jusqu'à celle de l'Amélie Sud au nord. Elles sont toujours situées au même niveau dans la stratigraphie et sont facilement visibles dans la falaise. Elles constituent un horizon repère au sein de la Formation des Sables de l'Amélie. Ces déformations ont été repérées par Tastet (1999) qui les interprètent comme des cryoturbations et les localisent dans l'unité 9 de sa coupe-type. Des observations ponctuelles dans le secteur du Gurp (travaux de la thèse de Sitzia, 2014), de la Pointe de la Négade et de l'Amélie (ce travail) ont permis d'apporter quelques informations complémentaires sur ces déformations. Elles affectent toujours les sédiments situés près de ce qui semble être la base des Sables de l'Amélie sur une épaisseur ne dépassant guère une soixantaine de centimètres. Malgré leur épaisseur homogène, la morphologie des déformations varie considérablement en fonction des coupes : i) diapirs ; ii) structures flammées ; iii) plis souples (**Planche 2**). Au-dessus de ce niveau déformé, un réseau de petites fentes de gel syngénétiques a été remarqué (**Planche 2**). Andrieux (2012) décrit également une fente en coin à remplissage sableux de grande dimension (au minimum 2,4 m) au niveau de l'Amélie. La fente s'ouvre au sommet des Sables de l'Amélie et traverse successivement le niveau déformé, le Lignite et les Argiles du Gurp. Il semble ainsi y avoir deux réseaux de fentes : l'un à petites fentes syngénétiques à espacement métrique et l'autre épigénétique formée de coins sableux à espacement décimétrique.

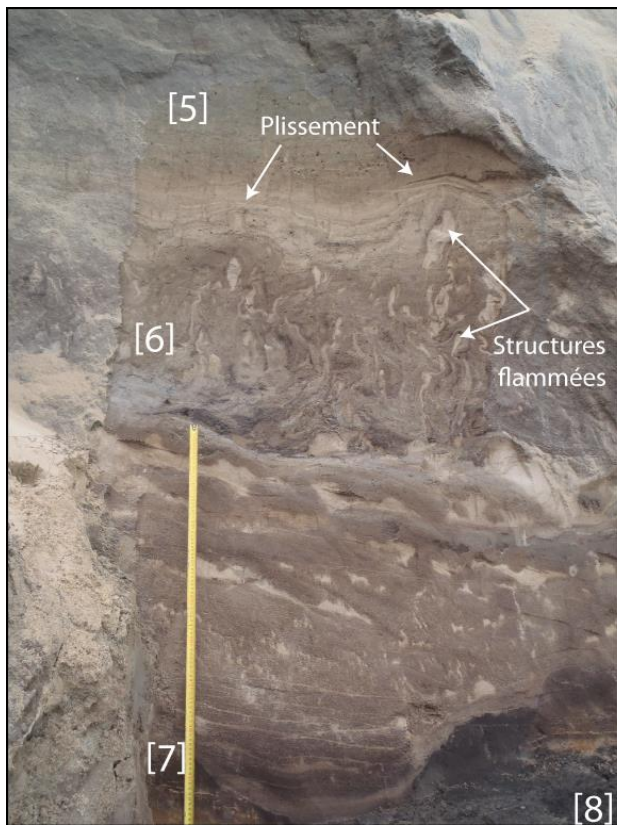


Photo 1 - Pointe de la Négade 2

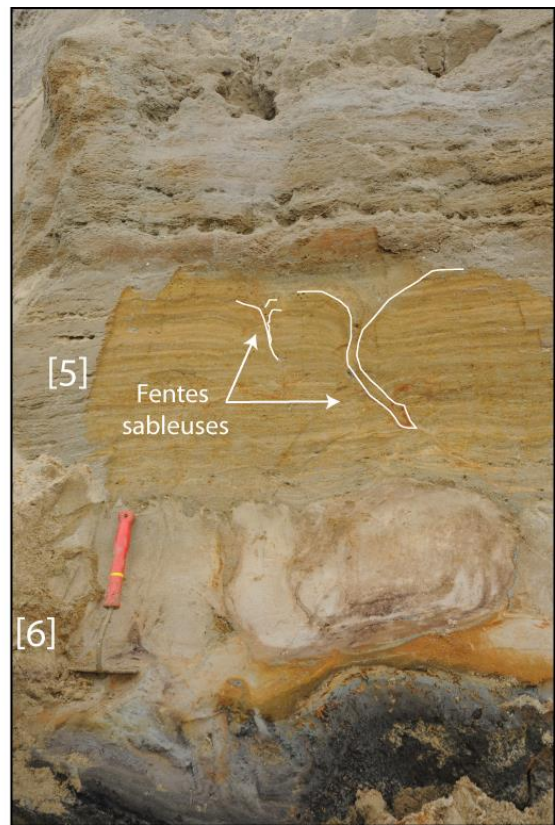


Photo 2 - Pointe de la Négade 5



Photo 3 - Pointe de la Négade 4

Planche 2 : Photographies des déformations liées à un évènement sismique et des figurés périglaciaires (fentes sableuses) observées au sein des Sables de l'Amélie à proximité de la coupe de la Négade.

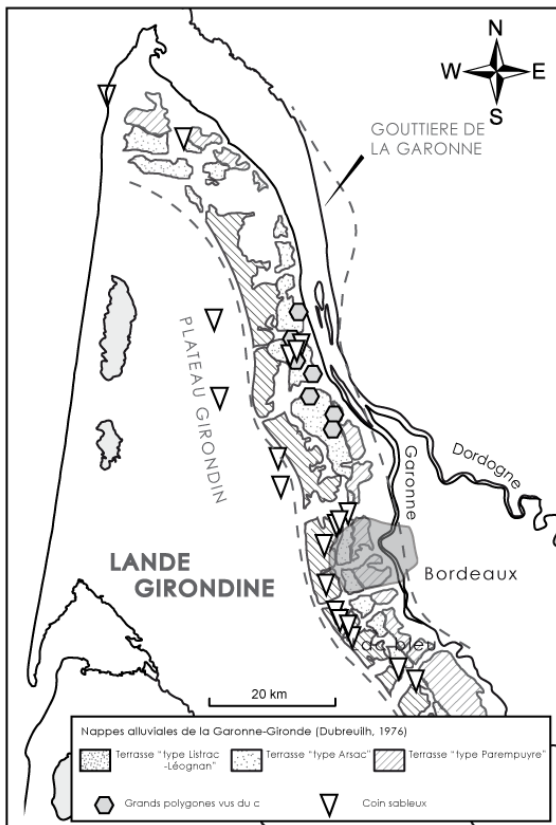


Figure 18 : Distribution des coins sableux dans la région bordelaise (d'après Lenoble *et al.*, 2012)

Les déformations des sables et des limons à la base de l'unité ont été réinterprétées par Sitzia (2014) comme d'origine sismique, contrairement à Tastet (1999) qui suggérait une origine périglaciaire.

En résumé, les dépôts de la Formation des Sables de l'Amélie sont caractéristiques d'une dynamique éolienne et se sont accumulés dans un contexte humide, froid à pergélisol ou gel saisonnier plus ou moins profond et à couverture végétale réduite. La présence de limons implique la présence d'une nappe affleurante qui capte la fraction fine. La dérive granulométrique inverse observée avec une contribution plus importante des particules grossières sableuses au sommet des coupes indique un environnement de dépôt de plus en plus sec. Sitzia (2014) suggère que ces données reflètent le comblement progressif d'une dépression en parallèle à un approfondissement progressif de la nappe phréatique. Il précise également que cette évolution vers un environnement plus sec n'a probablement qu'une signification locale et n'est pas forcément le témoin d'une évolution climatique régionale vers un contexte plus aride. Les datations ESR suggèrent une phase glaciaire datée du MIS 8 ou 6. Nos observations ainsi que les travaux de Dubreuilh (1971) montrent une extension sur une dizaine de kilomètres de cette couverture sableuse qui varie latéralement en puissance. En effet, son épaisseur est maximale dans le secteur du Gurg et s'amincit régulièrement en direction de l'Amélie, où elle disparaît, et de manière plus abrupte vers le sud jusqu'à Dèpé où elle ne constitue qu'un lit d'une épaisseur décimétrique continu se manifestant jusqu'au Pin-Sec (Figure 8).

III.3.4. Grès du Gulp

La « Formation des Grès du Gulp » n'a pas été bien définie dans les synthèses de Dubreuilh (1971) et Tastet (1999). Tastet mentionne l'existence de plusieurs bancs de grès aliotiques à traces de courants affleurant parfois au-dessus du Lignite dans le secteur du sud de l'Amélie et de la Pointe de la Négade. Il note la présence de trois ou quatre bancs de grès sur une épaisseur de 50 à 60 cm. Dubreuilh (1971) observe ce qu'il définit comme des « grès argileux localement humiques » dans les mêmes secteurs que Tastet ainsi que sur la plage du Gulp. Sitzia (2014) relève la présence ponctuelle de « grès lités ferrugineux » à la base de la Formation des Sables de l'Amélie lors de la réalisation de ces deux coupes. L'unité des Grès du Gulp a été repérée dans ce travail dans les secteurs de la Négade et de l'Amélie Sud. En effet, nous avons décrit trois bancs limoneux noirâtres très compacts au niveau de la base de la falaise (**Figure 12 ; Figure 13**). Ce sont des bancs décimétriques ressortant dans le paysage et interprétés comme faisant partie de la Formation des Grès du Gulp, d'une épaisseur d'environ 60 cm dans le secteur de la Pointe de la Négade et d'environ 55 cm au sud de l'Amélie. Leur faciès sédimentaire est assimilable à la définition donnée par les auteurs précédents : à savoir, des grès argileux compacts organiques. Nous ne voyons pas de discordance majeure avec la Formation des Sables de l'Amélie sus-jacente, si ce n'est un passage progressif vers des lits de moins en moins épais vers le sommet. Nous proposons ainsi de réinterpréter et définir cette coupe comme faisant partie intégrante de la Formation des Sables de l'Amélie et par conséquent, illustrant une dynamique éolienne et non fluviatile.

III.3.5. Unité 4 : Grès de l'Amélie

Plus au nord, la continuité stratigraphique précédemment établie du Gulp jusqu'au sud de l'Amélie est interrompue par un aléa du terrain correspondant aux ouvrages de protection contre la mer de la commune de l'Amélie. La variation latérale des faciès sédimentaires, caractérisés par une forte diminution de l'épaisseur des formations pléistocènes (en particulier les Sables de l'Amélie) constatée un peu en amont de la digue, se poursuit. Au-delà de la digue, l'accumulation de dépôts lagunaires à marécageux (Argiles du Gulp et Lignite) est observée sur une épaisseur inférieure à 1 m et apparaissant de manière éparse sur l'estran. Au-dessus de ces formations, la sédimentation est brutalement interrompue par des dépôts sableux plus grossiers et compacts qui se sont accumulés sur un maximum d'épaisseur d'environ 1,10 m et sur une largeur de l'ordre de quelques centaines de mètres. Cette unité sédimentaire possède une base nettement érosive et est constituée d'une alternance de sables à litage horizontal et de lits sableux massifs à graviers. Le sommet est caractérisé par une surface d'érosion majeure qui constitue un platier au-dessus duquel les sables dunaires holocènes se sont accumulés (**Figure 15 ; Planche 3**). La présence de galets d'une dimension pouvant être centimétrique permet d'exclure une origine éolienne de ces dépôts. Leur répartition hétérogène dans un matériel sableux est incompatible avec des dépôts alluviaux classiques et évoque plutôt soit des coulées de débris soit des dépôts de tempêtes en haut de plage. La première hypothèse est exclue à l'égard du contexte local. La provenance des galets

hétérométriques peut s'expliquer par le démantèlement de la Formation de la Négade située en bas de plage lors d'un épisode de haute énergie.

Concernant l'âge de ces dépôts, ils sont antérieurs aux Sables de l'Amélie contemporains du MIS 6 ou 8. En effet, l'épaisseur de ce dépôt diminue progressivement vers le sud pour disparaître un peu avant la coupe de l'Amélie Sud (**Figure 14**). Néanmoins, avant de disparaître complètement, ils se trouvent sous l'unité des Sables de l'Amélie. Ils se sont mise en place durant un haut niveau marin pouvant être attribué à un interglaciaire. Nous proposons de les nommer « Grès de l'Amélie ».

En résumé, les Grès de l'Amélie se sont déposés dans un contexte de haut niveau marin, lors d'épisodes de tempêtes en haut de plage.

III.3.6. Tourbes de la Négade

Au-dessus de l'unité des Sables de l'Amélie, il se développe plusieurs niveaux de paléosols interstratifiés au sein de sables fins à moyens d'origine éolienne et constituant le massif dunaire holocène. Ces horizons ont un âge holocène, par conséquent leur étude et leur description seront détaillées dans le prochain chapitre (IV). Il est à noter cependant qu'un niveau de tourbes daté par ^{14}C de $11,45 \pm 100$ ka BP (13643-13100 cal. BP, 2σ) est localisé dans le secteur du Gurp (Dubreuilh, 1971). Si l'on se réfère à cette date, ces tourbes pourraient correspondre au Tardiglaciaire. Cette date n'est pas incohérente et concorde avec la chronostratigraphie régionale qui voit le développement de paléosols et de tourbes durant les réchauffements du Bölling ou de l'Allerød (GI-1, Blockley *et al.*, 2012). En effet, le Bölling-Allerød voit le développement de la végétation à l'échelle régionale (e.g. Naughton *et al.*, 2007a ; Millet *et al.*, 2012). Cet horizon tourbeux n'a pas été retrouvé par Sitzia (2014), qui mentionne cependant, la présence d'un podzosol juxtaposé au-dessus des Sables de l'Amélie, et figure dans la coupe-type établie par Tastet (1999) sous le nom de « paléosol moyen ». Une tourbe située stratigraphiquement directement au-dessus des Sables de l'Amélie a été observée lors du relevé de la coupe de la Pointe de la Négade (**Figure 13**). Le panorama de ce secteur représenté dans la **Figure 12** montre que cette tourbe se situe au centre d'une ancienne dépression et passe latéralement à des sables humifères pouvant correspondre au podzosol du secteur du Gurp. Ce changement latéral de faciès est couramment observé dans les sables dunaires (e.g. Meurisse-Fort, 2009). Les dépôts tourbeux se présentent souvent sous forme lenticulaire et ne présentent pas une extension géographique importante. Il est donc impossible de déterminer si les observations actuelles correspondent au niveau de tourbe daté par Dubreuilh. Des datations radiocarbone sont en cours pour mieux contraindre la stratigraphie des paléosols sus-jacents aux Sables de l'Amélie.

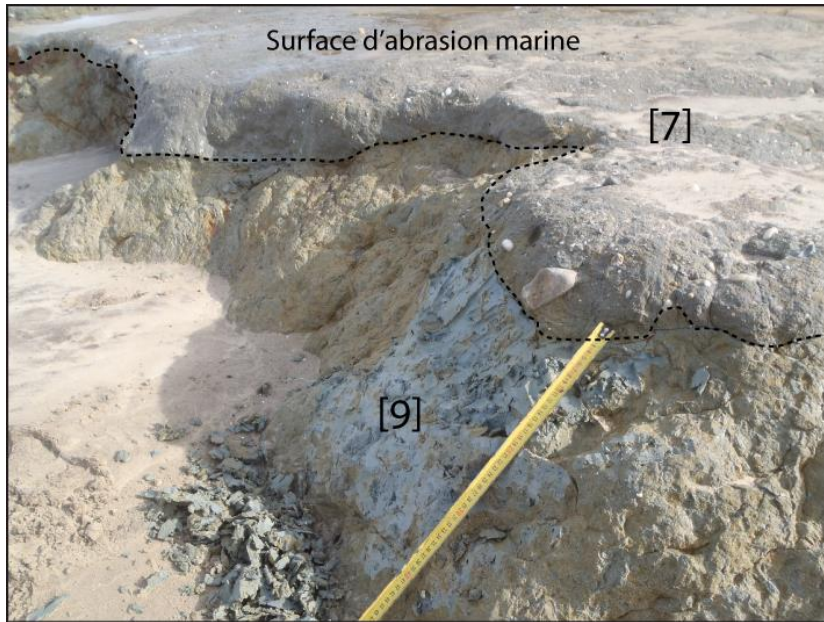


Photo 1 - Amélie Nord

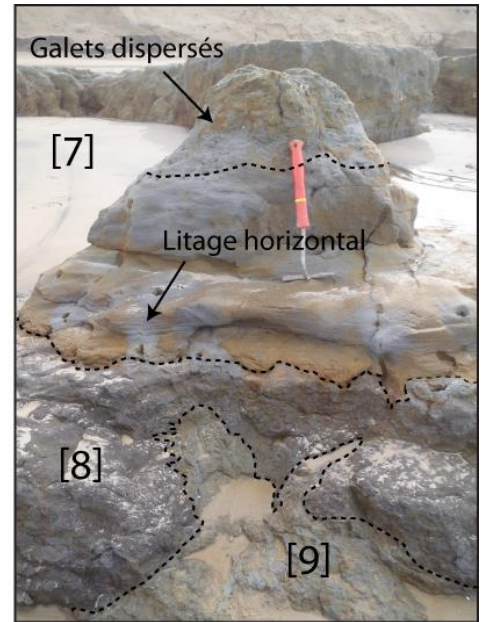


Photo 2 - Amélie Nord

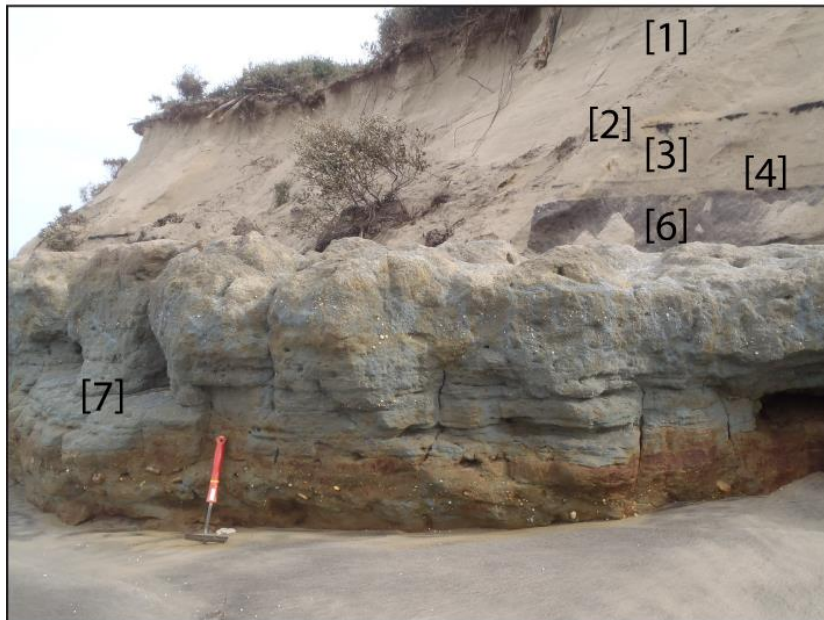


Photo 3 - Amélie Nord



Photo 4 - Amélie Nord

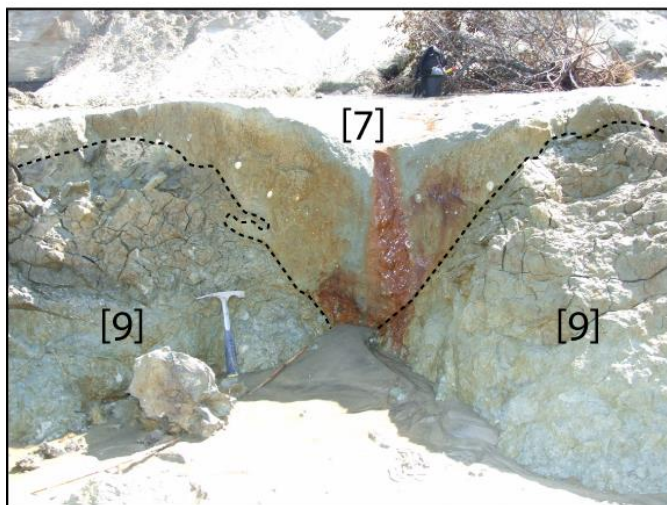


Photo 5 - Amélie Nord



Photo 6 - Amélie Nord

Planche 3 : Photographies illustrant les différents faciès sédimentaires des Grès de l'Amélie [7]. Les numéros correspondent aux unités sédimentaires détaillées dans la coupe de l'Amélie Nord.

III.4. Quelle est la place des dépôts pléistocènes du littoral dans la géologie régionale ?

Un point problématique concerne les relations spatiales entre les formations du littoral et les formations alluviales du système de terrasses de l'estuaire. Les premières n'ont en effet jamais pu s'intégrer de façon satisfaisante à la stratigraphie locale. Les terrasses se sont mises en place dès le Pléistocène inférieur suite à l'enfoncement progressif de la vallée. Lors des glaciations, la chute du niveau de la mer provoque l'incision de la vallée de la Garonne. Le réchauffement entraîne une remontée marine, le lit du fleuve se comble de sédiments (galets, graviers, sables et argiles). Une partie de ces dépôts sont conservés en bordure du fleuve et constituent des terrasses. Ce phénomène se reproduit durant chaque oscillation climatique, et au fur et à mesure, chaque nouvelle terrasse se situe de manière générale décalée à l'est et emboîtée dans la précédente. Ce système de terrasses étagées a permis aux anciens auteurs d'établir une chronologie relative basée sur la répartition spatiale des dépôts alluviaux dans le paysage : la plus ancienne terrasse est celle dont l'altitude est la plus élevée et la plus éloignée du fleuve. Chaque niveau de terrasse se voyait ainsi attribuer une des subdivisions des glaciations alpines (Günz, Mindel, Riss ou Würm). A l'heure actuelle, aucune datation n'est disponible pour estimer l'âge de ces terrasses. À défaut, nous nous basons donc toujours sur la chronologie relative.

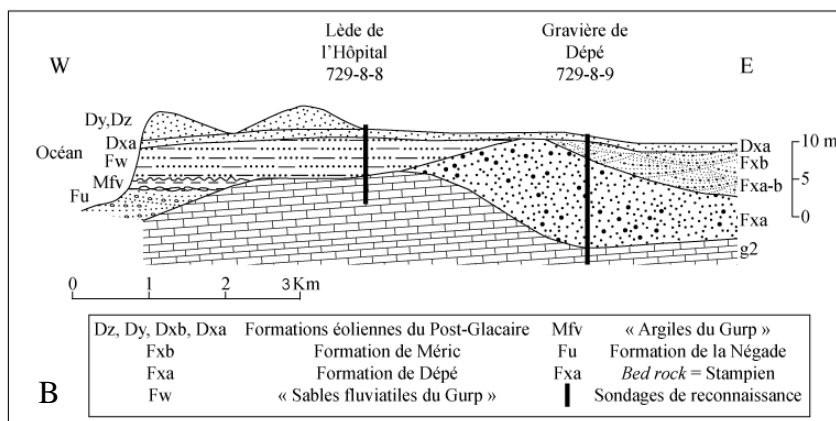
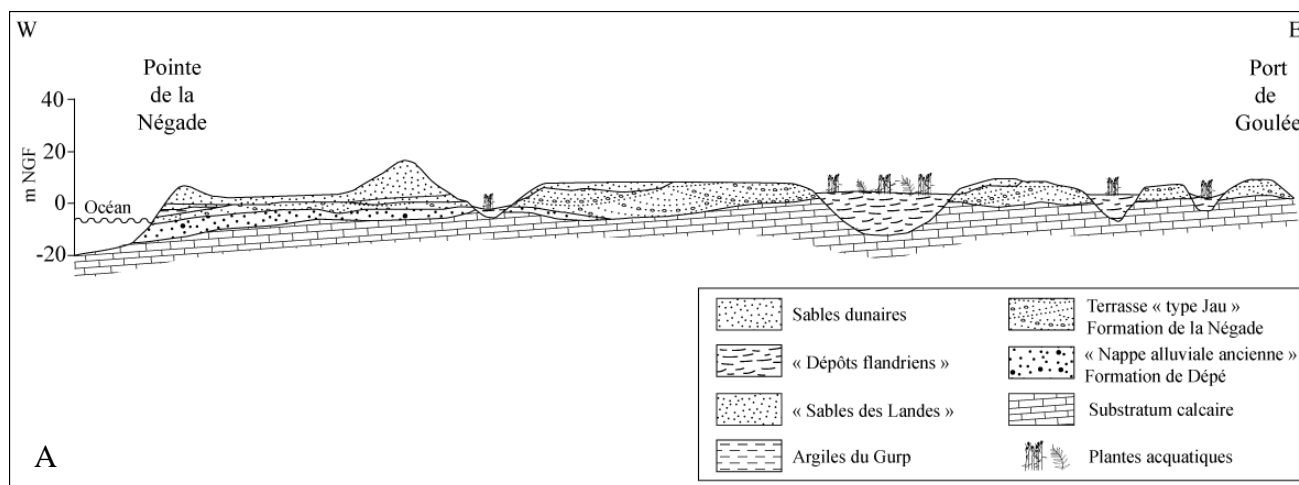


Figure 19 : A) Coupe stratigraphique O-E de la Pointe de la Négade à l'estuaire (modifié d'après Dubreuilh, 1976). B) Coupe stratigraphique synthétique modifiée d'après Dubreuilh et Marionnaud (1973) dans le secteur du Gulp. L'emplacement de ces coupes est localisé Figure 4.

Le problème stratigraphique engendré par l'absence de datation, apparaît clairement dans le schéma proposé par Dubreuilh et Marionnaud (1973) qui fait des formations pléistocènes du littoral des formations à part du système des terrasses garonnaises (**Figure 19**). Un transect schématique publié dans la thèse de Dubreuilh (1976) assimile la Formation de la Négade à une terrasse affleurant jusqu'à l'estuaire. À partir de la base de données du sous-sol (BSS) du BRGM répertoriant l'ensemble des ouvrages souterrains réalisés en France, nous avons établi trois coupes stratigraphiques sur différents axes afin d'apporter de nouvelles observations (**Figure 4**). La première coupe (**Figure 20**), la plus septentrionale, ne permet pas de corroborer les observations de Dubreuilh (1976). En effet, le lien entre la Formation de la Négade à l'ouest et les sédiments estuariens à l'est, n'est pas établi. La seconde coupe montre clairement que les formations pléistocènes du Gulp sont topographiquement plus basses que les « hautes terrasses » (**Figure 21**). Comme nous l'avons dit précédemment dans la partie contexte, les terrasses se sont mise en place dès le Pléistocène inférieur et se sont déplacées de plus en plus vers l'est, lors de l'incision de la vallée. Ainsi, dès la formation de cette terrasse, le littoral s'est définitivement retrouvé déconnecté de la Garonne. La dernière coupe (**Figure 22**) suivant un axe O-E (Montalivet à Queyrac) montre, à proximité du littoral, une dépression interdunaire remplie par des tourbes interprétées d'âge Holocène. En arrière du cordon dunaire holocène, les faciès sont mixtes et constitués d'argiles sableuses, de sables et de graviers. D'après la carte géologique, ils correspondent à la formation détritique de Belin qui s'est mis en place durant le Pléistocène inférieur (Dubreuilh *et al.*, 1995 ; **Figure 2**). La mise en rapport avec la séquence littorale n'est pas aisée. Il est néanmoins important de noter que légèrement plus au sud, il affleure une séquence plus récente : la Formation de Castet (**Figure 2**). Cette formation a été réinterprétée récemment par les travaux de la thèse de Sitzia (2014). Il met ainsi en évidence une origine éolienne de ces dépôts correspondant à la première phase de la mise en place de l'erg aquitain durant les phases glaciaires. Une datation a été obtenue à Les Jolles (Hourtin) dans cette formation par OSL de 231 ± 19 ka. Les faciès sédimentaires, bien que plus organiques, ressemblent fortement à ceux observés dans les Sables de l'Amélie et ont été interprétés comme le témoin de la migration de petites dunes éoliennes végétalisées au sein d'un relief plat et mal drainé. L'accumulation de ce sable, toujours d'après Sitzia (2014) s'est vraisemblablement déroulée dans un contexte froid (présence de cryoturbations) et humide (nappe phréatique en subsurface). La séquence de Hourtin montre la présence d'une dynamique éolienne active à l'intérieur des terres du Médoc dès le MIS 8. Un lien entre ces dépôts et ceux des Sables de l'Amélie est difficile à établir mais ils pourraient vraisemblablement être contemporains et par conséquent, avoir une origine commune.

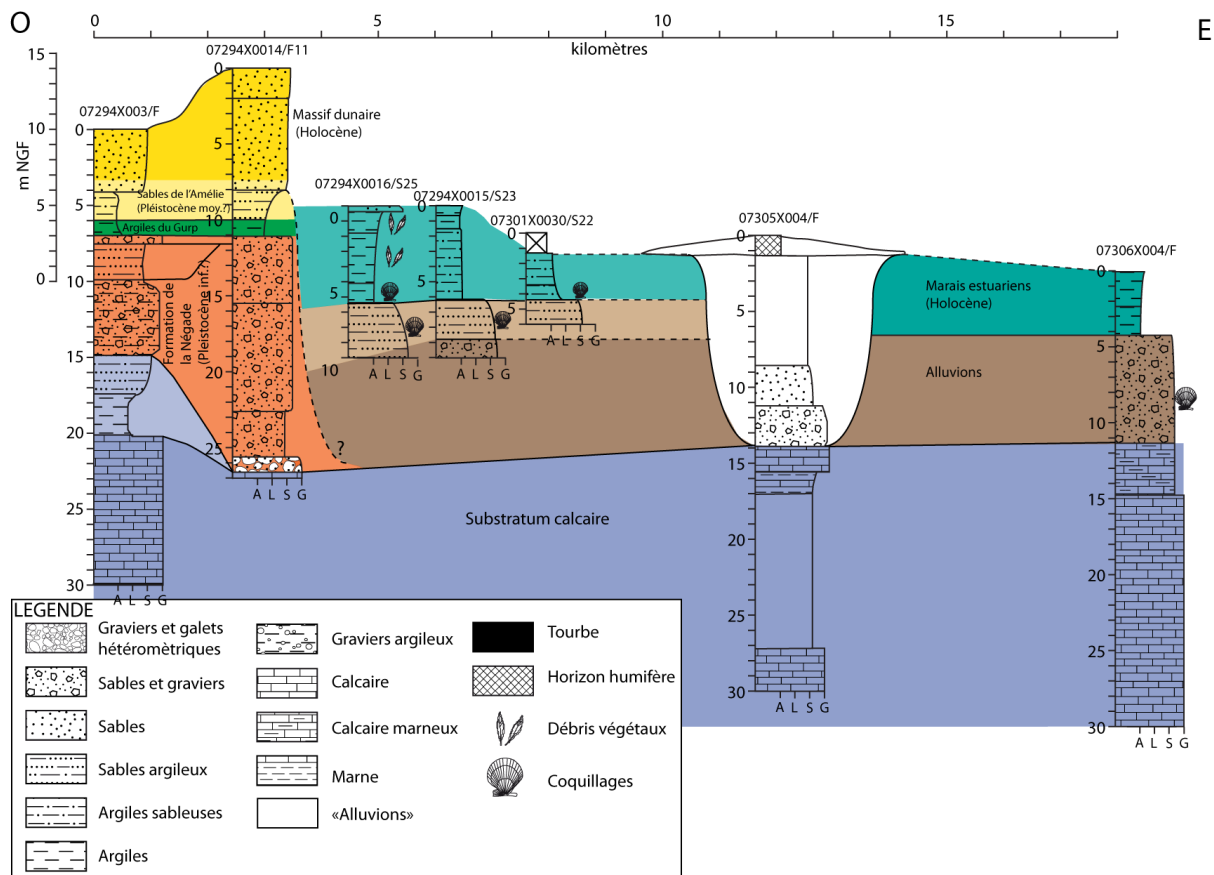


Figure 20 : Coupe synthétique de la partie septentrionale de la péninsule du Médoc s'étendant du secteur de l'Amélie jusqu'à l'estuaire, à partir des données issues de la BSS du BRGM. La localisation exacte de la coupe se trouve sur la Figure 4.

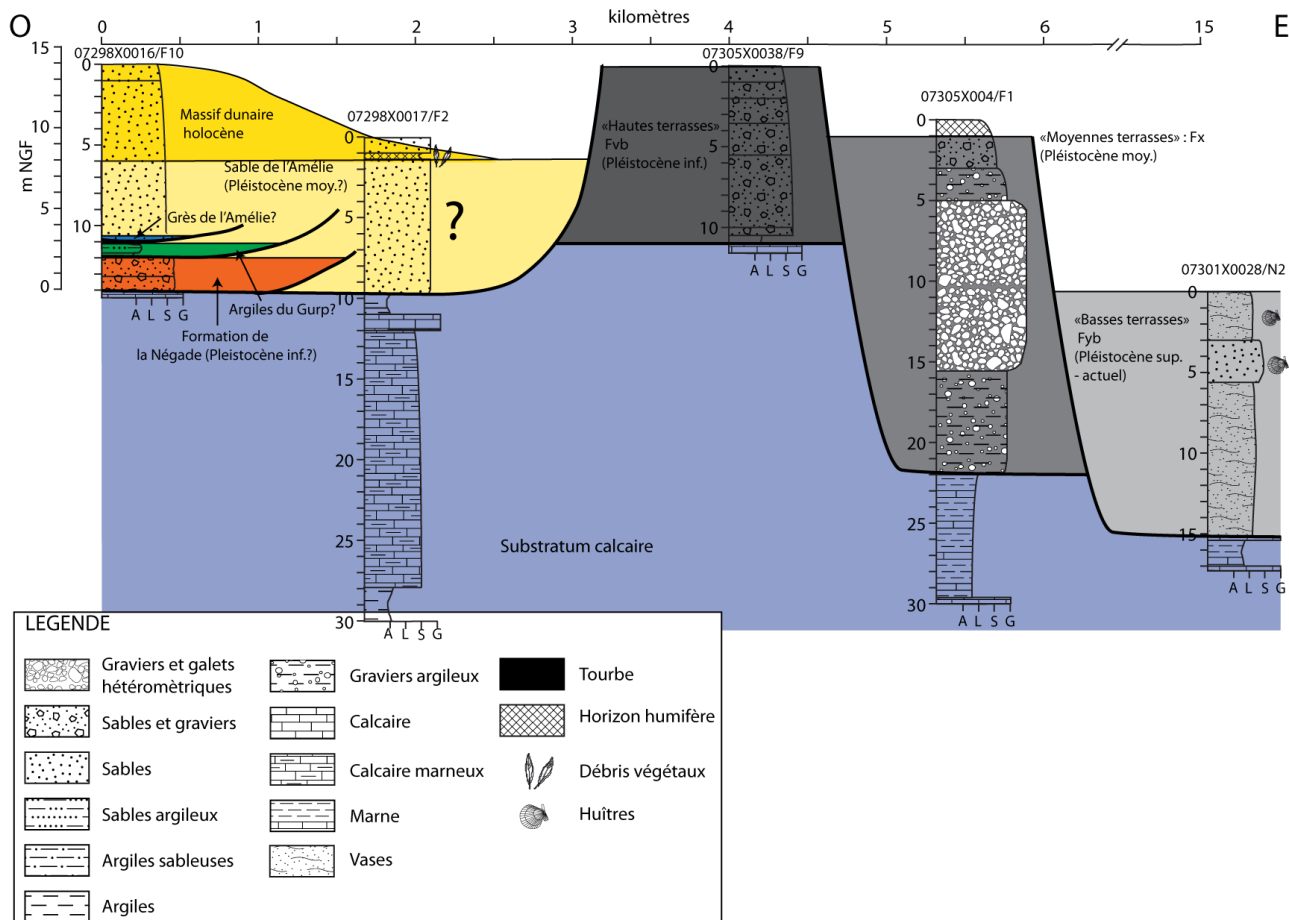


Figure 21 : Coupe synthétique à travers 3 niveaux de terrasses fluviales de la péninsule médocaine. La localisation exacte de la coupe est intégrée dans la Figure 4.

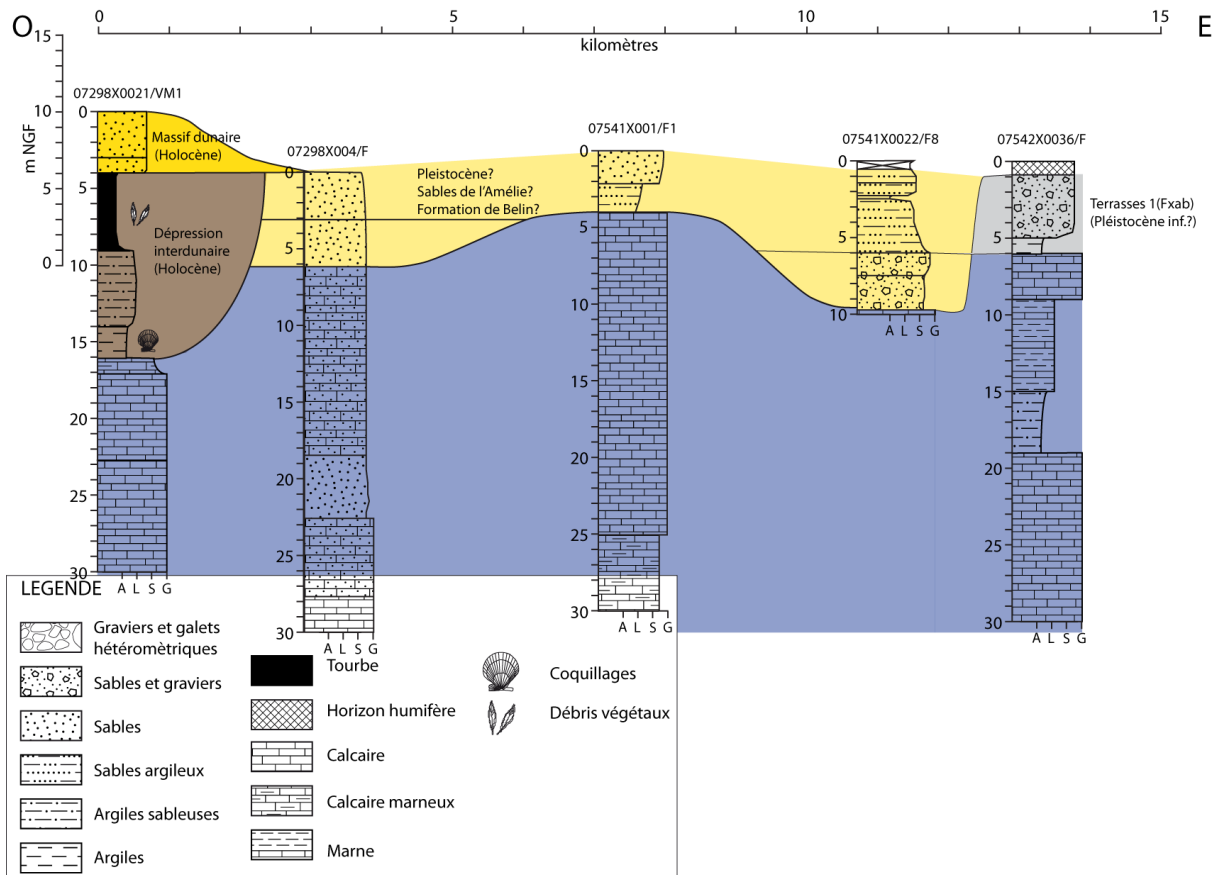


Figure 22 : Coupe synthétique suivant un axe O-E couvrant une zone de Montalivet à Queyrac. La localisation précise de la coupe se trouve sur la Figure 4.

PARTIE IV : LES FORMATIONS HOLOCÈNES DU NORD-MÉDOC

Au nord du Médoc, les formations holocènes sont principalement représentées par le cordon dunaire côtier ainsi que par les marais occupant l'intérieur des terres et la bordure de l'estuaire de la Gironde. Leur étude a démarré au XXe siècle avec l'élaboration d'une classification détaillée pour les systèmes dunaires, entreprise en 1942 par Buffault après les premiers travaux menés sur les formations argileuses des marais estuariens (connues sous le nom d'« argiles à Scrobiculaires ») dès 1911 (Welsh, 1911). Par la suite, ces formations ont fait l'objet de nombreuses études, synthétisées ci-après, dans le chapitre IV.1. qui a pour but de présenter l'état des connaissances sur les formations holocènes de manière chronologique. En complément, des données inédites issues de la mission LITAQ localisées dans les secteurs de la plage de l'Amélie Nord et de La Glaneuse sont présentées dans le chapitre IV.2.

IV.1. État des connaissances

IV.1.1 Chronologie des épisodes éoliens et construction du massif dunaire

Les premières cartographies et stratigraphies précises des massifs dunaires holocènes ont été établies lors de la création de la carte géologique par le BRGM (Marionnaud, 1972 ; Dubreuilh et Marionnaud, 1973). La chronologie de la dynamique éolienne holocène était alors basée sur la morphologie des édifices dunaires et sur trois datations radiocarbone obtenues sur les affleurements côtiers (Dubreuilh, 1971 ; **Figure 8**). Les auteurs distinguèrent ainsi 3 systèmes dunaires, qu'ils nommèrent du plus ancien au plus récent :

i) « **Dunes mésolithiques à néolithiques (D_x)** » caractérisées par de nombreux vestiges archéologiques associés à ces périodes. Les sables dunaires présentent une morphologie en barkhanes isolées et en rides barkhanoïdes. Une datation ¹⁴C effectuée dans le secteur de Saint-Nicolas sur des tourbes donne un âge de $5,1 \pm 0,090$ ka BP. Les auteurs identifient ainsi une dynamique éolienne s'étendant du stade Boréal à Atlantique ;

ii) « **Dunes protohistoriques (D_{ya})** » constituées par des dunes paraboliques à vestiges archéologiques de l'âge du Cuivre et du Bronze. Une datation ¹⁴C effectuée dans le secteur de Dédé sur des tourbes a donné un âge de $3,0 \pm 0,09$ ka BP. Cette date implique, selon les auteurs, une mobilité des dunes comprises entre 5,1 et 3,0 ka BP ;

iii) « **Dunes historiques (D_{yb})** » qui englobent sous ce terme un épandage sableux en nappe à la base et des dunes barkanoïdes au sommet. Une datation ¹⁴C réalisée sur des tourbes à Dédé a donné un âge de $2,3 \pm 0,07$ ka BP. La formation de l'épandage sableux s'est mise en place entre 3,0 et 2,3 ka BP et les dunes sus-jacentes ont été actives jusqu'à la fin du XIXe siècle (soit 0,02 ka BP).

Suite à ces premiers travaux, la thèse de B.Clavé (2001) et les recherches menées dans le cadre du programme européen « *Coastal change, Climate and Instability* » (LIFE) et aboutissent à la mise en place

d'une nouvelle chronologie des épisodes éoliens. Ces travaux ont principalement consisté en une analyse de données historiques (e.g. Buffault, 1942), à une étude détaillée de cartes anciennes (e.g. Cassini, 1798) et surtout à de nouvelles datations réparties sur des sites du littoral nord-médocain et de la dune du Pyla (**annexe 3**). L'utilisation de datations radiocarbone pour estimer l'âge de paléosols interstratifiés dans les sables éoliens (Tastet, 1998 ; Tastet et Pontee, 1998 ; Clavé, 2001) et de datations par luminescence infra-rouge stimulée (Clarke *et al.*, 1999 ; Clavé, 2001 ; Clarke *et al.*, 2002) permettent ainsi de contraindre le cadre chronologique de manière plus précise. Les investigateurs proposent ainsi 3 phases de dynamique éolienne dans le Médoc, basées sur la terminologie établie par Buffault (1942) :

i) La **phase 1** estimée entre 3 et 4 ka BP est repérée uniquement à la base de la Dune du Pyla. Clavé (2001) signale également une activité éolienne sur le site archéologique de la Lède du Gulp, d'après les datations radiocarbone effectuées par Roussot-Larroque (1995) ;

ii) La **phase 2** (« Dunes primaires ») qui correspond à la mise en place de dunes paraboliques chevauchantes entre 1,3 et 0,9 ka BP. À la fin de l'Optimum Climatique Médiéval, l'extension du couvert forestier fixe les dunes primaires ;

iii) La **phase 3** (« Dunes modernes ») s'est déroulée entre 0,5 et 0,25 ka BP, soit une période correspondant au Petit Age Glaciaire. D'après Clarke *et al.* (2002), la reprise de l'activité éolienne résulte d'une détérioration climatique sur l'Atlantique Nord générant de nombreuses tempêtes. L'impact anthropique sur la végétation est également évoqué (Tastet, 1998). La morphologie des dunes formées durant cette période est extrêmement variée : dunes paraboliques digitées ou isolées, barkhanes simples, rides barkhanoïdes isolées ou coalescentes. L'altitude des « dunes modernes » est croissante d'ouest en est, ce qui est interprété comme une augmentation du stock sableux (Tastet et Pontee, 1998 ; Tastet, 1998).

IV.1.2. Chronologie de la formation des marais estuariens

Plusieurs études paléoenvironnementales récentes (Diot et Tastet, 1995 ; Pontee *et al.*, 1998 ; Clavé, 2001 ; Coquillas *et al.*, 2004) ont été menées dans les marais de l'estuaire de la Gironde dans le but de documenter les différentes étapes de l'évolution holocène de la pointe médocaine. La majorité des données a été obtenue à l'aide de nombreuses carottes prélevées dans les marais de La Perge, du Talais et de Reysson, de l'analyse des carottes du BRGM et d'un volet de datations radiocarbone sur des tourbes ou des coquilles d'organismes marins (**annexe 4**). L'ensemble de ces données ont permis d'établir la chronologie suivante, intimement liée à l'eustatisme :

i) De 18 à 10 ka BP : la remontée rapide du niveau marin, à la fin de la glaciation, entraîne l'envasement de l'embouchure de la Gironde. Au sein de cette *ria*, l'espace d'accommodation est plus important que les volumes des apports sédimentaires fluviaux et permettent la progradation de sédiments marins (vases et sables estuariens) vers l'intérieur des terres ;

ii) Aux alentours de 6 ka BP, la remontée du niveau marin ralentie, la sédimentation terrigène devient plus importante entraînant la progradation des dépôts continentaux et le comblement des vallées latérales à l'estuaire (**Figure 23B**). Une première génération de marais (marais de La Perge, de Saint-Ciers-sur-Gironde, de Reysson) nommés localement « palus » se met ainsi en place (Pontee *et al.*, 1998 ; Clavé, 2001). Le début du comblement est attesté dès $6,7 \pm 0,7$ ka BP, dans un paléochenal traversant le marais de La Perge (Diot et Tastet, 1995 ; **Figure 23A**). La fin du remplissage sédimentaire est datée de $0,557 \pm 0,167$ ka BP (Diot et Tastet, 1995) ;

iii) Une élévation du niveau marin et/ou des tempêtes sont responsables du dépôt d'une ride coquillière au bord de l'estuaire (**Figure 23B**), dont les datations des organismes marins sont comprises

entre 3 et 2,4 ka BP (Pontee *et al.*, 1998 ; Clavé, 2001). Cette ride est nommée dans la littérature « Cordon de Richard » (Massé *et al.*, non publié) et sépare deux générations de marais différentes : « palus » à l'ouest et « mattes » à l'est) ;

iv) A l'est de ce cordon, se met en place progressivement une seconde génération de marais (marais de Talais, Monards) appelée « mattes », dès 6 ka BP mais surtout à partir de 1,2 ka BP (Pontee *et al.*, 1998 ; **Figure 23C**).

v) La poldérisation de la première génération des marais intervient pendant le XVII^e siècle (0,3 ka BP) et celle de la seconde génération a lieu, plus tard, durant le XVIII^e siècle (0,2 ka BP).

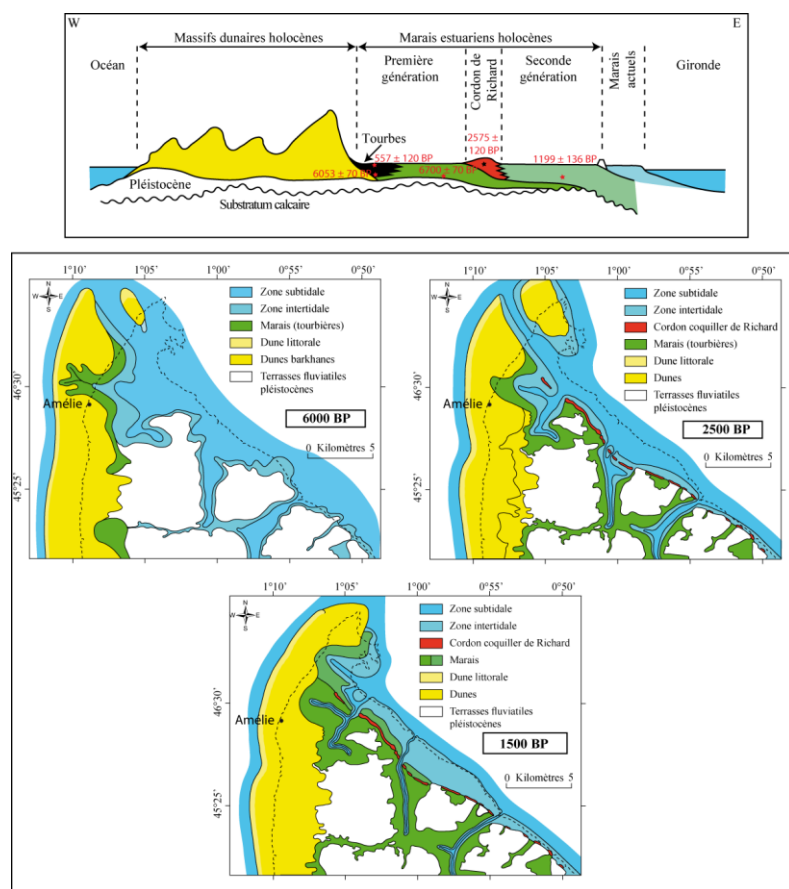


Figure 23 : A) Coupe schématique O-E du Nord-Médoc. Paléogéographie holocène de l'extrémité septentrionale de la péninsule médocaine aux alentours de 6 ka BP (B), 2,5 ka BP (C) et 1,5 ka BP (D). Le trait de côte actuel est représenté en pointillés noirs (modifié d'après Pontee *et al.*, 1998).

La séquence stratigraphique type du remplissage sédimentaire holocène des vallées latérales à la Gironde est la suivante : une unité sédimentaire sablo-graveleuse à la base pouvant correspondre au remaniement des terrasses pléistocènes sous-jacentes ou à d'anciennes terrasses. À partir de 6 ka BP, les dépressions se comblent par des argiles grises ou bleues contenant des coquilles de *Scrobiculaires* et de débris de végétaux. Le contact entre les sables à la base et les argiles est net et témoigne d'une invasion marine rapide par les eaux estuariennes. Les argiles à *Scrobiculaires* présentent un granoclassement normal, qui est interprété par Clavé (2001) comme une diminution régulière de l'hydrodynamisme. La plupart des enregistrements sédimentaires dans les marais témoignent au moins d'un épisode de ré-

invasion marine aux alentours de 3 et 2,4 ka BP, responsable de la formation du Cordon de Richard. Cet évènement peut être lié à une transgression marine observée dans le marais de Reysson autour de 4,6 ka BP (Massé *et al.*, non publié b), de 2,8 ka BP dans le marais des Monards (Massé *et al.*, non publié c) et de 2,6 ka BP dans les marais de Saint-Ciers-sur-Gironde (Mellalieu *et al.*, 2000).

IV.2. Résultats

Dans ce chapitre, nous présentons les travaux réalisés le long du littoral dans le secteur au Nord de l'Amélie. Des coupes stratigraphiques inédites focalisées sur le massif dunaire holocène ont été réalisées durant la mission LITAQ (mars 2014). Chaque coupe a fait l'objet d'un nivellement par DGPS des paléosols couplés à des relevés Lidar menés par l'IUEM de Brest. Dans le cadre de ce mémoire, seul un échantillon de l'ensemble des coupes relevées lors de cette mission est présenté dans le chapitre III.2.1. En complément, une carotte (LITAQ-A2) a été prélevée dans des argiles à huîtres, affleurant sur l'estran, à environ 500 m plus au nord sur la plage dite de La Glaneuse (Figure 4).

IV.2.1. Coupes stratigraphiques des sites archéologiques de l'Amélie Nord

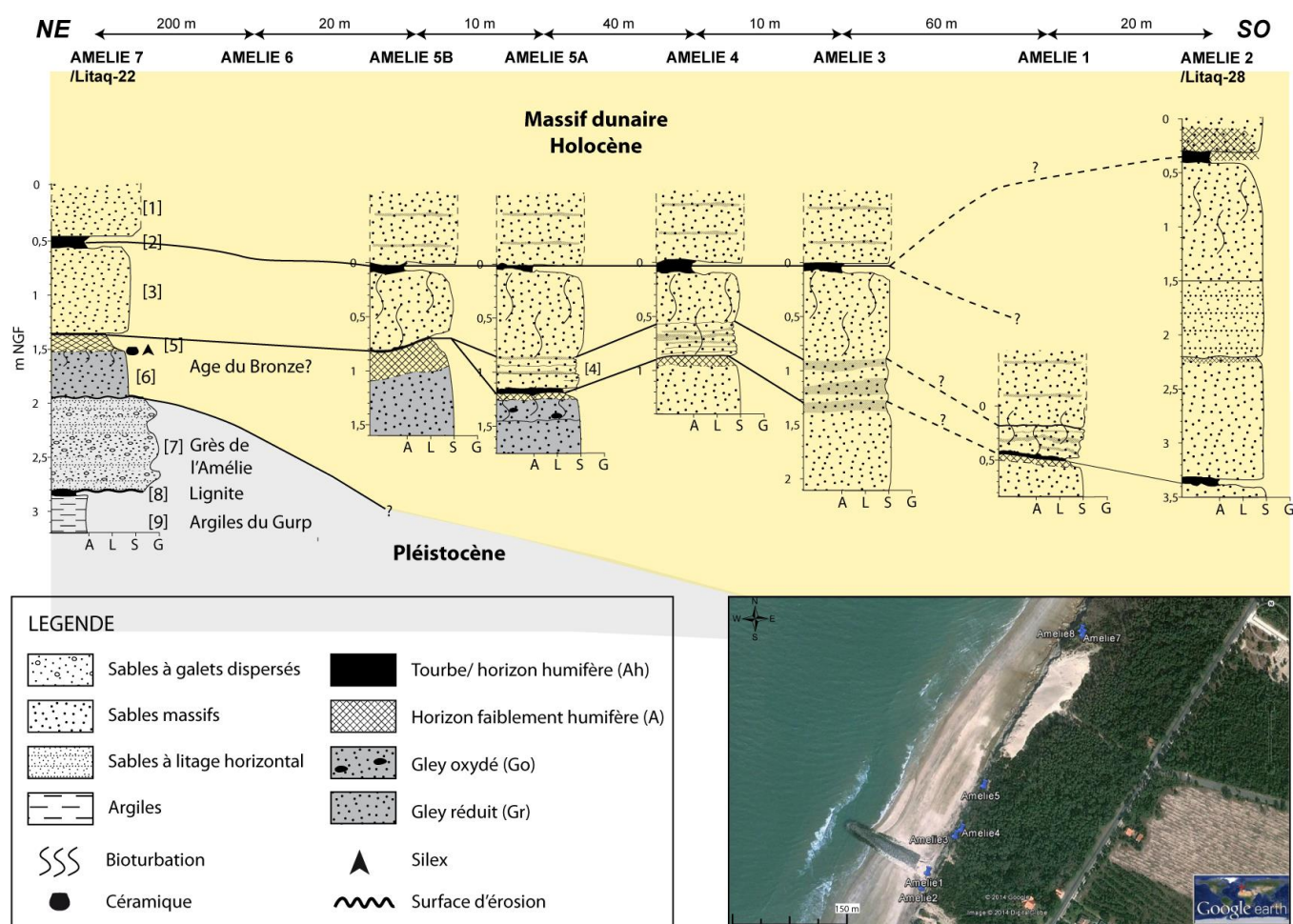


Figure 24 : Transect NO-SE réalisé sur la plage située au nord de l'Amélie. Les numéros correspondent aux unités sédimentaires décrites.

Les plages de l'Amélie Nord et de La Glaneuse recèlent une quantité importante de traces archéologiques couvrant une période allant de l'âge du Bronze à l'époque Gallo-romaine (traces de piétinements d'animaux domestiques, alignements de pieux en bois, tessons de céramiques, amphores, etc). En parallèle des prospections archéologiques menées sur des affleurements argileux situés sur l'estran et sur des paléosols interstratifiés dans les sables dunaires de la falaise, un transect NE-SO a été réalisé à l'aide de sept coupes stratigraphiques sur une portion de la zone d'étude (**Figure 24**). Nous ne détaillerons pas dans cette partie la description stratigraphique de chaque coupe mais seulement les différents types de lithofaciès rencontrés :

i) Les sables dunaires lités qui sont caractérisés par une couleur claire beige à jaunâtre. Lorsqu'ils sont riches en matière organique, ils sont qualifiés de sables humifères ou d'arénosol dans le référentiel pédologique (AFES, 2008). Ils sont de manière générale bien classés et fins mais peuvent présenter des fractions plus grossières. L'accumulation de ces sables sur le littoral forme des dunes qui présentent dans la plupart des cas des stratifications subhorizontales ou entrecroisées en auge (Cojan et Renard, 2013).

ii) Les sables dunaires massifs sont des lithofaciès systématiquement associés aux paléosols ou au sol actuel. Ils correspondent à des dépôts de sables moyens peu épais et sans litage. Cette absence de figures sédimentaires résulte de la bioturbation par les racines ou la microfaune. Ce lithofaciès présente couramment des tâches ferrugineuses de couleur rouille. La ségrégation du fer témoigne du caractère rédoxique lié à une saturation en eau temporaire des sables ;

iii) Les niveaux sableux humifères sont des horizons organo-minéraux (Ah). Ils sont constitués principalement de débris végétaux plus ou moins transformés. Ces horizons sont subhorizontaux, avec une limite nette au sommet et progressive à la base, avec parfois des traces de radicelles. Des débris de bois ou de charbons sont parfois observables. Ils se développent le plus souvent dans des dépressions et varient latéralement d'épaisseur. Les horizons organo-minéraux Ah ou A non associées à d'autres horizons pédologiques correspondent à des arénosols. Ces sols sont caractéristiques des environnements sableux, bien drainés et correspondent à des sols jeunes n'ayant pas eu le temps de se développer. Selon le référentiel pédologique (AFES, 2008), la très faible différenciation du solum peut être due à trois facteurs : une quantité initiale de minéraux altérables peu importantes et/ou la mise en place récente du matériau parental sableux et/ou la faible activité des processus pédogénétiques ;

iv) Des tourbes (ou Histosols) sont également visibles intercalées dans les sables éoliens ou exposées sur l'estran par le recul du cordon dunaire. Ce sont des horizons noirs ou bruns à débris de bois et très compacts. Leur épaisseur dépasse rarement la vingtaine de centimètres. La limite sommitale est souvent très nette. Les sols tourbeux se forment à partir de la dégradation de végétaux dans un milieu en anaérobie, saturé en eau ;

vi) Les sols hydromorphes observés dans le secteur de l'Amélie comportent au minimum un horizon réductique sableux ou sablo-argileux (Gley réduit, Gr) ou un horizon oxydé (Gley oxydé, Go ; AFES, 2008). Ces sols sont respectivement saturés par l'eau en permanence ou de façon temporaire.

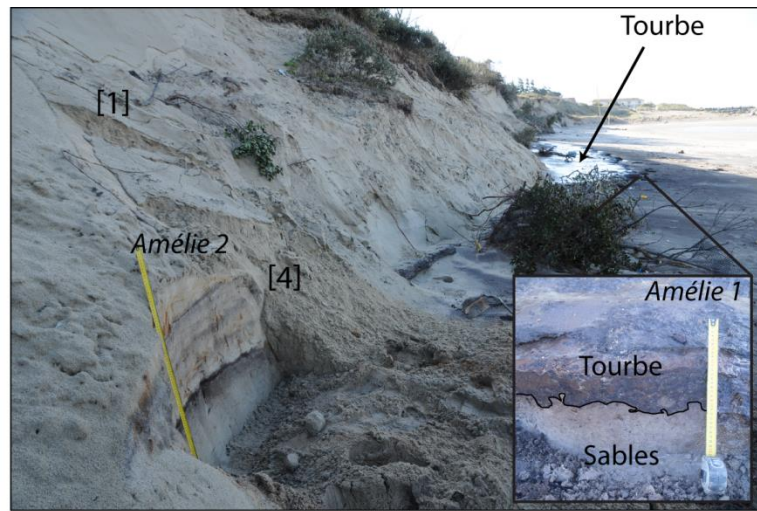


Photo 1- Amélie Nord 2 et 1

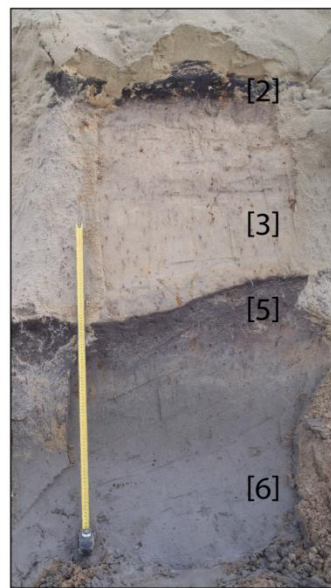


Photo 2- Amélie Nord 5B



Photo 3- Amélie Nord 5A

Planche 4 : Aperçu des unités sédimentaires rencontrées sur le massif dunaire de l'Amélie Nord.

Le transect obtenu est situé à proximité de la commune de l'Amélie vers la plage nord. Les coupes Amélie 2 et 1 sont séparées des autres coupes stratigraphiques par une digue (**Figure 24**) entraînant des difficultés à suivre la continuité des différents horizons. Il est intéressant de noter par exemple, que la tourbe située à la base de la coupe nommée « Amélie 2 » est visible sur la **Planche 4** présente une variation latérale de faciès marquée. En effet, cette coupe est située dans une ancienne dépression, favorable au développement d'une tourbe. En bordure de la dépression, la tourbe passe à des sables humifères moins épais et moins organiques. De telles variations de faciès sont communes dans les sables dunaires. Nous avons distingué deux paléosols majeurs notés [5] et [2] sur la **Figure 24**. Le premier à la base [5] contient des tessons de céramique et des objets en silex qui sont contemporains de l'âge du Bronze, le second [2] plus récent, est d'âge indéterminé. Il est difficile de relier ces paléosols à ceux observés, par exemple à la Pointe de la Négade (**Figure 12**) ou à ceux datés par Tastet (**annexe 2**) mais ils pourraient être contemporains.

En dessous du niveau de l'âge de Bronze, se développe un gley lié à la présence à faible profondeur des Grès de l'Amélie qui sont peu perméables car plus ou moins argileux au sommet.

En résumé, le massif dunaire holocène enregistre une alternance entre des périodes de fixation par la végétation des édifices dunaires (développement de paléosols et de tourbes) et des périodes avec une dynamique éolienne plus intense (sables dunaires). Ces événements peuvent être reliés à une dynamique régionale caractéristique de la fin de l'Holocène et coïncidant avec la mise en place du cordon dunaire actuel. Des datations radiocarbone sur les horizons organiques et les tourbes sont actuellement en cours ainsi qu'un positionnement des paléosols au DGPS couplés à un relevé Lidar de l'ensemble de la plage de l'Amélie. Ces nouvelles données permettront de mieux contraindre le cadre stratigraphique de ces unités sédimentaires.

IV.2.2. La carotte LITAQ-A2

Le carottage effectué sur la plage de La Glaneuse répond au besoin de mieux contraindre le cadre paléoenvironnemental des dépôts holocènes du littoral médocain. Ce secteur présente l'avantage d'avoir déjà été étudié, avec une approche géoarchéologique, dans la thèse de B.Clavé en 2001. En effet, un inventaire archéologique détaillé de la côte associé à une campagne de datation a permis à Clavé (2001) de proposer un scénario évolutif de la plage, au cours de l'Holocène terminal. L'auteur met ainsi en évidence deux épisodes de sédimentation argileuse : l'un constitué d'argiles à Scrobiculaires datées par radiocarbone de $3,39 \pm 0,06$ ka BP et l'autre d'argiles à huîtres de $1,94 \pm 0,05$ ka BP. Ces deux datations permettent d'établir qu'antérieurement à 3,4 ka BP, la zone se situe dans un contexte de marais estuarien progressivement colmaté par les argiles à Scrobiculaires. Entre 3,4 et 1,9 ka BP, cette formation argileuse est incisée par des chenaux suite à un événement dynamique non identifié (tempête ?) pouvant être contemporain de la formation du Cordon de Richard et d'autres phénomènes observés dans les marais intérieurs. Le colmatage par les argiles à huîtres se poursuit jusqu'à 1,6 ka BP puis la dune littorale recouvre ces dépôts.

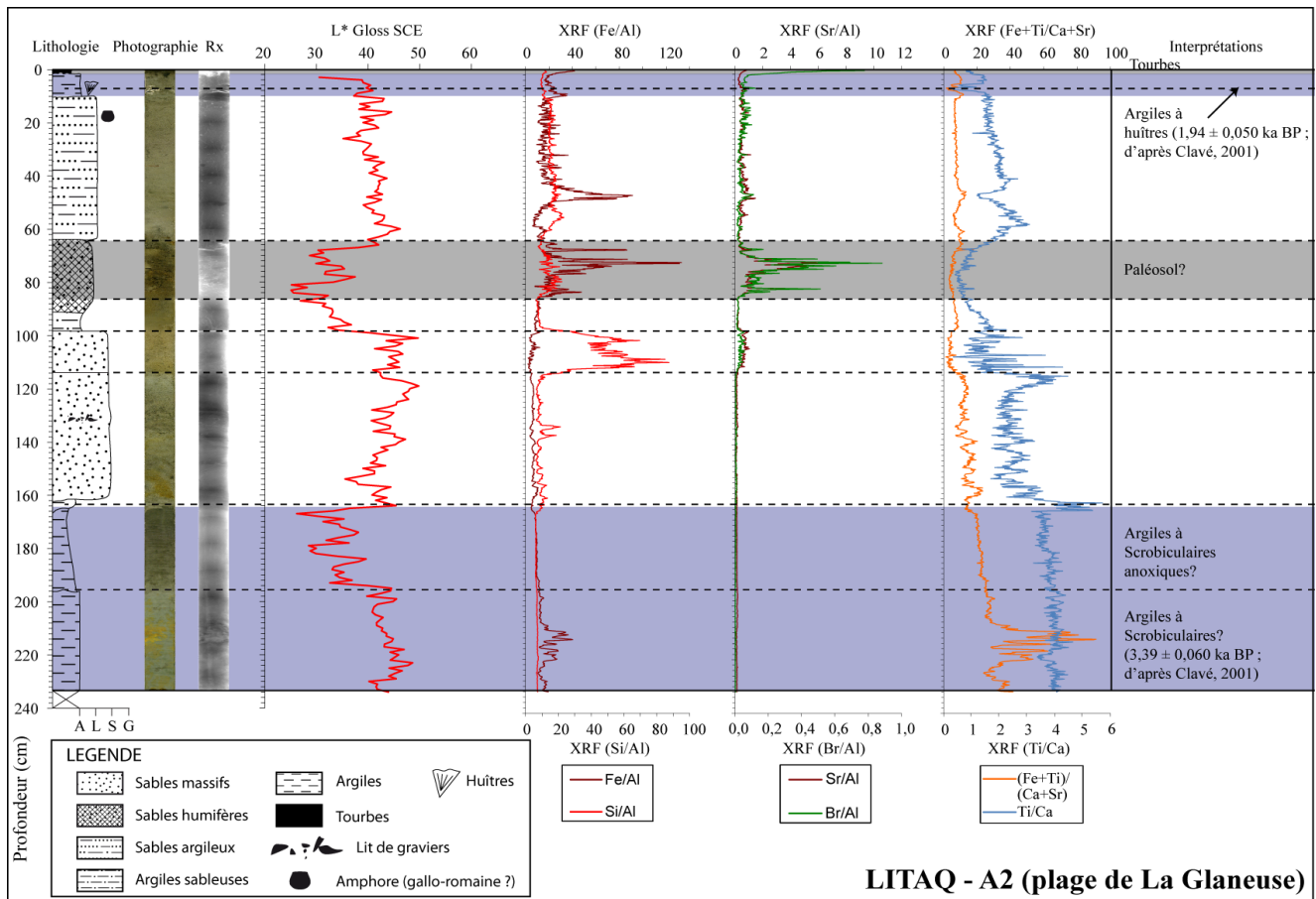


Figure 25 : Description de la carotte sédimentaire LITAQ-A2.

La carotte LITAQ-A2 a donc été prélevée dans un contexte sédimentaire semblable à celui décrit précédemment par Clavé (2001). Les lithofaciès mis en évidence au sein de la succession sédimentaire sont les suivants (Figure 25) :

- Au sommet, de 0 à 2 cm de profondeur : Un horizon de sables tourbeux ;
- 2-11 cm : Des argiles grises interrompues par une accumulation de débris de bivalves vers 6 à 8 cm de profondeur ;
- 11-67 cm : Des sables grisâtres légèrement argileux. Au sommet de cette unité, une anse d'amphore gallo-romaine a été retrouvée ;
- 67-91 cm : Des sables brunâtres à noirâtres organiques ;
- 91-98 cm : Le passage avec les sables bruns sus-jacents et progressif des argiles brunes plus compactes ;
- 98-114 cm : Des sables moyens jaunâtres ;
- 114-163 cm : Des sables bariolés à taches de rouilles et passages organiques. La partie sommitale est légèrement plus argileuse. Des niveaux à petits galets dispersés sont présents entre 125 et 138 cm ;
- 163-165 cm : Des argiles grises ;
- 165-194 cm : Des argiles noires ;
- 194-233 cm : Des argiles bleuâtres homogènes à taches de rouilles.

En l'absence de datations radiocarbone et d'analyses détaillées en laboratoire (granulométrie, palynologie, en cours d'étude), il est difficile d'établir un cadre chronologique clair. Néanmoins, les travaux de Clavé (2001) permettent de supposer que le premier niveau d'argiles à huîtres est semblable à celui daté de 1,94 ka BP tandis que les argiles basales pourraient correspondre aux argiles à Scrobiculaires datées de 3,9 ka BP. De plus, les premiers résultats mettent en avant des différences importantes au sein de la succession sédimentaire. Par exemple, en dessous des argiles à huîtres et des sables argileux, la réflectance diminue fortement entre 64 et 86 cm de profondeur et 164 à 188 cm (**Figure 25**). Cela signifie un changement de la couleur du sédiment qui devient noirâtre associé à une compaction moindre (visible à l'œil nu pour le niveau entre 64 et 86 cm). Cet horizon sombre présente également une concentration en fer plus élevée que le reste de la carotte. De par ses caractéristiques, ces sables pourraient correspondre à un paléosol. Cette hypothèse semble plausible étant donné que Clavé (2001) montre une occupation humaine intense après le dépôt des argiles à Scrobiculaires, caractérisée par une industrie à sel, des activités agricoles et traces d'habitats. Une valeur élevée du ratio Brome/Aluminium (Br/Al), révélateur d'un taux de matière organique important (Caley *et al.*, 2013), est associé à cet horizon. Les niveaux sableux sous-jacents riches en silicium peuvent correspondre à des dépôts éoliens.

En conclusion, la partie septentrionale de la péninsule médocaine subit des changements importants au cours de l'Holocène. Le début de l'holocène est caractérisé par une transgression. Les dépressions et les vallées latérales du Nord-Médoc sont alors inondées. La période entre 6 et 3 ka BP est marquée par la formation de marais estuariens (Pontee *et al.*, 1998) et leur comblement progressif. Des paléosols se développent à cette période notamment dans le secteur de la dune du Pyla (Clarke *et al.*, 2002). La période comprise entre approximativement 3 et 2 ka BP est caractérisée par une tendance transgressive éventuellement liée à une recrudescence des tempêtes. Les marais estuariens sont à nouveau envahis par les eaux. Enfin, entre 2 ka BP et l'actuel, les marais continuent de s'étendre, le cordon se développe rapidement, notamment au cours du Petit Age Glaciaire.

PARTIE V : BILAN

V.1. Les grandes étapes d'évolution des environnements littoraux de la péninsule nord-médocaines du Pléistocène à l'Holocène

L'évolution des milieux de dépôt des formations pléistocènes et holocènes figurant dans les coupes-types établies précédemment (**Figure 16**) est encore insuffisamment connue, malgré les nombreux travaux énoncés dans ce mémoire. En guise de reconstitution, nous proposons deux figures représentant l'état des connaissances sur la chronologie du littoral et des secteurs proches (**Figure 26** ; **Figure 27**).

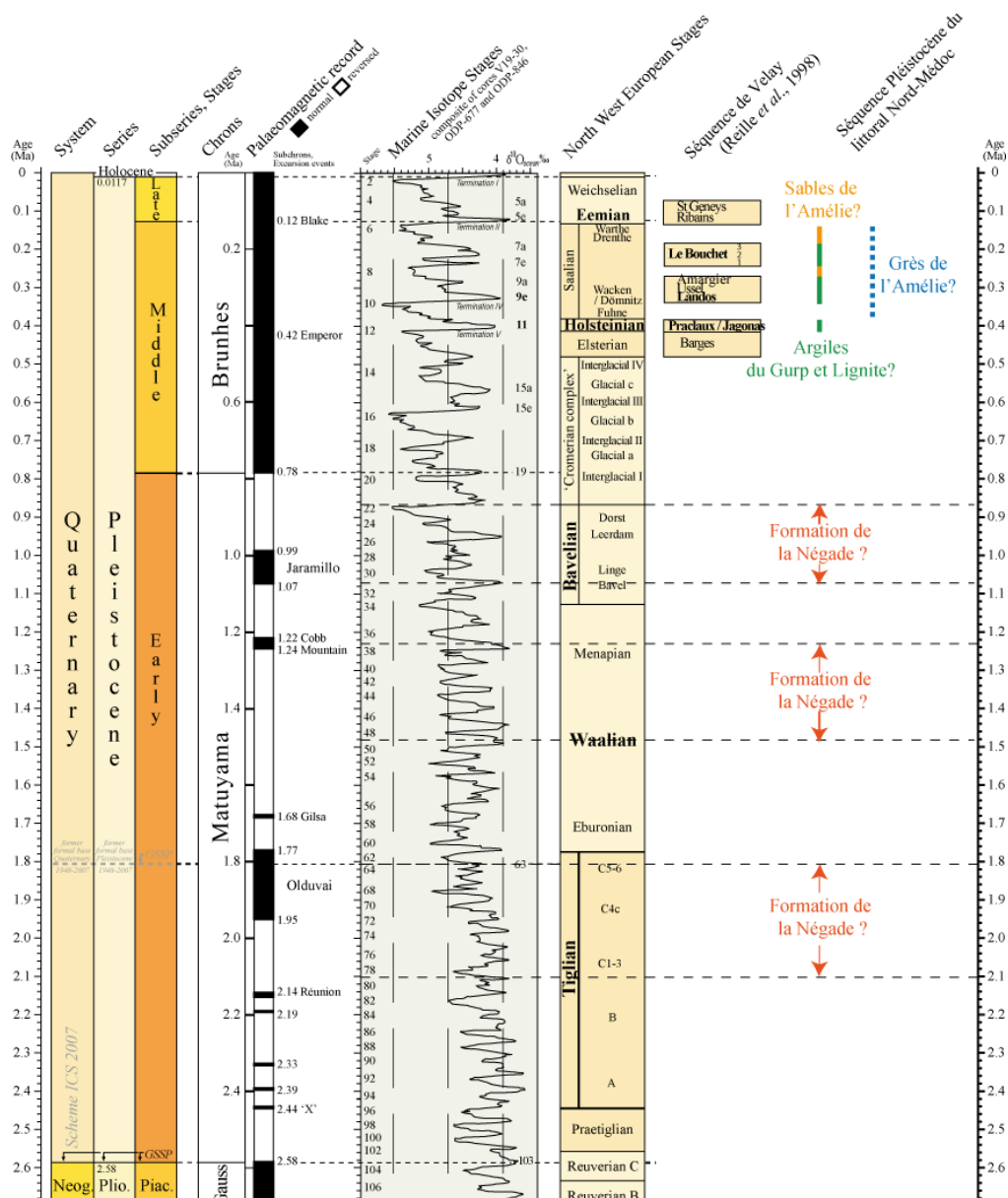


Figure 26 : Chronostratigraphie du Quaternaire (d'après Gibbard et Cohen, 2008). La séquence du Velay correspond à l'enregistrement palynologique contenue dans des sédiments lacustres du Massif Central (d'après Reille *et al.*, 1998)

Au Pléistocène inférieur, la Formation de le Négade s'est déposée dans un plan d'eau saumâtre avec des arrivées d'eaux douces épisodiques bordées par des marécages avec une flore diversifiée comprenant des ptéridophytes et de l'aulne (O'Brien et Jones, 2003). Le sommet de cette formation est composé de galets polygéniques de taille décimétrique qui jalonnent une surface d'érosion. À proximité,

la forêt régionale est dominée par des espèces thermophiles dont *Tsuga Canadensis* indiquant un interglaciaire. L'ensemble du cortège pollinique suggère un haut niveau marin rapproché soit du Tiglien (MIS 63-79), du Waalien (MIS 37-49) ou de l'interglaciaire de Bavel (MIS 22-31 ; **Figure 26**).

Au Pléistocène moyen, les argiles du Gulp se déposent dans un contexte similaire, également attribué à un haut niveau marin. Elles enregistrent le passage d'une influence marine fortement marquée, avec la présence de figures sédimentaires en *flaser bedding*, à un environnement plus calme. En effet, la présence de plantes aquatiques d'eau douce au sommet de ces argiles indique un contexte lacustre. Cet isolement peut être dû à la création d'un cordon côtier et/ou une baisse du niveau marin. Le lac d'eau douce est ensuite comblé progressivement par une roselière dominée par des cypéracées. Ce comblement correspond au dépôt du lignite. L'étude du cortège pollinique par O'Brien et Jones de ces deux unités sédimentaires indique un dépôt durant la fin d'un interglaciaire assimilé à celui de l'Holsténien (MIS 11) ou éventuellement à celui de Landos (MIS 9) ou Le Bouchet 1 (MIS 7). Les Grès de l'Amélie recouvrent et érodent les argiles sous-jacentes. Si l'interprétation de ces grès comme des dépôts de plage où s'intercalent des graviers de tempête se confirme, ceux-ci correspondraient à un haut niveau marin plus récent que les Argiles du Gulp. Ces dépôts sont ultérieurement recouverts par les Sables de l'Amélie d'origine éolienne, suite à l'abaissement du niveau marin et à l'établissement de conditions périglaciaires.

Dans l'état actuel de nos réflexions, il est vraisemblable qu'un important hiatus sépare la mise en place des Sables de l'Amélie (MIS 6 ou 8) et celle des dépôts qui les recouvrent. Au Tardiglaciaire ou au début de l'Holocène, un podzosol se développe sur les Sables de l'Amélie. La construction du cordon dunaire côtier actuel s'effectue principalement au cours de trois phases datées autour de 3-4 ka BP, 1,3-0,9 ka BP et le Petit Âge Glaciaire (Clarke *et al.*, 2002).

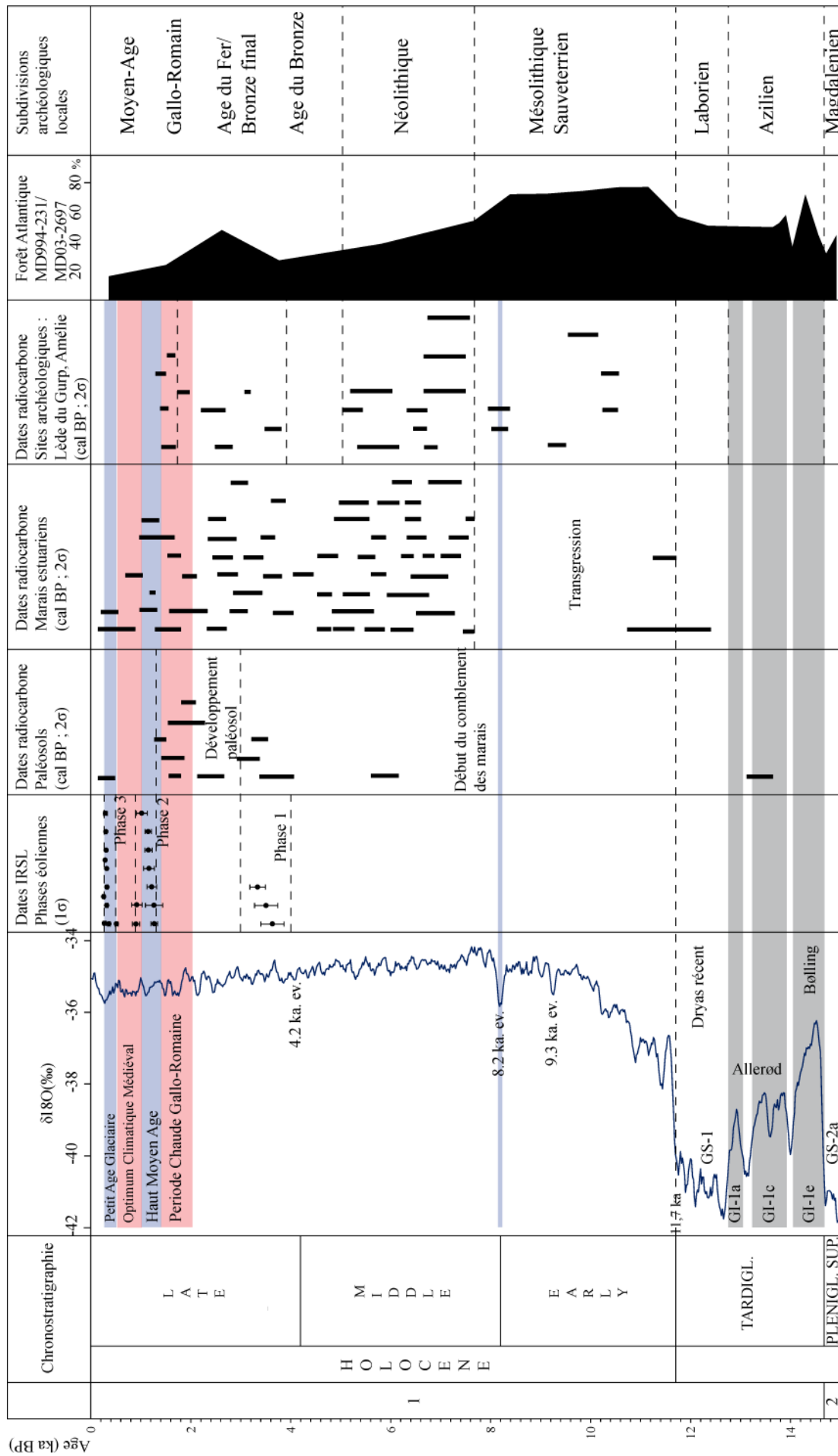


Figure 27 : Chronostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène du Nord-Médoc. La chronologie repose sur la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ « NGRIP » établie dans les glaces du Groenland (EPICA, 2006). Limites chronologiques d'après Blockley *et al.* (2012) du Pléniglaciaire supérieur à l'Holocène (11,7 ka BP) et d'après Walker *et al.* (2012) entre 11,7 ka et l'actuel. Les événements chauds (en rouge) et froids (en bleu) correspondent aux limites chronologiques respectives de la Période Chaude Gallo-Romaine, de l'Optimum Climatique Médiéval et du Petit Age Glaciaire (Garcia, 2013). Courbe (en noir) des variations du couvert forestier déduite de l'assemblage pollinique de carottes marines (Naughton *et al.*, 2007b). La subdivision des périodes archéologiques est établie à partir des travaux de Coquillas *et al.* (2004) et Roussot-Larroque (2011). Les datations utilisées dans cette figure sont détaillées dans les annexes.

V.2. Implications archéologiques

Nous proposons plusieurs cartes de distribution des sites dans la péninsule médocaine pour aider à la lecture de cette partie ainsi qu'un tableau chronologique détaillé qui a été réalisé à l'aide d'une compilation de données issues de la littérature. Cette partie a pour but d'examiner la paléogéographie humaine du Médoc pour la période comprise entre le Tardiglaciaire et l'actuel.

Au Paléolithique, les traces d'occupations humaines dans la péninsule médocaine sont quasiment inexistantes. Bertran *et al.* (2013b) ont suggéré que les sables de couverture ont constitué une zone répulsive pour les populations de chasseurs-cueilleurs. Ce travail combiné à celui de L.Sitzia (2014) a permis de démontrer que le SO de la France était un véritable désert froid, peu attractif pour les populations humaines probablement en raison de l'absence de cours d'eau et d'une faible biomasse animale et végétale. De par sa position géographique, la péninsule médocaine se trouve, durant tout le Pléniglaciaire, ainsi isolée des aires culturelles du Périgord et de Cantabrie. Le désert landais constituait alors une frontière culturelle entre ces deux groupes.

Les premiers indices de peuplement du Médoc apparaissent à partir de l'Épipaléolithique (Azilien) qui concorde avec la fin du Bølling-Allerød, marqués par une extension du couvert forestier (forêt boréale de pins ; **Figure 27** ; Naughton *et al.*, 2007b). D'après la **Figure 28A**, la répartition des sites se concentre autour des lacs médocains et du littoral (secteur du Gurg, Amélie, Soulac). D'après Roussot-Larroque (2011), ces premières traces d'occupations, de par la pauvreté du matériel archéologique, sont relativement courtes et saisonnières.

La période suivante, le Laborien, contemporain du refroidissement du Dryas récent voit, d'après les données recueillies par Sitzia (2014), une nouvelle extension du désert sableux qui expliquerait l'absence de site (hormis celui de Saint-Germain d'Esteuil ; Roussot-Larroque, 2011) dans la péninsule médocaine.

Au Mésolithique (Holocène inférieur), les derniers groupes de chasseurs-cueilleurs recolonisent le Médoc, à la faveur du réchauffement climatique permettant l'extension de la forêt. D'après la **Figure 28B**, les aires autrefois désertiques (en jaune sur la carte, correspondant à la formation de Belin) sont réoccupées, les lacs médocains sont eux délaissés, le peuplement se répartit principalement en hauteur sur les terrasses fluviatiles. Cette répartition peut s'expliquer par le fait que les marais du Nord-Médoc sont largement inondés par la remontée du niveau marin, le début du comblement n'a pas encore eu lieu (**Figure 27**). Le Mésolithique marque la première occupation du site de la Lède du Gurg. Il connaîtra un grand nombre d'occupations successives et quasi-continues. Ce site sert ainsi de cadre chronologique et archéologique local.

Au Néolithique (Holocène moyen), le nombre de sites se multiplie des deux côtés de l'estuaire et les populations humaines s'approprient un nombre important de lieux (littoral, lacs, intérieur des terres). D'après Coquillas *et al.* (2004) et l'analyse de la carte géologique (**Figure 28C**), la répartition des

sites apparaît clairement en relation avec l'estuaire, le réseau hydrographique et la nature des sols. Par exemple, les occupations au Nord-Médoc se concentrent en périphérie des terrasses fluviales correspondant à des sols sablo-graveleux à sablo-argileux, à proximité des zones humides estuariennes. Ce sont des lieux privilégiés au Néolithique, offrant une protection naturelle ainsi qu'une diversité de la faune et la flore (Coquillas *et al.*, 2004). Les marais estuariens ne sont toujours pas peuplés, ce qui montre que le comblement n'est toujours pas achevé (**Figure 27**).

Au Bronze ancien et moyen (Holocène moyen-final), le nombre de sites est légèrement inférieur à celui du Néolithique et les populations occupent approximativement les mêmes secteurs que leurs prédécesseurs (**Figure 28D**). Des sites archéologiques apparaissent directement sous le massif dunaire côtier notamment à l'Amélie (cette étude) et au Gulp (Coquillas *et al.*, 2004). Les zones évitées concernent toujours les formations calcaires, les Sables des Landes et les marais.

Au Bronze final et à l'Âge du Fer (Holocène final), les sites autrefois occupés (basses terrasses, proximité de l'estuaire, zones humides) sont délaissés au profit des sols argilo-calcaires (**Figure 28D**). D'après plusieurs auteurs (Marambat et Roussot-Larroque, 1989 ; Clavé, 2001 ; Coquillas *et al.*, 2004), la transition Bronze/Âge du Fer est marquée par de nombreuses lacunes archéologiques notamment sur les sites côtiers (Lède du Gulp) et dans les marais (Reysson, La Perge, Monards).

La période gallo-romaine puis le Moyen-Âge voient la multiplication du nombre de sites et peu à peu l'appropriation et la maîtrise de l'ensemble du territoire (**Figure 28F**). Les zones les plus inhospitalières et inoccupées telles que les marais ou les sables de Landes sont peuplées et aménagées (poldérisation) par l'Homme. Les dunes sont fixées après le Petit Age Glaciaire par la plantation de nombreux arbres. Cette dernière dynamique éolienne peut être responsable de l'abandon des sites littoraux au Moyen-Âge.

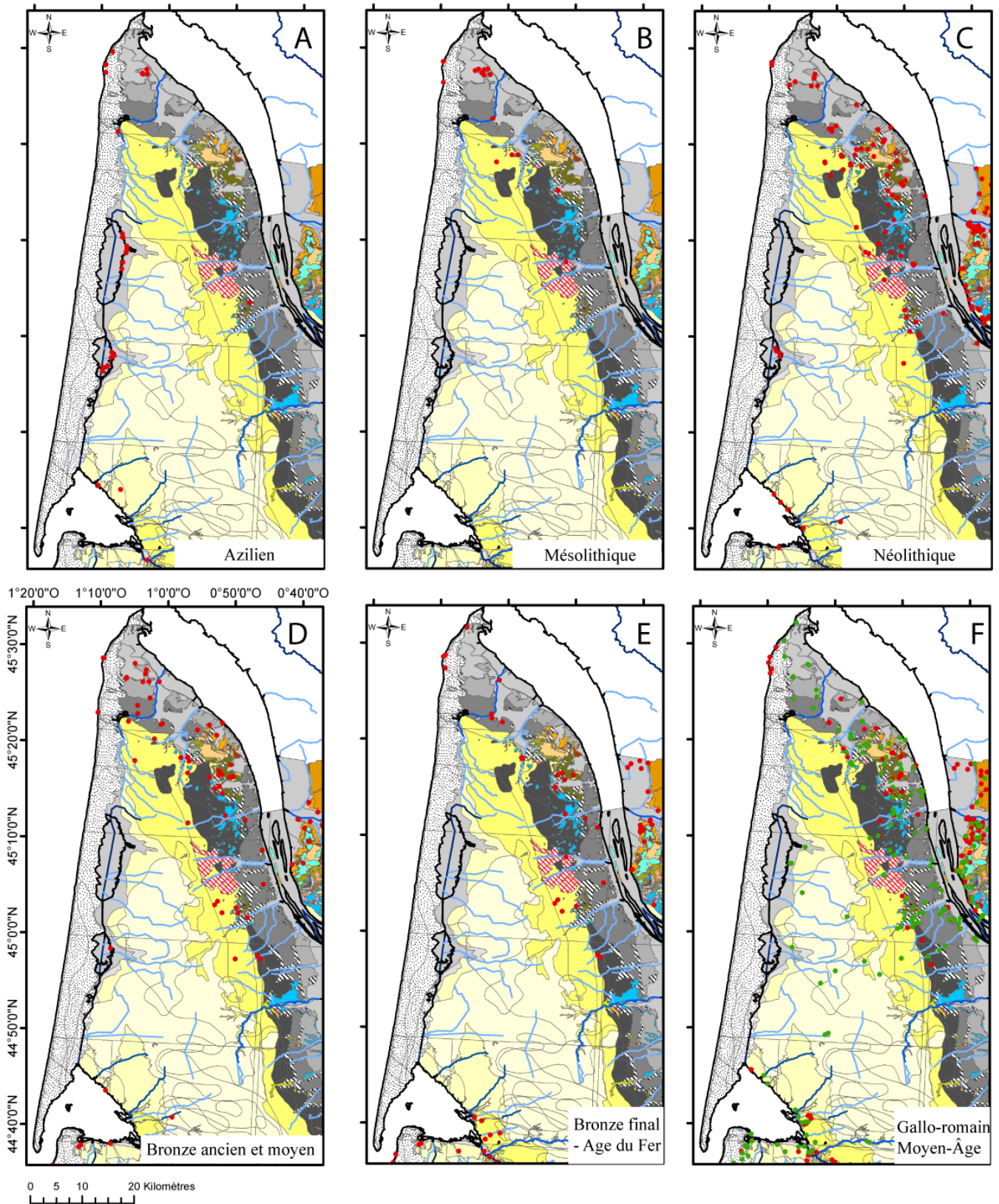


Figure 28 : Répartitions des sites archéologiques (cercles rouges) attribués aux périodes de l’Azilien (A), du Mésolithique (B), du Néolithique (C), de l’âge du Bronze ancien et moyen (D), du Bronze final et âge du Fer (E), du Gallo-Romain et Moyen-Age (F) au sein de la péninsule médocaine (d’après la base de données PATRIACHE, consultée le 06 mars 2014 ; avec des rajouts de Roussot-Larroque, 2011). Les cercles verts représentent les vestiges archéologiques du Moyen-Age. Le fond de carte correspond à la carte homogénéisée de la Gironde par le BRGM (d’après Gutierrez, 2013)

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce travail recense l'état des connaissances à ce jour acquises sur les séries sédimentaires caractéristiques de la péninsule médocaine. Le réexamen réalisé en détail sur les affleurements côtiers démontre que l'histoire paléoenvironnementale de ce secteur est complexe.

En l'occurrence, nos travaux ont révélé que les séquences sédimentaires étudiées couvrent une période de temps importante, vraisemblablement comprise entre le Pléistocène inférieur et l'actuel. Au sein de ces périodes, plusieurs dépôts de hauts niveaux marins ont été reconnus (Formation de la Négade, Argiles du Gulp et Grès de l'Amélie) sans pouvoir cependant être replacés de manière précise dans la chronologie. Un épandage sableux (Sables de l'Amélie) signalant une dynamique éolienne régionale précoce recouvre ces formations et pourrait être relié à une phase glaciaire au cours du Pléistocène moyen (MIS 6 ou 8). Une formation originale jamais décrite dans la littérature a été reconnue et nommée « Grès de l'Amélie ». La présence de galets dispersés dans ce matériel évoque des dépôts de tempête en haut de plage. La position stratigraphique de ces dépôts montre que leur âge est compris entre celui des Argiles du Gulp et celui des Sables de l'Amélie (Pléistocène moyen). Un podzosol dont l'âge est mal défini se développe au-dessus des sables éoliens suivi de la construction du cordon dunaire holocène.

Pour ces formations sédimentaires anciennes, le cadre chronologique demeure mal documenté du fait de datations trop disparates. Pour l'ensemble de ces séries, plusieurs prélèvements sont en cours de datations (OSL, ESR). Leurs résultats devraient permettre de notamment faire le lien entre les formations côtières et les terrasses de la Gironde. Les séries holocènes offrent un schéma de mise en place qui semble plus aisé à définir mais qui reste à recaler précisément dans un cadre paléoenvironnemental et archéologique régional (voire local).

Concernant la dynamique humaine d'occupation du territoire au cours du temps, certains changements semblent être liés à des évènements climatiques globaux ou locaux (tempête), mais notre travail a montré que la documentation reste très diffuse et demande à être complétée. De plus, la majeure partie de la stratigraphie pour les occupations récentes repose sur le site de la Lède du Gulp dont les dates et l'agencement des dépôts doivent être réévaluées.

Pour l'ensemble des séries traitées, les analyses en laboratoire continuées dans le cadre de LITAQ aideront à re-préciser certains contextes de dépôts (paléoclimats et paléobiomes notamment).

BIBLIOGRAPHIE

- ASSOCIATION FRANÇAISE POUR L'ETUDE DU SOL. (2008) – *Référentiel pédologique*, Paris, Quae, , 435 p.
- ANDRIEUX E. (2012) - Paléoenvironnements et cultures préhistoriques contemporains de l'événement de Heinrich 2, mémoire de master 2, université Bordeaux 1, Bordeaux, 74 p.
- ANTUNES M.T., CARDOSO J.L. (1992) – Quaternary elephants in Portugal : new data, *Ciências da Terra*, 11, p. 17-37.
- AOUADI N. (2001) - New data on the diversity of Elephants (Mammalia, Proboscidea) in the Early and early Middle Pleistocene of France, in G. Cavarretta, P. Gioia, M. Musi, M.R. Palombo (dir.), *The World of Elephants* , actes du 1^{er} Congrès International (Rome, 2001), Rome, Consiglio Nazionale delle Ricerche, p. 81-84.
- AUBIÉ S., TASTET J.-P. (2000) - Coastal erosion, processes and rates: an historical study of the Gironde coastline, southwestern France, *Journal of coastal research*, 16, 3, p. 756-767.
- BALSAM W.L., OTTO-BLIESNER B.L., DEATON B.C. (1995) – Modern and Last Glacial Maximum eolian sedimentation patterns in the Atlantic Ocean interpreted from sediment iron oxide content, *Paleoceanography*, 10, 3, p. 493-507.
- BEAUVAIL C., MICHEL P., TASTET, J.-P. (1998) - L'éléphant antique de Soulac (Gironde, France), *Quaternaire*, 9, 2, p. 91-100.
- BERNARD J. (1995) – Palynological studies of coastal peat bogs at La Parée beach (Vendée, France) indicate cyclic variations in the level of the Atlantic, *Quaternaire*, 6, 3, p. 159-165.
- BERTRAN P., BATEMAN M.D., HERNANDEZ M., MERCIER N., MILLET D., SITZIA L., TASTET J.-P. (2011) – Inland aeolian deposits of south-west France: facies, stratigraphy and chronology, *Journal of Quaternary Science*, 26, 4, p. 374-388.
- BERTRAN P., ANDRIEUX E., ANTOINE P., COUTARD S., DESCHODT L., GARDÈRE P., HERNANDEZ M., LEGENTIL C., LENOBLE A., LIARD M., MERCIER N., MOINE O., SITZIA L., VAN VLIET-LANOË B. (2013 a) - Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results, *Boreas*, p. 1-13.
- BERTRAN P., SITZIA L., BANKS W.E., BATEMAN M.D., DEMARS P.-Y., HERNANDEZ M., LENOIR M., MERCIER N., PRODEO F. (2013b) – The Landes de Gascogne (southwest France): periglacial desert and cultural frontier during the Palaeolithic, *Journal of Archaeological Science*, 40, 5, p. 2274-2285.
- BLOCKLEY S.P.E., LANE C.S., HARDIMAN M., RASMUSSEN S.O., SEIERSTAD I.K., STEFFENSEN J.P., SVENSSON A., LOTTER A.F., TURNEY C.S.M., RAMSEY C.B. (2012) – Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k, *Quaternary Science Reviews*, 36, p.2-10.
- BUFFAULT P. (1942) – *Histoire des dunes maritimes de la Gascogne*, Paris, Delmas, 446 p.
- CALEY T., ZARAGOSI S., BOURGET J., MARTINEZ P., MALAIZÉ, EYNAUD F., ROSSIGNOL L., GARLAN T., ELLOUZ-ZIMMERMANN. (2013) – Southern Hemisphere imprint for Indo-Asian summer monsoons during the last glacial period as revealed by Arabian Sea productivity records, *Biogeosciences*, 10, 11, p. 7347-7359.
- CASSINI, 1798 - Carte géométrique de la France, 1/86400. Feuille 103 et 135
- CHAPMAN M.R., SHACKLETON N.J. (1999) – Global ice-volume fluctuations, North Atlantic ice-rafting events, and deep-ocean circulation changes between 130 and 70 ka, *Geology*, 27, 9, p. 795-798.
- CLARKE M. L., RENDELL H. M., PYE K. (1999) - Evidence for the timing of dune development on the Aquitaine Coast, southwest France. *Zeitschrift für geomorphologie supplementband*, 116, p. 147-163.
- CLARKE M., RENDELL H., TASTET J.-P., CLAVÉ B., MASSÉ L. (2002) – Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France, *The Holocene*, 12, p. 231-238.
- CLAVÉ B. (2001) – *Évolution des paléo-environnements côtiers à l'Holocène : exemple de l'Aquitaine septentrionale*, thèse de doctorat, université Bordeaux 1, Bordeaux, 316 p.
- COJAN I., RENARD M. (2013) – *Sédimentologie*, Paris, Dunod, 512 p.
- COQUILLAS D., DIOT M.-F., CLAVÉ B., TASTET J.-P. (2004) – L'homme dans les paysages côtiers du Nord Médoc entre Néolithique et Âge du Fer, in 6^e Rencontres

- Méridionales de Préhistoire Récente* (Périgueux, 2004), ADRAHP-PSO, p. 55-70.
- DE BEAULIEU J.-L., ANDRIEU-PONELA V., REILLE M., GRÜGER E., TZEDAKIS C., SVOBODOVA H. (2001) – An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe, *Quaternary Science Reviews*, 20, 16–17, p. 1593-1602.
- DEATON B.C., BALSAM W.L. (1991) – Visible Spectroscopy. A Rapid Method for Determining Hematite and Goethite Concentration in Geological Materials : Research Method Paper, *Journal of Sedimentary Research*, p. 61 - 4.
- DEBRET M., SEBAG D., DESMET M., BALSAM W., COPARD Y., MOURIER B., SUSPERRIGUI A.-S., ARNAUD F., BENTALEB I., CHAPRON E., LALLIERS-VERGÈS E., WINIARSKI T. (2011) - Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new « Q7/4 diagram », *Earth-Science Reviews*, 109, 1–2, p. 1-19.
- DIOT M.-F. (1999) – Le Pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France): synthèse sur la palynologie des « Argiles du Gulp » s.l. et comparaison avec les données de l'Aquitaine, *Quaternaire*, 10, 2-3, p. 213-225.
- DIOT M.-F., TASTET J.-P. (1995) – Paléo-environnements holocènes et limites chrono-climatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France), *Quaternaire*, 6, 2, p. 63-75.
- DIOT M.-F., MARAMBAT L., MASSÉ L. (1999) - Étude palynologique du remplissage holocène du marais de Reysson, rive gauche de la Gironde, Nord-Médoc (France), relations avec l'occupation humaine. *Systèmes fluviaux, estuaires et implantations humaines de la préhistoire aux grandes invasions*, actes du 124^e Congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques (Nantes, 1999), p. 143 – 162.
- DUBREUILH, J (1971) – *Étude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de corrélations stratigraphiques*, mémoire de DEA, université Bordeaux 1, Bordeaux, 158 p.
- DUBREUILH J. (1976) - Contribution à l'étude sédimentologique du système fluvial Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde, thèse de doctorat, université Bordeaux 1, Bordeaux, 273 p.
- DUBREUILH J., L'HOMER A., MARIONNAUD J.M. et THIBAUT C. (1971) - Observations nouvelles sur le Quaternaire de la région du Gulp (Gironde). C. R. Som. des Séances de la Société Géologique de France, 1, 28-29.
- DUBREUILH J., MARIONNAUD J.M. (1973) - Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille St-Vivien de Médoc - Soulac-sur-Mer (730), BRGM : Orléans, 47.
- DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.-P., FARJANEL G., KARNAY G., PLATEL J.-P., SIMON-COINÇON (1995) – Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire: l'exemple du bassin d'Aquitaine, *Géologie de la France*, 4, p.3-26.
- DULIGNON-DESGRANGES A. (1877) - Excursion sur le littoral de Gascogne. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, 31, Bordeaux, p. 41 – 60.
- ELHAÏ H., PRENANT A. (1963) – Présence et extension d'un niveau marin littoral interglaciaire sur la côte du Médoc, *Bulletin de la société géologique de France*, 7, p 495-507.
- EPICA. (2006) – One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, p. 195-198.
- FABRE A. (1939) – *Les terrains de revêtement du Médoc*, Bordeaux, Drouillard, 334 p.
- FRUGIER G. (1982) – Le site littoral de la Lède du Gulp (Gironde), *Bulletin de la Société Préhistorique française*, 79, 6, p. 168-171.
- GARCIA J. (2013) – Enregistrement Holocène dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne. Signaux climatiques globaux et régionaux, université Nantes, Angers, Le Mans, Nantes, 312 p.
- GASSIES J.B. (1875) - Découverte au Gulp d'une mâchoire fossile d'éléphant. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, 30, Bordeaux, p. 134.
- GIBBARD P., COHEN K.M. (2008) - Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, *Episodes*, 31, 2, p. 243.
- GUÉRIN C., PATOU-MATHIS M. (1996) – *Les grands mammifères plio-pleistocènes d'Europe*, Paris, Dunod, 291 p.
- HARADA N., UENO T., SAGAWA Y., TAKETOMO Y., HASHIMOTO Y., SUGIYAMA K. (2012) - Changes in physical and chemical properties of archived sediment, *JAMSTEC Report of Research and Development*, p. 47-76.
- HASLAM S., SINKER C., WOLSELEY P. (1976) – *British water plants*, Field Studies Council 351 p.

- KARNAY G., CORBIER P. (2010) – *Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine*, rapport final, BRGM, Bordeaux, Service public du BRGM, 77 p.
- LEGIGAN P. (1979) – *L'élaboration de la formation du Sable des Landes. Dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène centre aquitain*, thèse de doctorat, Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 451 p.
- LENOBLE A., BERTRAN P., MERCIER N., SITZIA L. (2012) – Le site du Lac Bleu et la question de l'extension du pergélisol en France au Pléistocène supérieur, in P.Bertran, A.Lenoble (dir.), *Quaternaire continental d'Aquitaine: données récentes*, Escursion AFEQ - ASF (Université Bordeaux 1, Talence, 2012), p. 109-121.
- MARAMBAT L., ROUSSOT-LARROQUE J. (1989) – Paysage végétal et occupations humaines sur la côte atlantique: l'exemple de la Lède du Gulp., *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 26, 2, p. 73-89.
- MARIONNAUD J.M. (1972) - Carte géologique de la France (1/50000). *Feuille de St-Vivien-de-Médoc*.
- MASSÉ L., CLAVÉ B., TASTET J.-P., GRUET Y. (a) - The "Cordon de Richard": morphology and construction processes of a fossil chenier ridge on the western bank of the Gironde estuary, S.W. France, *Quaternary International*, in press.
- MASSÉ L., DIOT M.-F., TASTET J.-P., CAPDEVILLE J.-P., LAPEYRE R., MARAMBAT L., LESUEUR P. (b) - Holocene palaeoenvironments of the Reysson marsh on the western bank of the Gironde estuary, S.W. France, *Quaternary International*, in press.
- MASSÉ L., WANG J., TASTET J.-P. (c) - Vertical accretion of the holocene infill of the Monards marsh (Barzan, Gironde Estuary, France), *Quaternary International*, in press.
- MELLALIEU S.J., MASSÉ L., COQUILLAS D., ALFONSO S., TASTET J.-P. (2000) – Holocene development of the east bank of the Gironde Estuary : geoarchaeological investigation of the Saint Ciers-sur-Gironde marsh, *Geological Society, London, Special Publications*, 175, 1, p. 317-341.
- MEURISSE-FORT M. (2008) – *Enregistrement haute résolution des massifs dunaires: Manche, mer du Nord et Atlantique : le rôle des tempêtes*, Paris, Publibook, 312 p.
- MICHEL P. (2002) – Nouvelles découvertes d'ossements d'Eléphant antique (*Palaeoloxodon Antiquus*) à Soulac (Gironde, France), *Quaternaire*, p. 105-110.
- MICHEL P., DEBUE K., MERLE R., PUBERT E. (1994) - *Soulac-sur-Mer, le Proboscidiien de Soulac*. In : Bilan Scientifique, Direction Générale des Affaires Culturelles Aquitaine, S.R.A. Bordeaux, 61 p.
- MIGEON S., WEBER O., FAUGERES J.-C., SAINT-PAUL J. (1998) – SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis, *Geo-Marine Letters*, 18, 3, p. 251-255. .
- MILLET L., RIUS D., GALOP D., HERI O., BROOKS S.J. (2012) – Chironomid-based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315–316, p. 86-99.
- MOL D., DE VOS J., VAN DER PLICHT J. (2007) – The presence and extinction of *Elephas antiquus* Falconer and Cautley, 1847, in Europe, *Quaternary international*, 169-70, p. 149-153.
- NAUGHTON F., BOURILLET J.-F., SÁNCHEZ-GOÑI M.F., TURON, J.-L., JOUANNEAU J.-M. (2007a) – Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years, *The Holocene*, 17, 7, p. 939-953.
- NAUGHTON F., SANCHEZ GOÑI M.F., DESPRAT S.-L., DUPRAT J., MALAIZÉ B., JOLI C., CORTIJO E., DRAGO T., FREITAS M.C. (2007b) - Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia, *Marine Micropaleontology*, 62, p.91-114.
- O'BRIEN C.E., JONES R.L. (2003) – Early and Middle Pleistocene vegetation history of the Médoc region, southwest France, *Journal of Quaternary Science*, 18, 6, p. 557-579.
- PAQUEREAU M.-M., SCHOELLER M. (1959) – Quaternaire et Pliocène du Gulp (Gironde), *Bulletin de la société géologique de France*, 1, 1, p 79-83.
- PÉTORIN N. (1988) – *Contribution à l'étude sédimentologique des dépôts supérieurs de la falaise du Gulp. Essai d'interprétation paléogéographique : évolution d'un paléochenal de la Gironde depuis l'interstade würmien*, mémoire de DEA, Institut du Quaternaire (Bordeaux), 84 p.
- PONTEE N., TASTET J.-P., MASSÉ L. (1998) – Morphosedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France, *International Conference on Oceanography of the Bay of Biscay*, 21, 2, p. 243-261.
- POUIT D., VIAUD J.-M. (2002) - Des éléphants antiques (*Palaeoloxodon antiquus*) à Brétignolles-sur-Mer (Vendée, France). *Naturaliste vendéen: revue scientifique annuelle de l'association*, 2, p. 35-60.

- PUSHKINA D. (2007) – The Pleistocene easternmost distribution in Eurasia of the species associated with the Eemian *Palaeoloxodon antiquus* assemblage, *Mammal Review*, 37, 3, p. 224-245.
- PYE K., TSOAR H. (2013) – *Aeolian Sand and Sand Dunes*, Berlin, Springer, 416 p.
- REILLE M., ANDRIEU V., DE BEAULIEU J.-L., GUENET P., GOEURY C. (1998) – A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central, France : for the period ca. 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5e), *Quaternary Science Reviews*, 17, 12, p. 1107-1123.
- REILLE M., DE BEAULIEU J.-L., SVOBODOVA H., ANDRIEU-PONEL V., GOEURY C. (2000) – Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France), *Journal of Quaternary Science*, 15, 7, p.p. 665-685.
- REIMER P. (2013) – IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP, *Radiocarbon*, 55, 4, p. 1869-1887.
- REINECK H.-E., SINGH I.B. (1980) – *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics*, Berlin, Springer, 570 p.
- RICHTER T.O., VAN DER GAAST S., KOSTER B., VAARS A., GIELES R., DE STIGTER H.C., DE HAAS H., VAN WEERING T.C.E. (2006) – The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments, *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 1, p. 39-50.
- ROUSSOT-LARROQUE J. (1995) – La séquence néolithique de La Lède du Gurd et sa chronologie, *Revue archéologique de l'Ouest. Supplément*, 7, p.75-87.
- ROUSSOT-LARROQUE J. (2011) - Les derniers grands chasseurs des Landes d'Aquitaine, *In: De La Lagune À L'airial. Le Peuplement de La Grande Lande*, Bordeaux, Aquitania, 423 p.
- SATO T., TANIGUCHI K., TAKAGAWA T., MASUADA F. (2010) – Generation of tidal bedding in a circular flume experiment : formation process and preservation potential of mud drapes, *Geo-Marine Letters*, 31, p. 101-108.
- SCHVOERER M., GUIBERT P., NEY C. (1994) – Chronologie par thermoluminescence de cultures préhispaniques de l'Ouest Mexicain: étude de céramiques provenant de deux sondages (puits 1 et 13) du site de Coamiles, *Revue d'archéométrie*, 18, p. 23-42.
- SITZIA L. (2014) – Chronostratigraphie et distribution spatiale des dépôts éoliens Quaternaires du bassin Aquitain, thèse de doctorat, université Bordeaux 1, Bordeaux, 337 p.
- STUART A.J. (2005) – The extinction of woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*) and straight-tusked elephant (*Palaeoloxodon antiquus*) in Europe, *Quaternary International*, 126–128, p. 171-177.
- STUART A.J. et LISTER A.M. (2001) - The Late Quaternary extinction of woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*), straight-tusked elephant (*Palaeoloxodon antiquus*) and other megafauna in Europe. *La Terra Degli Elefanti*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, (Rome, 2001), p. 722-723.
- STUIVER M., REIMER P.J. (1993) - Extended (super 14) C data base and revised CALIB 3.0 (super 14) C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 1, p. 215-230.
- STUIVER M., REIMER P.J., BRAZIUNAS T.F. (1998) - High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40, 3, p. 1127-1151.
- TASTET J.-P. (1998) – Chronologie et cartographie d'un complexe dunaire côtier holocène, l'exemple aquitain du Nord-Médoc (France) *Quaternaire*, p. 157-167.
- TASTET J.-P. (1999) – Le Pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France): état des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des « Argiles du Gurd » s.l, *Quaternaire*, p. 199-212.
- TASTET J.-P., PONTEE N.I. (1998) – Morphochronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France, *Geomorphology*, 25, 1–2, p. 93-109.
- TEXIER J.-P., BERTRAN P. (1993) – Données Nouvelles sur la Présence d'un Pergélisol en Aquitaine au cours des Dernières Glaciations, *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 3, p.183-198.
- TOUCANNE S. (2008) – Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques, thèse de doctorat, université Bordeaux 1, Bordeaux, 370 p.
- VIGNEAUX M. (1975) – Aquitaine occidentale, Paris, Masson, 223 p.
- WALKER M.J.C., BERKELHAMMER M., BJORCK S., Cwynar L.C., FISHER D.A., LONG. A.J., LOWE J.J., NEWNHAM R.M., RASMUSSEN S.O., WEISS H. (2012) - Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE

(Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), *Journal of Quaternary Science*, 27, 7, p. 649-659.

WELSCH, J. (1911) - Feuille de La Rochelle au 320.000e (Notes géologiques sur les environs de Lesparre et de

Blaye). *Bulletin de la carte géologique de France*, 21, 132, p. 441-454.

WELSCH (1917) – Les lignites du littoral et les forêts submergées de l'Ouest de la France, *L'Anthropologie*, p. 201-233.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte du Bassin aquitain.	6
Figure 2 : Colonne stratigraphique synthétique des formations continentales des Landes de Gascogne.	8
Figure 3 : Reconstitution paléogéographique du Bassin aquitain.....	9
Figure 4 : Carte de localisations	10
Figure 5 : Coupe du littoral simplifiée (modifié d'après Welsh, 1917).....	15
Figure 6 : Coupe des « alluvions anciennes » de l'Amélie à Montalivet	16
Figure 7 : Coupes schématiques N-S du Gulp au Pin Sec (Elhai et Prenant, 1963).....	18
Figure 8 : Principales coupes stratigraphiques N/S de l'Amélie au Pin Sec (modifié d'après Dubreuilh, 1971) ..	20
Figure 9 : Coupe-type des formations pléistocènes du Nord-Médoc (modifié d'après Tastet, 1999).....	23
Figure 10 : Localisation des coupes stratigraphiques (modifié d'après O'Brien et Jones, 2003).....	25
Figure 11 : Coupes stratigraphiques et photographies du secteur du Gulp (Sitzia, 2014).....	31
Figure 12 : Panorama de la Négade au niveau du site archéologique dit de « la Lède du Gulp »	32
Figure 13 : Coupe stratigraphique de la Pointe de la Négade.....	33
Figure 14 : Coupe stratigraphique et photographie de la coupe de l'Amélie Sud 1.	35
Figure 15 : Coupe stratigraphique et photographies de la coupe de l'Amélie Nord.....	36
Figure 16 : Coupes synthétiques du pléistocène côtier du Nord-Médoc.	38
Figure 17 : Formation de <i>flaser-bedding</i> (modifié d'après Sato <i>et al.</i> , 2010)	40
Figure 18 : Distribution des coins sableux dans la région bordelaise (d'après Lenoble <i>et al.</i> , 2012)	43
Figure 19 : Coupes stratigraphiques régionales (Dubreuilh, 1976 ; Dubreuilh et Marionnaud, 1973)	47
Figure 20 : Coupe synthétique de la partie septentrionale de la péninsule du Médoc.....	49
Figure 21 : Coupe synthétique à travers 3 niveaux de terrasses fluviales de la péninsule médocaine	49
Figure 22 : Coupe synthétique suivant un axe O-E couvrant une zone de Montalivet à Queyrac.	50
Figure 23 : Evolution paléogéographique du Médoc (modifié d'après Pontee <i>et al.</i> , 1998).....	53
Figure 24 : Transect NO-SE réalisé sur la plage située au nord de l'Amélie.	54
Figure 25 : Description de la carotte sédimentaire LITAQ-A2	58
Figure 26 : Chronostratigraphie du Quaternaire (d'après Gibbard et Cohen, 2008).	60
Figure 27 : Chronostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène du Nord-Médoc.	62
Figure 28 : Répartitions des sites archéologiques.....	65









































LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Récapitulatif des carottes prélevées durant la mission LITAQ (2014).....	11
Tableau 2 : Ensemble des données collectées sous SIG durant le stage.....	14
Tableau 3 : Récapitulatif des recherches menées sur les formations pléistocènes	15
Tableau 4 : Récapitulatif des hypothèses émises par O'Brien et Jones (2003).	28

LISTE DES PLANCHES

Planche 1 : Photographies illustrant les différentes unités sédimentaires rencontrées au sein de la coupe de la Pointe de la Négade.	34
Planche 2 : Photographies des déformations liées à un événement sismique et des figurés périglaciaires (fentes sableuses) observées au sein des Sables de l'Amélie à proximité de la coupe de la Négade.	42
Planche 3 : Photographies illustrant les différents faciès sédimentaires des Grès de l'Amélie [7]. Les numéros correspondent aux unités sédimentaires détaillée dans la coupe de l'Amélie Nord.	46
Planche 4 : Aperçu des unités sédimentaires rencontrées sur le massif dunaire de l'Amélie Nord.	56

ANNEXES

	XDp - Dechet de Papeteries
	Xr - Remblais divers
	Xrd - Remblais de digue
	Xv - Sables et vases marines remaniés
	C - Colluvions
	AltKs - Alterites (Sables rouges résiduels)
	Dz-y - Dunes récentes
	Dya - Dunes anciennes
	Mz - Sables et vases marines actuelles
	Fz - Très basses terrasses (Argiles, silts sables ; Sables graviers galets) - Wurm à actuel
	FybL - Argiles, silts et sables fluvio-marins, lacutres et palustres - Flandrien
	Fyb - Basses terrasses (Argiles, silts et sables fluvio-marins) - Wurm à actuel
	Fya - Basse terrasses (Sables et Argiles du Gulp) - Pleistocene ('Wurm 3 et 4')
	Fx - Moyenne terrasses (Sables graviers galets) - Pleistocene ('Mindel & Riss')
	Fxa - Moyenne terrasses (Sables de Dépé) - Pleistocene ('Mindel & Riss')
	Fvb - Hautes terrasses (Sables graviers galets) - Pleistocene ('Gunz')
	Fva - Très Hautes terrasses (Sables graviers galets) - Pleistocene ('Donau' & 'Biber-Donau')
	Fv - Hautes et très hautes terrasses indif. (Sables, graviers, galets) - Pleistocene inf.
	SL - Sables des Landes - Wurm III à tardiglaciaire
	LBrG - Limons du Bourgeois - Wurm III
	p-Ct - Castets (Sables blancs) - Quaternaire
	p-Br - Argiles de Brach (Belin) - Gélasien
	p-Bn - Fmt de Belin (Graviers et sables kaolinique ; Argiles) - Gélasien
	p-Oa - Fmt d'Onesse (Argiles micacée gris bleu) - Pliocène
	p-On - Fmt d'Onesse (Sables micacés gris-bleu, argiles) - Pliocène
	p-Ar - Fmt d'Arengosse (Sables et graviers ; argiles ; lignite) - Pliocène
	p-La - Nappes fluviatiles de Lannemzan (Galets et graviers à matrices argileuse rubéfiée) - Pliocène à Gélasien
	p-Or - Fmt d'Oriolles (Sables et petits graviers argilo-feldspathiques) - Pliocène
	p-GB - Glaises Bigarées - Tortonien
	p-SF - Sables Fauves - Serravallien
	FLA - Faluns de Lassime - Serravallien
	FCA - Faluns à Cardita - Langhien Serravallien
	FLeo - Faluns de Léognan - Burdigalien
	FSau - Faluns de Saucats (Aquitaniens)
	GMI - Grès, sables, calcaires gréseux - Aquitaniens Burdigalien
	FSA - Fauns de Salles - Calcaire coquilliers grossiers (Serravallien)
	FSV - Sables Verts (Serravallien)
	Arm - Molasses de l'Armagnac - Aquitaniens moy. Serravallien
	CGA - Calcaires Gris Agenais - Aquitaniens
	MLG - Molasses du Lot et Garonne (Argiles carbonatées et marnes à huitres) - Aquitaniens
	CBA - Calcaires Blancs Agenais - Aquitaniens
	Mbzc - Calcaire de Monbazillac (lacustre) - Rupéliens
	Agn1 - Molasses de l'Agenais inf. - Rupéliens

	Agn - Molasses de l'Agenais - Rupélien Chattien
	Ast - Calcaire à Asteries - Rupélien
	MV - Marnes Vertes à Huitres (Crassostrea longirostris) - Rupélien
	Cst2 - Formation de Castillon (Partie sup.)
	Cst1 - Formation de Castillon (Partie inf.)
	Cst - Formation de Castillon (Calc. lacustres et argiles) - Rupélien
	BelA - Marnes de Bel Air - Rupélien
	Fro - Molasses Fronsadais - Priabonien Rupélien
	Fro3 - Molasse du Fronsadais sup. - Priabonien Rupélien
	Fro2 - Molasses Fronsadais moy. - Priabonien
	Isgc - Molasses Fronsadais inf. (Calc. lacustre d'Isigeac) - Priabonien sup.
	Fro1 - Molasses Fronsadais inf. - Rupélien
	Ond - Formations des Ondes (Calc. et argiles lacustres) - Priabonien moy.
	AP - Argiles à Paleotherium - Priabonien inf. à Rupélien
	MI - Molasses Inferieures - Bartonien sup. - Priabonien inf.
	MIAP - Molasses Inf. et Argiles à Paléotherium - Bartonien sup. à Rupélien
	Bbr3 - Boisbretteau sup. - Rupélien Chattien
	Bbr2 - Boisbretteau Med. - Rupélien
	Bbr1 - Formation de Boisbretteau Inf. (Sables argileux marrons à galets) - Bartonien sup. à Rupélien
	Bbr - Boisbretteau indif. (Sables et graviers plus ou moins argileux) - Bartonien à Chattien
	AnoR - Gr. à Anomies : Facies régréssif d'Artigues (Marnes et argiles) - Priabonien moy. ou sup.
	AnoC - Groupe à Anomies (Calcarenite) - Priabonien moy.
	Anom - Calcaires et Grès à Anomies - Priabonien moy.
	MBrn - Marnes à Bernonensis sup. et inf. - Priabonien inf. à sup.
	EstE - Gr. de St Estephe : Calc. de St Estephe - Priabonien inf.
	EstM - Gr. de St Estephe : Marnes à Bernonensis inf. - Priabonien inf.
	EstI - Gr. de St Estephe : Marnes Intermediaires - Priabonien inf.
	EstY - Gr. de St Estephe : Calc. de St Yzans - Priabonien inf.
	EstB - Gr. de St Estephe : Calc. de Begadan - Priabonien inf.
	Plsc - Calcaires de Plassac (Calc et arg.lacustres) - Priabonien inf.
	Cucu - Argiles à Cucularis - Priabonien inf.
	LisM - Marnes de Listrac - Lutetien sup. Bartonien inf.
	List - Calc. de Listrac - Lutetien sup. Bartonien inf.
	Bly1 - Calcaires de Blaye inf. - Lutetien sup. Bartonien inf.
	Couq - Calc. de Couqueques - Lutetien sup. Bartonien inf.
	BlyS - Sables et Marnes (Fmt de Blaye) - Lutetien sup. Bartonien inf.
	Gzg2 - Formation de Guizengeard sup. - Lutetien Bartonien inf.
	GzgA - Formation de Guizengeard (argiles) - Ypresien sup. à Bartonien inf.
	Gzg - Formation de Guizengeard (Sables, graviers galets et argiles kaoliniques) - Ypresien sup. à Bartonien inf.
	Bern - Formation de Bernet (Sables et argiles) - Ypresien
	CYpr - Calcaires - Ypresien
	Vlg - Fmt de Villagrains (Calc. bioclastiques) - Maestrichien
	Cad - Fmt de Cadillac (Calc. fins à silex) - Campanien

Annexe 1 : Notice de la carte géologique utilisée dans le cadre de ce mémoire

Référence de l'article utilisé	Site	Nature du dépôt	Référence labo	Age radiocarbone conventionnel (ans BP)	Cal BP (2σ) Intcal13
Dubreuilh, 1971	Négade	Paléosol tourbeux		11450 ± 100	13643-13100
Dubreuilh, 1971	Amélie	Bois dans tourbe noire		29800 ± 3000	
Dubreuilh, 1971	Gurp	Bois dans tourbe noire		33200 ± 3100	
Dubreuilh, 1971	Dépé	Lit tourbeux à débris de racines		3000 ± 90	3387-2928
Dubreuilh, 1971	Dépé	Tourbe noire		2300 ± 70	2680-2125
Dubreuilh, 1971	Lède des Frayres	Tourbes sableuses		1750 ± 100	1884-1415
Dubreuilh, 1971	Saint-Nicolas	Tourbes de marécages		5100 ± 90	6168-5610
Tastet, 1998	HO 9210	Sable organique sous une barkhane	Beta 95393	310 ± 60	502-153
Tastet, 1998	Montalivet	Souche en position de vie	UQ 2147	1450 ± 70	1523-1273
Tastet, 1998	TM 96056	Bois dans paleosol intercalé dans sable dunaire	Beta 102697	1760 ± 50	1813-1564
Tastet, 1998	La Barrière	Tourbe entre niveaux sableux	UQ 1990	1920 ± 130	2295-1552
Tastet, 1998	Gurp	Bois en position de vie dans les argiles du Gurp	LY 4597	1980 ± 60	2114-1816
Tastet, 1998	Montalivet	Tourbe sableuse entre couche de sable	Beta 95383	3160 ± 60	3554-3215
Tastet, 1999	Dépé	Tourbe entre couche de sable	UQ 1991	3420 ± 135	4073-3373
Tastet, 1999	Amélie	Echantillon de bois	Beta 122536	46890 ± ?	
Tastet, 1999	Gurp	Lignite	UQ 4596	?	
Tastet, 1999		Lignite	Ly-4596	36450 ± 2040	

Annexe 2 : Datations radiocarbones effectuées sur des paléosols ou sur des tourbes. Le liseré gris signifie que les datations sont rejetées.

Référence de l'article utilisé	Site	Nature du dépôt	Référence labo	IRSL (BP)	Chronologie
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Pilat		?	3645 ± 460	Phase 1
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Pilat		?	3520 ± 460	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Pilat		?	3350 ± 310	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Lartigues	Parabolique	SG2	1285 ± 130	Phase 2
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Piqueyrot	Parabolique	HT3	1280 ± 345	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Miqueou	Parabolique	SG4	1235 ± 190	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Ispe	Parabolique	SG5	1180 ± 215	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Piqueyrot	Parabolique	HT1	1170 ± 145	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Lartigues	Parabolique	SG1	1165 ± 130	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Piqueyrot	Parabolique	HT2	1035 ± 225	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Pilat		?	935 ± 210	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Miqueou	Parabolique	SG3	920 ± 145	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Mourey	Ride en croissant composée	NM1	530 ± 65	Phase 3
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Labiau	Barkhane	NM7	380 ± 50	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Ginestras	Ride en croissant	HT5	340 ± 40	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	St Nicolas	Parabolique	HT6	335 ± 50	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Gastouse	Parabolique	NM5	335 ± 35	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Mourey	Ride en croissant composée	NM3	325 ± 40	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	La Moutchic	Parabolique	?	320 ± 35	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Piqueyrot	Barkhane	HT4	310 ± 75	
Clarke <i>et al.</i> , 1999	Pilat		?	305 ± 25	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Lette des Joncs	Ride en croissant	SG7	290 ± 60	
Clarke <i>et al.</i> , 2002	Lette des Joncs	Ride en croissant	SG6	275 ± 50	

Annexe 3 : Datations IRSL sur des sables éoliens du littoral médocain et dans le secteur de la dune du Pyla.

Référence de l'article utilisé	Site	Profondeur (cm)	Nature du dépôt	Référence labo	Age radiocarbone conventionnel (ans BP)	Cal BP (2σ) Intcal13	Marais
Diot et Tastet, 1995	HO9204	540-550	Coquilles de Scrobiculaires	TO 3342	6700 ± 70	7672-7444	La Perge
Diot et Tastet, 1995	HO9206	290-305	Tourbe	UQ 1980	6053 ± 172	7302-6497	
Diot et Tastet, 1995	HO9206	248-252	Tourbe	TO 4728	4400 ± 60	5281-4850	
Diot et Tastet, 1995	HO9206	212-215	Tourbe	TO 4727	3560 ± 60	4068-3650	
Diot et Tastet, 1995	HO9206	182-184	Tourbe	TO 4417	2020 ± 60	2134-1831	
Diot et Tastet, 1995	HO9206	150-152	Tourbe	TO 4726	1740 ± 60	1816-1540	
Diot et Tastet, 1995	HO9206	105-110	Tourbe	UQ 1988	557 ± 167	905-151	
Diot et Tastet, 1995	Cordon coquillier 1	0	Coquilles de Cardium	UQ 2076	1421 ± 162	1692-977	Cordon de Richard
Diot et Tastet, 1995	Cordon coquillier 2	0	Coquilles de Scrobiculaires	UQ 2058	2575 ± 120	2921-2349	
Massé <i>et al.</i> (non publié)	Les Barrats	50	Coquilles de Scrobiculaires	Beta 102696	2590 ± 70	2852-2442	
Massé <i>et al.</i> (non publié)	Les Barrats	50	Coquilles de Scrobiculaires	Beta 102694	2440 ± 70	2716-2352	
Massé <i>et al.</i> (non publié)	Les Barrats	50	Coquilles de Scrobiculaires	Beta 102695	2850 ± 60	3158-2802	
Massé <i>et al.</i> (non publié)	Les Baluards	Sommet	Coquilles de Cardium et Scrobiculaires	UQ 2058	2975 ± 120	3444-2848	
Massé <i>et al.</i> (non publié)	Les Baluards	300 (devant)	Coquilles de Scrobiculaires	UQ 1983	1600 ± 135	1818-1287	
Massé <i>et al.</i> (non publié)	Les Cabireaux	50 (devant)	Coquilles de Scrobiculaires	UQ 2076	2021 ± 162	2349-1575	
Clavé, 2001	L9902	460	Coquilles de Scrobiculaires	Beta 141581	5910 ± 50	6881-6637	Talais
Clavé, 2001	L9903	560	Débris coquilliers	Beta 141582	6280 ± 60	7405-7005	
Clavé, 2001	L9904	122	Débris coquilliers	Beta 141583	1310 ± 40	1299-1179	
Clavé, 2001	L9904	668	Bois	Beta 141584	6740 ± 60	7684-7498	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9303	35-37	Tourbe	Beta 95384	3380 ± 80	3835-3449	Reysson
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9303	81-85	Tourbe	UQ 2082	4571 ± 144	5583-4871	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9303	110-112	Tourbe	Beta 95385	4560 ± 80	5567-4968	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9303	170-175	Tourbe	UQ 2083	6210 ± 150	7423-6751	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9303	180-182	Tourbe	Beta 95386	2410 ± 80	2730-2327	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9304	47-51	Tourbe	TO 4725	3490 ± 60	3911-3607	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9304	70-75	Tourbe	Beta 95387	4920 ± 70	5890-5481	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9304	148-152	Tourbe	UQ 2085	5893 ± 151	7156-6401	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9305	118-123	Tourbe sableuse	Beta 95388	5040 ± 80	5922-5610	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9402	318-323	Tourbe	Beta 95389	5730 ± 80	6717-6321	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9402	545-550	Tourbe	Beta 95390	6430 ± 100	7560-7163	
Diot <i>et al.</i> , 1999	HO9402	710-715	Tourbe	Beta 95361	9970 ± 70	11717-11239	
Diot <i>et al.</i> , 1999	Le Peuilh	90-100	Tourbe	Gif 8314	3330 ± 60	3700-3405	
Diot <i>et al.</i> , 1999	Le Peuilh	137-150	Tourbe	Gif 8315	4160 ± 50	4835-4534	
Diot <i>et al.</i> , 1999	Le Peuilh	234-249	Tourbe	Gif 8063	5480 ± 70	6431-6023	
Clavé, 2001	HO9417		Tourbe	BA 95083	4640 ± 100	5587-5046	
Clavé, 2001	HO9417		Tourbe	BA 95084	5480 ± 100	6462-5999	
Clavé, 2001	HO9418		Tourbe	BA 95085	2840 ± 70	3156-2789	
Clavé, 2001	HO9418		Tourbe	BA 95086	6130 ± 130	7292-6678	
Clavé, 2001	HO9418		Tourbe	BA 95087	5560 ± 190	6775-5924	
Clavé, 2001	HO9504		Coquilles de Scrobiculaires	BA 95088	9970 ± 260	12407-10726	
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9520		Tourbe	Beta 95392	5540 ± 70	6469-6208	Saint - Ciers
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9607		Tourbe	Beta 99067	5030 ± 70	5913-5614	
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9608		Tourbe	Beta 99068	4120 ± 40	4820-4526	
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9611/12		Tourbe	Beta 104801	5630 ± 70	6615-6289	
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9611/12		Tourbe	Beta 104802	5160 ± 70	6176-5733	
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9613		Tourbe	Beta 104803	2670 ± 70	2957-2540	
Mellalieu <i>et al.</i> , 2000	HO9613		Tourbe	Beta 104804	5630 ± 70	6615-6289	

Annexe 4 : Datations radiocarbone effectuées sur des sédiments illustrant le remplissage holocène des marais estuariens.

Référence de l'article utilisé	Site	Nature du dépôt	Fonction du site (Période d'occupation)	Référence labo	Age radiocarbone conventionnel (ans BP)	Cal BP (2σ) Intcal13	Site archéologique
Clavé, 2001	TM99023	Scrobiculaires	Alignement "b" (âge du Fer)	Beta 132873	3390 ± 60	3827-3479	La Glaneuse
Clavé, 2001	TM99024	Bois (pieux)	Structure quadrangulaire (gallo-romain)	Beta 132874	1600 ± 40	1566-1394	
Clavé, 2001	TM99025	Huîtres	Structure quadrangulaire (gallo-romain)	Beta 132875	1940 ± 50	1996-1738	
Clavé, 2001	TM99026	Bois (pieux)	Structure quadrangulaire (gallo-romain)	Beta 132876	1480 ± 40	1517-1299	
Clavé, 2001	TM00003	Bois (pieux)	Alignement "c" (gallo-romain)	Beta 118435	1700 ± 40	1703-1535	
Clavé, 2001	TM00004	Bois (pieux)	Alignement "b" (âge du Fer)	Beta 141578	2600 ± 60	2849-2490	
Clavé, 2001	TM00005	Bois (pieux)	Alignement "b" (âge du Fer)	Beta 141579	2370 ± 60	2705-2210	
Clavé, 2001	TM00006	Bois	Site à Sel (âge du Fer)	Beta 141580	1690 ± 50	1718-1419	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 11	Sables gris riche en bois	Mésolithique sauveterrien		9200 ± 70	10551-10234	Lède du Gurp
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 11	Sables gris riche en bois	Mésolithique sauveterrien		9180 ± 90	10569-10203	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 11	Sables gris riche en bois	Mésolithique sauveterrien		8760 ± 100	10153-9546	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 11	Sables gris riche en bois	Mésolithique sauveterrien		8360 ± 60	9515-9143	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 10	Tourbes	Mésolithique sauveterrien		7360 ± 85	8354-8010	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 9	Sables gris tourbeux	Mésolithique sauveterrien		7350 ± 130	8396-7946	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 8c	Tourbes	Néolithique ancien	Ly-6050	5970 ± 60	6947-6668	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 8b	Tourbes	Néolithique ancien	Ly-6049	5790 ± 60	6730-6451	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 8a/b	Tourbes	Néolithique ancien	Ly-5320	5750 ± 90	6742-6322	
Frugier, 1982	Niveau 7	Sables grossiers	Néolithique moyen	Gif-5464	5020 ± 150	6179-5337	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 6b	Argiles brunes	Néolithique récent	Ly-6047	4565 ± 55	5451-5041	
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 6a	Argiles brunes	Néolithique récent				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau 5d	Sables bruns-jaunes	Néolithique final				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau 5c	Sables bruns-jaunes	Néolithique final				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau 5b	Sables bruns-jaunes	Néolithique final				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau 5a	Sables bruns-jaunes	Bronze ancien?		2990 ± 7	3212-3082	
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau 4b	Argiles vertes	Bronze moyen				
Roussot-Larroque, 1995	Niveau 4a	Tourbes	Bronze moyen				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau3	Sables gris	/				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau2	Tourbes	1er age du Fer				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau1	Sables et tourbes	1er age du Fer				
Marambat et Roussot-Larroque, 1989	Niveau0	?	Gallo-Romain				

Annexe 5 : Datations radiocarbone effectuées sur des niveaux archéologiques sur les sites de La Glaneuse et la Lède du Gurp.

RESUMÉ – GEOLOGIE DES FORMATIONS PLEISTOCENES/HOLOCENES DU LITTORAL DU NORD-MÉDOC : REVISIONS BIBLIOGRAPHIQUES ET NOUVELLES DONNEES. RELATION AVEC LE PEUPEMENT.

Cette étude a pour objectif de mieux contraindre le cadre chronostratigraphique et paléoenvironnemental des formations sédimentaires nord-médocaines sur une période comprise entre le Pléistocène inférieur et l'actuel. Elle est basée sur la réévaluation de travaux antérieurs complétée de nouvelles données de terrain. Les résultats obtenus permettent de proposer deux coupes-types des formations pléistocènes et holocènes synthétisant l'état actuel des connaissances. Plusieurs hypothèses sont émises sur l'âge et le milieu de dépôt des différentes unités sédimentaires. En effet, nos résultats suggèrent la présence de plusieurs hauts niveaux marins d'âges différents (Formation de la Négade, Argiles du Gulp, Grès de l'Amélie) et d'un épisode d'épandage sableux d'origine périglaciaire (Sables de l'Amélie) entre le MIS 6 et 8. Cet épisode éolien démontre une dynamique éolienne régionale précoce attribuée au Pléistocène moyen. Une formation originale nommée Grès de l'Amélie a été reconnue et correspondrait à un haut niveau marin intégrant des dépôts de tempêtes de haut de plage. La confrontation de nos observations aux dynamiques de peuplements humains a été tentée pour les périodes les plus récentes.

Mots clés : Argiles du Gulp, Bassin aquitain, dynamique éolienne, LITAQ, *Palaeoloxodon antiquus*, palynologie, péninsule médocaine, Pléistocène moyen, OSL.

ABSTRACT – GEOLOGY OF PLEISTOCENE/HOLOCENE OF COASTAL NORTH MÉDOC : BIBLIOGRAPHY REVISION AND NEW DATA. INTERACTION WITH HUMAN SETTLEMENT.

This study focuses on the characterization of Pleistocene/Holocene deposits of the Atlantic coast of Médoc Peninsula, in order to reconstruct local environment history and to propose a chronological framework for these deposits. A synthesis of previous works and new field investigations permits to present the lithology of two sequences and to propose a new nomenclature and a palaeogeographical interpretation for the Pleistocene and Holocene deposits. Several hypothesis concern the age and depositional environment of the different sedimentary units. Our results show the presence of several interglacial (Formation de la Négade, Argiles du Gulp, Grès de l'Amélie) and glacial coversand (Sables de l'Amélie) deposits between SIM 6 and 8. This aeolian episode shows an early regional aeolian phase attributed to Middle Pleistocene. A new formation called "Grès de l'Amélie" is identified. It corresponds to an undefined high sea level. The lithofacies suggests a storm deposit. For the most recent period, a comparison between the dynamic of human settlement and our observations has been tried.

Keyword : Aeolian phase, Aquitain basin, Argiles du Gulp, LITAQ, *Palaeoloxodon antiquus*, palynology, Médoc peninsula, Middle Pleistocene, OSL