

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

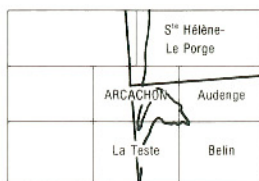
ARCACHON

par

J. DUBREUILH, G. KARNAY,
J.M. BOUCHET, Y.M. LE NINDRE

ARCACHON

La carte géologique à 1/50 000
ARCACHON est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : BORDEAUX (N° 180)
au sud : LA TESTE-DE-BUCH (N° 191)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boite postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARCACHON À 1/50 000**

par

J. DUBREUILH, G. KARNAY, J.M. BOUCHET, Y.M. LE NINDRE

1992

Éditions du BRGM - BP 6009 - ORLEANS Cedex 2 - FRANCE

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

- *pour la carte*: DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1992) - Carte géol. France (1/50000), feuille **Arcachon** (825) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. DUBREUILH, G. KARNAY, J.M. BOUCHET, Y.M. LE NINDRE (1992), 53 p.

- *pour la notice*: DUBREUILH J., KARNAY G., BOUCHET J.M., LE NINDRE Y.M. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Arcachon** (825) — Orléans : BRGM, 53 p. Carte géologique par J. DUBREUILH, J.M. BOUCHET (1992).

© BRGM, 1992. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1825-9

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	1
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	8
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	21
<i>UNITÉS BIOSÉDIMENTAIRES DU BASSIN DARCACHON</i>	24
DONNÉES STRUCTURALES	33
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	35
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	42
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	42
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	43
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	46
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	46
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	47
<i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUES</i>	48
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	53
AUTEURS	53
ANNEXE 1 : COUPE SCHÉMATIQUE N-S DU BASSIN DE PARENTIS	
ANNEXE 2 : LOGS DES FORAGES LES ACACIAS 1 et HOURQUET 1	

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Située sur la façade atlantique en pays de Buch, cette feuille porte le nom de la célèbre station balnéaire et climatique d'Arcachon, créée dans la seconde moitié du 19^e siècle.

Limitée à l'Est par la région bordelaise et au Nord par le Médoc, elle assure la transition avec la partie septentrionale du pays de Born au Sud (fig. 1).

Le bassin, principal centre d'intérêt, apparaît avec ses 250 km² comme un véritable laboratoire naturel permettant la reproduction de certaines espèces marines. C'est également un centre ostréicole et aquacole de grande renommée et un site privilégié pour l'observation des migrations et la nidification des oiseaux.

CADRE GÉOLOGIQUE

Située sur la façade océane de l'Atlantique, la feuille Arcachon est le reflet d'une zone côtière en perpétuel devenir (fig. 2, en pages centrales).

L'évolution, de caractère récent, est marquée par un ensablement et un envasement permanents qui résultent non seulement de processus sédimentaires liés à la configuration de la côte océanique et à ses courants de dérive littorale, mais également de modifications anthropiques intervenues notamment sur le régime hydrique de la rivière l'Eyre, principal émissaire débouchant à la partie interne sud-orientale du bassin.

Le domaine terrestre est recouvert par des sables éolisés, qu'il s'agisse du Sable des Landes *s.s.* ou des différents systèmes dunaires (barkhanes, dunes transversales et paraboliques) édifiés au cours de la période holocène. L'histoire continentale de ce secteur débute après le Miocène supérieur, avec l'installation progressive, durant la période pliocène, d'un marais maritime situé sensiblement à la partie nord-orientale du bassin actuel, derrière des cordons sablo-graveleux résultant de l'alluvionnement de puissants émissaires en provenance des Pyrénées et du Massif central.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

À l'apparente simplicité d'agencement des terrains de surface s'oppose une structuration profonde où l'on observe la bordure septentrionale du bassin de Parentis et la plate-forme nord-aquitaine. Cette structuration, intervenue dès la fin de la période jurassique, s'est poursuivie durant le Crétacé inférieur avec les phases de rifting et d'accrétion océanique du golfe de Gascogne.

Le bassin subsident apparaîtra avant la fin du Crétacé supérieur, fortement perturbé par la surrection des Pyrénées qui apportera d'importants bouleversements durant le Tertiaire.

Au cours du Paléocène, alors que des signes d'instabilité apparaissent, le domaine marin pénètre l'intérieur des terres, créant les conditions d'une déstructuration de la couverture d'altérites établies sur les régions nord-orientales. Les produits de démantèlement atterrissent sur la plate-forme où subsistent seulement quelques zones émergées au droit de certains diapirs, tandis que la région d'Arcachon fait partie du domaine terrestre.

L'Éocène inférieur (Yprésien inférieur) est la période où plusieurs bassins s'individualisent du Nord au Sud, alors que la sédimentation est faible. À cette période de calme relatif succède une instabilité qui ira grandissant au cours de l'Yprésien supérieur, concrétisée par une importante transgression marine qui envahira le secteur jusqu'au centre du bassin.

L'Éocène moyen sera marqué par une permanence des dispositifs sédimentaires et une subsidence accusée. Le domaine profond de la région de Parentis est alors marqué par un rejeu des structures et des accidents existants qui se trouvent réactivés lors de la compression qui provoque la surrection de la chaîne.

Durant l'Éocène supérieur, les conditions de la distension s'amorcent, favorisant la vitesse de comblement dans les zones subsidentes. Seul un golfe marin très prononcé subsiste au Sud, dans la région d'Agen, tandis qu'une zone de haut-fond apparaît au droit de la structure de Villagrains—Landiras, à l'Est. La région d'Arcachon est alors à la limite entre les faciès de mer ouverte et ceux de plate-forme.

Alors que l'Oligocène inférieur apparaît comme une période de calme relatif, la distension amorcée dès le Priabonien s'accroîtra, entraînant l'installation de conditions nettement subsidentes, favorisant une vaste transgression marine qui pénétrera très loin vers l'Est.

À l'Oligocène supérieur, alors que la mer se retire et que s'exercent de nouveaux mouvements compressifs (extrusions diapiriques, avancée maximum du front nord-pyrénéen), la plate-forme est fortement entaillée par de profonds chenaux amenant des matériaux détritiques.

Après une forte transgression marine au début du Miocène (Burdigalien), le domaine de plate-forme, très vaste, refoule les milieux profonds au Sud du bassin, à proximité de la côte actuelle. Après une phase régressive, la transgression du Miocène moyen (Langhien—Serravalien), encore appelée « transgression helvétique », bien que n'ayant pas le plus souvent atteint les rivages de la mer aquitaine, a néanmoins pénétré très loin le domaine landais jusque dans les environs de Lectoure, tandis que le Sud-Ouest de l'actuel bassin d'Arcachon est gagné par le domaine profond de mer ouverte.

Au Miocène supérieur (Tortonien—Messinien), la régression très marquée favorise le dépôt de faciès de sables verts glauconieux très proximaux, non loin de la côte actuelle.

C'est durant le Pliocène et le Quaternaire que la région des Landes, puis le Médoc, feront progressivement partie du domaine terrestre, pour acquérir la physionomie que nous leur connaissons aujourd'hui.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Cette feuille, réduite en superficie en ce qui concerne sa partie terrestre, possède l'essentiel du bassin d'Arcachon, excepté sa bordure sud-orientale avec le débouché du delta de l'Eyre qui se développe sur la feuille Audenge.

Les conditions lagunaires de cet ensemble naturel sont intervenues dans la période récente (en moins de 2 000 ans) par suite de l'édification de la flèche littorale du cap Ferret qui tend à ériger une « barrière » entre l'océan Atlantique et la lagune. Ces conditions privilégiées ont permis le développement des activités ostréicoles dans les platiers intertidaux qui occupent les trois quarts de la superficie, entaillés par les chenaux méandriiformes de marée.

Les chenaux, très étroits dans la partie interne (moins de 100 m), s'élargissent fortement vers l'embouchure pour dépasser 1,5 km de large, avec l'édification de barres tidales sableuses à leur partie convexe.

Le bassin reçoit les apports fluviaux de l'Eyre qui draine le massif landais, mais l'importance de la marée reste l'élément majeur de la vie de la lagune, avec un marnage pouvant atteindre 4 m d'amplitude.

La série stratigraphique, très réduite à l'affleurement, peut être résumée de la façon suivante :

Formations fluvio-éoliennes

- **Pléistocène inférieur (?) à Pléistocène supérieur (formation du *Sable des Landes*. *l.s.*)** : sables fluviaux blanchâtres, et sables hydro-éoliens au sommet.

Formations éoliennes

- **Holocène (*Subboréal*)** : dunes paraboliques et sables des espaces interdunaires (« lettes »).
- **Holocène (*fin Subboréal au 13^e siècle*)** : dunes de type barkhane.
- **Holocène (*13^e-17^e siècle*)** : dunes paraboliques.
- **Holocène (*17^e-19^e siècle*)** : dunes transversales à crêtes barkhanoïdes.
- **Holocène (*actuel*)** : sables de plage et dunes actuelles de la côte atlantique.

Formations fluviatiles

- **Holocène (*alluvions récentes*)** ; sables micacés, argiles tourbeuses et silteuses grises.

Unités biosédimentaires du bassin d'Arcachon

• **Unité émergées à basse mer**

- Sables des platiers et bancs émergeants.
- Slikke : platiers sablo-vaseux avec parcs à huîtres ou sans végétation ni parc.
- Slikke : platiers sablo-vaseux avec herbiers.
- Haute slikke, schorre et zone parhalienne.
- Sables alluviaux et deltaïques.

• **Unités immergées**

- Sables dunaires : rides et barres sableuses subtidales.
- Sables fins bien classés.
- Sables vaseux.
- Sables moyens dunaires.
- Sables moyens roux du large.
- Sables grossiers et fins graviers coquilliers.
- Sables grossiers, graviers et galets.
- Thanatocénose : accumulation de coquilles de mollusques.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Arcachon, comme l'ensemble des feuilles couvrant le territoire des landes de Gascogne, a nécessité la mise en œuvre de moyens de sondages à la tarière afin de reconnaître les séries détritiques couvertes par les dépôts éoliens du Sable des Landes et les formations dunaires du littoral atlantique.

Par ailleurs, une analyse stéréoscopique des photographies aériennes les plus récentes de l'Institut géographique national (IGN) a permis de distinguer les différents types d'édifices dunaires.

La cartographie des sédiments superficiels des fonds du bassin et du domaine côtier proche a été réalisée en 1989 à partir des travaux de Jean-Marie Bouchet (institut universitaire de biologie marine d'Arcachon, CNRS). Cette définition des unités biosédimentaires est le résultat des observations et des prélèvements effectués durant plus d'une dizaine d'années sur le bassin et le plateau continental.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

La description des terrains profonds et leur structuration ont été traitées à l'échelle des feuilles Arcachon et La Teste, car il s'agit d'un ensemble évoluant du Sud vers le Nord, depuis le domaine de bassin (bassin de Parentis)

et sa marge septentrionale jusqu'au domaine de plate-forme (marge nord-aquitaine).

115 forages d'exploration et d'exploitation pétrolière ont été réalisés sur les deux feuilles : 89 puits dans la concession de Cazaux (feuille La Teste), 8 dans la concession de La Vergne — La Teste (feuilles La Teste et Arcachon) et 18 forages d'exploration dont 9 sur la feuille Arcachon (tabl. 1).

Trois forages, situés sur la coupe schématique N-S (annexe 1, en dépliant), ont été choisis pour illustrer la géologie profonde de cette région : Biscarrosse-Plage 1 (Bip 1), au Sud de la feuille La Teste, situé au cœur du bassin subsident de Parentis ; Les Acacias 1 (Las 1), au Nord de la feuille La Teste, implanté sur la bordure septentrionale du bassin de Parentis ; Hourquet 1 (Hot 1), au Nord du bassin d'Arcachon (feuille Arcachon), positionné sur la marge continentale nord-aquitaine. Les logs de ces deux derniers ouvrages sont donnés à l'annexe 2.

Paléozoïque

Le forage Hourquet 1 (Hot 1) a recoupé des formations métamorphiques attribuables au Paléozoïque entre 3 338 m et 3 389 m de profondeur. Il s'agit de grès bariolés ferrugineux à ciment dolomitique et de quartzite, alternant avec des schistes sériciteux.

Trias

Dans ce même ouvrage, les dépôts triasiques du Keuper se présentent sous des faciès gréseux (siltites et grès rougeâtres ferrugineux) coiffés par des argiles dolomitiques bariolées à nombreuses inclusions d'anhydrite.

Ces dépôts, d'une puissance de 177 m, s'organisent en prismes sédimentaires déposés dans des demi-grabens orientés N 50 à N 60, avec une évolution allant d'un terme détritique basai vers un terme évaporitique sommital.

Lias inférieur basal

Au dépôt des évaporites triasiques, engendrées par une forte subsidence tectonique, succède une nouvelle auréole évaporitique marquée par des dolomies anédriques, parfois argileuses, à inclusions d'anhydrite blanche, rapportées à l'Hettangien.

Ces dépôts ont été recoupés à la base du forage Les Acacias 1 de 4 557 m à 4 598 m de profondeur, et de 2921 m à 3161 m à Hourquet 1. Ils sont constitués à la base par la «dolomie de Carcans» (3 109 à 3 161 m), elle-même surmontée de la «zone à anhydrite et dolomie» entre 2921 et 3 109 m; il s'agit d'une dolomie argileuse à petites inclusions, en alternance avec des bancs d'anhydrite.

Tableau 1. — Coupes résumées des forages pétroliers.

Sondage	Indice BRGM	Z	Miocène	Oligocène	Éocène sup.	Éocène moy.	Éocène inf.	Paléocène	Sénonien sup.	Sénonien inf.	Turonien à Cénomannien	Albien	Aptien	Barrémien	Néocomien	Portlandien	Kimméridgien	Oxfordien	Dogger	Lias	Trias	Discordance hercynienne	Profondeur finale	
Arcachon 1 Arc 1	825.6.10	25	86	215	330	410	475	-	630	2 125	2 192	2 282	3 231	3 612	-	-	3 650						3 805	
Arès 1	825.4.10	21	60	167	317	340	600	-	658	990	-	1 146	1 578	1 806	1 835	1 898							1 905	
Guagnot 1 Gut 1	825.7.28	23	80	273	790	933	-	-	958	1 550	1 925	2 091	2 757	2 844	3 052	3 148	3 543	4 290	4 394	4 453			4 593	
Guagnot 2 Gut 2	825.7.47	22	85	265	716	778	-	-	846	1 497	1 868	1 991	-	2 661	2 905	3 020	3 072						3 177	
Hourquet 1 Hot 1	825.3.50	20	90	210	-	320	586	-	616	1 005	1 170	1 342	1 563	1 747	1 808	1 921	2 042	2 655	2 757	2 814	3 161	3 338	3 805	
Lavergne-La Teste 4 Lve 4	825.7.51	20	104	280	595	s.c.	-	-	706	1 983	2 092	2 182	3 467	3 972	4 322	4 414								4 507
Le Piquey 1 LPy 1	825.7.15	9	91	153	324	374	574	-	679	1 278	1 549	1 751	2 281	2 598	s.c.	2 760							2 819	
Le Piquey 2 LPy 2	825.7.48	23	96	219	377	488	644	-	769	1 343	1 733	1 853	2 425	2 835	3 224	3 272							3 366	
Verdalle 1 Vee 1	825.8.11	8	64	188	338	s.c.	424	-	512	2 075	2 256	2 368	-	2 615	2 792	2 826								2 922

Nota : les cotes représentent la profondeur du toit de l'étage,
s.c. = série compréhensive ; - = lacune

Lias inférieur à moyen

Cet ensemble à dominante évaporitique, surmonté par des calcaires micritiques et des argiles dolomitiques beige sombre à oolites rapportés au Sinémurien et au Pliensbachien, est épais de 97 m au forage Les Acacias 1 (4 460 m à 4 557 m), et de 64 m à Hourquet 1 (entre 2 857 m et 2 921 m) où il est constitué de dolomie massive de couleur beige.

Dès le Lias moyen, une sédimentation marine va s'installer en Aquitaine, avec des faciès de plate-forme carbonatée à faible tranche d'eau, témoignant au Lias supérieur d'un milieu largement ouvert aux influences océaniques.

Lias supérieur

Le Toarcien est classiquement représenté par des marnes noires et des calcaires micritiques à argilo-micritiques à la base, surmontés par des calcaires micritiques dolomités. L'épaisseur de ces dépôts atteint 43 m à Hourquet 1 (entre 2 814 m et 2 857 m) et 17 m au forage Les Acacias 1 (entre 4443 m et 4460 m).

Jurassique moyen

Les formations attribuables au Dogger sont constituées de calcaires argilo-micritiques plus ou moins sableux à bioclastes et nombreux filaments, dont l'épaisseur est de 101 m au forage Les Acacias 1 (4342 m à 4 443 m) et de 57 m sur la zone haute à Hourquet 1 (entre 2 757 m et 2 814 m). Ces dépôts constituent pour les pétroliers une partie de la formation des « calcaires à filaments », qui est découpée en plusieurs unités.

Oxfordien

Il débute par la formation des « calcaires à protoglobigérines » constituée de calcaires argilo-micritiques à microfilaments, d'une épaisseur de 46 m à Hourquet 1 et de 27 m au forage Les Acacias 1.

Ces calcaires, attribués à la base de l'Oxfordien, sont surmontés par la formation des « marnes noires à ammonites » représentée par 56 m de marnes gris foncé, esquilleuses, compactes, à rares grains de glauconie dans le forage Hourquet 1, et par 112 m de marnes gris foncé à noires, compactes, dans celui des Acacias 1.

Kimméridgien—Portlandien

- Au cours du **Kimméridgien**, l'Aquitaine subit une intense restructuration avec la naissance du sous-bassin de Parentis, d'axe sensiblement E-W.

Les dépôts de cette période constituent un puissant complexe marno-calcaire montrant la succession lithologique suivante, classique en Aquitaine : — à la base, la formation des « calcaires de Saint-Martin », constituée de 58 m de calcaires argilo-micritiques gris à Hourquet 1 ;

—la formation des « marno-calcaires de Lamarque », représentée dans ce même forage par 67 m de calcaires argilo-micritiques à filonnets de calcite et par 99 m de calcaires micritiques et de marnes alternés. Dans le forage Les Acacias 1, la base du Kimméridgien est représentée par une série compréhensive d'une puissance de 433 m de calcaires micritiques à passées argilo-micritiques beiges à beige foncé, légèrement dolomités, coiffés par des calcaires micritiques de même couleur, légèrement argileux, à passées de marnes noires compactes ;

—la formation des «calcaires à lituolidés», correspondant à 389m de calcaires argilo-micritiques à bioclastes (Hourquet1), 370 m de calcaires argilo-micritiques et 36 m de calcaires micritiques beiges, parfois légèrement dolomités, à veines et veinules d'anhydrite (Les Acacias 1). Le forage Biscarrosse-Plage 1 (*) s'est arrêté après 31 m de calcaires micritiques, parfois argileux et sableux, à passées de calcaires plus ou moins dolomitiques, rapportés par les pétroliers à cette même formation.

La faune du Kimméridgien est surtout représentée par des huîtres (*Nanogyra virgula*), des gastéropodes et des lituolidés correspondant aux biozones à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina virguliana*.

• Avec le **Portlandien**, le bassin accuse une évolution régressive responsable du confinement de l'ensemble de l'Aquitaine et du dépôt de dolomies (formation de la « dolomie de Mano ») sur la majeure partie du sous-bassin de Parentis.

Le domaine de plate-forme subtidale est représenté par des biomicrites graveleuses, parfois oolitiques, à gastéropodes, coprolites de crustacés, débris de lamellibranches et ostracodes, à pseudocyclammines, *Trocholina elongata*, *Anchispirocyclus* sp., *Clypeina jurassica*.

La diagenèse a fortement affecté cette série qui comprend de nombreux bancs de dolomie azoïque. Au Nord, dans le forage Hourquet 1, la formation de Mano est représentée par 9 m de dolomie anédrique grise et brune, légèrement argileuse; 70m de calcaires micritiques à argilo-micritiques gris-beige, légèrement dolomités ; 25 m de dolomie anédrique gris-beige et brune renfermant une passée de calcaires micritiques gris à gris-beige ; et enfin 17 m de calcaire micritique beige légèrement dolomitisé et bioclastique (characées, ostracodes), à veines de calcite.

Au forage Les Acacias 1, la formation de Mano débute par 60 m de calcaires micritiques beiges à beige clair, légèrement argileux et dolomités, en alternance vers le sommet avec des niveaux d'anhydrite, de dolomie anédrique et d'argile. Au sommet, elle est terminée par 104 m de calcaires micritiques beige clair légèrement dolomités, à *Anchispirocyclus*.

La puissance variable de la formation de Mano semble liée à l'intensité des phénomènes d'érosion subis par le bâti jurassique lors de l'émergence de la fin du Portlandien, ce qui expliquerait son absence dans le forage Biscarrosse-Plage 1, situé au cœur du bassin de Parentis.

(*) Voir log de cet ouvrage in Karnay *et al*, 1992.

Néocomien

Au début du Crétacé, la mer reste cantonnée dans le sous-bassin de Parentis où les forages révèlent une série réduite (Hourquet 1) ou même absente (Les Acacias 1). Dans le forage Biscarrosse-Plage 1, la série, plus complète, débute par 173 m de grès à ciment calcaréo-dolomitique interrompus par des niveaux de calcaires argileux et de dolomies, ainsi que de fins lits d'argiles dolomitiques. La série se poursuit par 174 m d'argiles plus ou moins dolomitiques à lentilles de grès fin à moyen, 138 m de calcaires argileux oolitiques micrograveleux à passées de grès fin à moyen au sommet, puis 88 m de calcaires oolitiques à ciment spathique, coiffés de 87 m de calcaires micritiques compacts, parfois légèrement argileux.

Cette série à faciès purbecko-wealdien, d'une puissance de 660 m à Biscarrosse-Plage 1, se réduit à 113 m dans le forage Hourquet 1 où elle est représentée par 35 m de grès blanc à ciment siliceux, grossiers à conglomératiques, à nombreux granules de quartz hyalin et rose et passées d'argiles noires à gris-beige, esquilleuses et ligniteuses, avec présence de pyrite.

Le reste du Néocomien est constitué par des alternances de grès gris à gris sombre à ciment calcaire ou argileux, fin, souvent ligniteux, et des argiles bariolées parfois calcaires, ainsi que des dolomies sableuses anédriques grises à inclusions d'anhydrite.

Ce sont ces niveaux gréseux du Néocomien qui constituent les réservoirs des gisements de Lavergne—La Teste et de certains niveaux productifs de Cazaux.

Du point de vue biostratigraphique, les dépôts de plate-forme interne sont caractérisés au Berriasien par la présence des foraminifères *Feurillia frequens* et *Pseudotextulariella courtionensis*, des algues dasycladacées *Macroporella embergeri* et *Clypeina jurassica*, associés à des miliolidés, pélicypodes, échinodermes, codiacées ; et pour les faciès plus côtiers, par les ostracodes *Cypridea* aff. *tumescens*, *C. granulosa*, *Bisulcocypris*, aff. *tittoni germanica*, des planorbes et des characées.

Pour la partie supérieure (Valanginien—Hauterivien), les dépôts de plate-forme interne ont fourni *Choffatella decipiens*, quelques ostracodes, gastéropodes et ostracées; les dépôts de bordure (estran), *Macrodentina* aff. *mediotriata*, *Cypridea* cf. *granulosa*, *C.* aff. *brevirostrata* ; et *Fabanella* cf. *polita*, *Perimneste horrida*, *Clavator harrisi*, *Darwinulina leguminella* pour les dépôts continentaux.

Barrémien

Le Barrémien marque une nouvelle étape de la transgression amorcée dès le Valanginien et recouvre en discordance des terrains néocomiens et jurassiques (par exemple dans le forage Les Acacias 1). Dans le domaine de mer ouverte, il constitue pour une bonne partie l'assise calcaire sur laquelle vont se déposer les séries argilo-détritiques albo-aptiennes.

Dans le forage Biscarrosse-Plage 1, son épaisseur atteint 575 m, avec des faciès calcaires micrograveleux, oolitiques et micritiques gris-beige, à passées argileuses dolomitiques et de grès blanchâtres à ciment calcaire.

Le forage Les Acacias 1, situé sur la bordure du bassin de Parentis, a recoupé 60 m d'alternances de calcaires micritiques, de grès gris, fins à grossier à ciment calcaréo-dolomitique, et de fines passées d'argiles calcaires.

L'âge des dépôts est déduit de la présence de *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Cuneolina hensoni*, *Palaeodictyoconus cuvillieri*, *Orbitolinopsis* sp., *Neotrocholina* sp., associés à des échinodermes, pélicypodes, algues codiacées (*Permocalculus inopinatus*) et dasycladacées.

Aptien

À l'Aptien, la mer envahit à nouveau les zones qu'elle occupait au Barrémien, en s'étalant de façon progressive. À l'Aptien supérieur, le caractère marin des dépôts s'affirme en relation avec le développement de la subsidence tectonique dans le sous-bassin de Parentis. Le moteur de ce phénomène est assimilé au mouvement relatif senestre des plaques ibérique et européenne précédant l'ouverture du golfe de Gascogne, à l'origine d'une tectonique en transtension responsable de l'apparition de grabens à forte subsidence.

Au forage Biscarrosse-Plage 1, cette période est représentée par une épaisse série (569 m) d'argiles, de calcaires argileux et de marnes silteuses grises à beiges entrecoupées de niveaux de grès fin à ciment calcaire. Vers le toit, les calcaires argileux sont plus ou moins sableux et glauconieux. Au forage Les Acacias 1, la puissance des dépôts se réduit à 140 m et les faciès marneux verdâtres, tendres, à lentilles de grès fins à moyens gris des 88 premiers mètres, passent vers le sommet à 52 m de calcaires argilo-micritiques gris, légèrement glauconieux, entrecoupés de marnes grises à gris verdâtre ; ces faciès sont caractéristiques de la bordure septentrionale du sous-bassin.

Plus au Nord, sur la marge (forage Arès 1), les faciès sont franchement carbonatés (calcaires sableux, gris et calcaires micrograveleux), parfois dolomitiques.

À l'Aptien inférieur, la faune est constituée de lamellibranches, gastéropodes, échinides et foraminifères : orbitolines, *Choffatella decipiens*, *Conorotalites bartensteini*, *Astacolus tricarinnella*, *Globigerinella duboisi* ; des charophytes (*Atopochara trivolvris*) sont notés dans certains faciès continentaux de la base.

À l'Aptien supérieur, le domaine septentrional, caractérisé par sa faune benthique de faible profondeur, a fourni les foraminifères suivants : miliolles, textulariidés, orbitolines, néotrocholines, *Sabaudia minuta*. En domaine plus profond, la microfaune est essentiellement composée de foraminifères planctoniques : *Globigerinelloides algerianus*, *Biglobigerinella*

sigali, *Globigerinella duboisi*, et de quelques benthiques (*Conorotalites aptiensis*, *Astacolus tricarinella*).

Albien

Les aires d'extension et la paléogéographie de l'Albien sont semblables à celles de l'Aptien supérieur; cependant, le centre du bassin de Parentis enregistre une sédimentation très active, dont le taux est le plus important de son histoire.

Au passage Aptien—Albien (discordance albo-aptienne), le sous-bassin de Parentis se structure véritablement pour acquérir à peu de choses près la forme qu'il possède actuellement (structure de Cazaux, alignement de Lavergne N110). La déformation de l'ensemble anté-Jurassique—Aptien est facilitée et amplifiée par la présence du sel triasique sous la couverture, qui a dû s'accumuler en « coussins » au droit de certaines structures. Toutefois, s'il contribue à la formation des structures, le rôle de l'halocinèse n'est pas fondamental dans la tectonique du bassin de Parentis.

L'Albien correspond à une phase de comblement des fosses constituées lors de la phase de structuration majeure du sous-bassin. Les dépôts évoluent du Nord-Est vers le Sud-Ouest, passant d'un milieu de plate-forme externe carbonatée à une zone de barrière récifale avec un avant-récif correspondant à la zone de pente, puis à un domaine de mer ouverte (fig. 3).

La zone de plate-forme est surtout représentée par des calcaires micritiques sableux, beiges (Hourquet 1), à pellets, bioclastes et nombreux organismes (orbitolines, miliolles, rudistes, gastéropodes, spicules).

La barrière récifale édiflée par des organismes constructeurs (stromatopores, radiolitidés, caprinidés, *Toucasia*, *Cladophyllum*, *Archaeolithothamnium*, *Lithophyllum*), renferme de nombreux bioclastes (orbitolines, miliolidés, ostracodes, échinodermes) et présente un pourcentage notable de micrite avec quelques dolomitisées.

Les dépôts d'avant-récif sont surtout représentés par des calcaires intraclasses, pellétoïdaux et bioclastiques, grossiers, très mal classés, à fragments d'organismes constructeurs. Ces dépôts ont eux aussi subi une forte dolomitisation.

Dans le bassin, dont le cœur est situé à l'Ouest de la feuille, les sédiments sont constitués d'argiles pélagiques à globigérinidés, nannoconidés, épistomines, lagénidés, polymorphinidés, et caractérisés par *Hedbergella planispira*, *Ticinella roberti*, *Gavelinella intermedia*. Ces argiles contiennent de nombreux niveaux détritiques (conglomérats, grès,...) en séquences à granoclassement positif faisant penser à des turbidites.

Les épaisseurs rencontrées en forages sont variables : 651 m (Biscarrosse-Plage 1), 648 m (Les Acacias 1), 221 m (Hourquet 1).

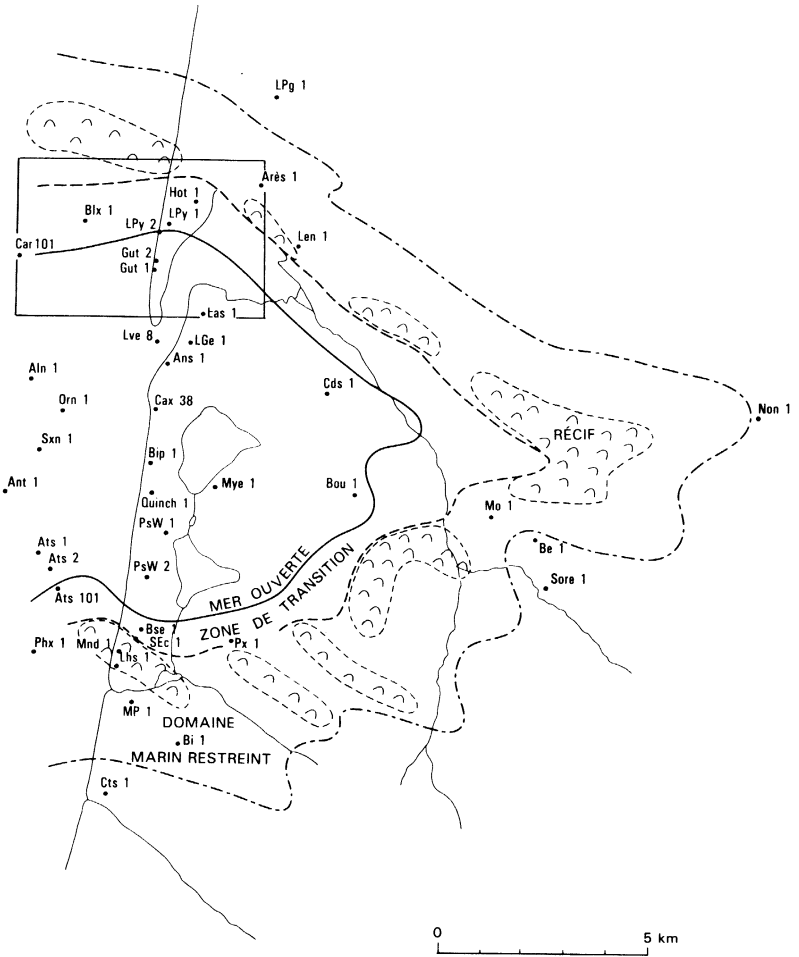


Fig. 3 - Schéma paléogéographique à l'Albien

Cénomaniens—Turonien—Coniacien—Santonien

Durant cette période, la transgression crétacée s'accroît et la mer recouvre largement les aires jusqu'alors émergées de la partie orientale du Bassin aquitain.

À Biscarrosse-Plage 1, la série débute par 33 m de marnes grises et argiles gris sombre à lentilles gréseuses, et se poursuit par 50 m de calcaires argileux finement sableux et de marnes grises.

Dans le forage Les Acacias 1, elle est représentée par 39 m d'alternances de calcaires à silex et d'argiles conglomératiques à éléments allochtones (grès ferrugineux, calcaires à organismes constructeurs, sidérose, pyrite), des calcaires argilo-micritiques coiffant cette série avec une puissance de 82 m.

Au Nord, le forage Hourquet 1 a recoupé 82 m de grès beiges à jaunâtres, grossiers à conglomératiques, à ciment dolomitique ; puis 20 m de calcaires fins beige clair, glauconieux, bioclastiques ; 72 m de calcaires argilo-micritiques gris et gris-beige ; 85 m de calcaires argilo-micritiques gris-beige légèrement silicifiés ; et enfin 80 m de calcaires argilo-micritiques à chailles brunes et beiges.

D'une manière générale, les associations de foraminifères sont caractérisées au Cénomaniens :

- en milieu néritique de plate-forme, par les grandes orbitolines, *Paratricholina*, *Praealveolina*, *Ovalveolina*, *Nezzazata*, *Nummoloculina* ;
- en milieu pélagique, par les planctoniques (*Rotalipora*, *Thalmaninella*, *Hedbergella*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. gibba*).

Au Turonien, le milieu pélagique est caractérisé par *Praeglobotruncana helvetica* et *Globotruncana coronata* ; au Sénonien inférieur, par *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *G. coronata*, *G. concavata*, *G. sigali*, *G. angusticarinata*, tandis que le domaine de plate-forme est représenté par *Rotalia gr. skourensis-reicheli*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispanica*, *Reticulinella* sp.

Campanien-Maastrichtien

Au Sénonien supérieur, le maximum de transgression est atteint dès la fin du Campanien ; la régression fini-crétacée s'amorce pour se développer durant le Maastrichtien. Cette régression va être suivie d'érosions, en particulier sur la zone de Biscarrosse-Plage 1 à l'extrême Sud de la feuille La Teste.

Dans le forage Les Acacias 1, la série atteint une puissance de 1530 m de faciès carbonatés : à la base, 717 m de calcaires silico-micritiques gris ; puis 189 m de calcaires argilo-micritiques gris à rares chailles ; 199 m de calcaires micritiques blancs à pellets et bioclastes (orbitoïdés, bryozoaires, textularioidés, radiolaires), légèrement dolomités et glauconieux, tendres, à nombreux rognons de silex bruns et blancs et chailles gris bleuté ; et enfin 90 m

de calcaires micritiques plus ou moins dolomités et de dolomies anédriques beiges à blanchâtres, légèrement glauconieuses, entrecoupés de rares niveaux marneux à *Orbitoides media*.

Plus au Nord (Hourquet 1), la série se réduit à 389 m avec des faciès de bordure : 165 m de calcaires argilo-micritiques gris-beige, plus ou moins calcifiés, à quartz et bioclastes ; 160 m de calcaires plus ou moins dolomitiques, sableux, bioclastiques, à chailles et dolomies beiges à silex ; et 64 m de calcaires sableux bioclastiques, à *Lepidorbitoides* et *Siderolites vidali*.

La base, correspondant au Campanien, est caractérisée par la présence en milieu néritique de *Cibicides beaumontianus*, et en milieu pélagique de *Globotruncana stuartiformis*, *G. lapparenti*, *G. elevata*, *G. arca*, *G. calcarata*, *Heterohelix globosa*, *Bolivinoides decoratus*.

Pour le Maastrichtien, les foraminifères caractéristiques sont les suivants :

—en milieu néritique épicontinental, *Orbitoides media*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *S. vidali*, *Pseudorbitolina marthae*, *Fallotia jacquoti*, *Clypeorbis mamillata* ;

—en milieu pélagique, *Globotruncana stuarti*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Trinitella scotti*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Pseudotextularia varians*, *Bolivinoides draco*.

Paléocène

Après la régression fini-crétacée, le Paléocène n'est présent que dans le forage Biscarrosse-Plage 1 sous forme d'argiles noirâtres à lentilles gréseuses et de calcaires et marnes gris verdâtre, sur une épaisseur totale de 92 m.

Le Paléocène inférieur a fourni *Globorotalia compressa*, *G. angulata*, *Globigerina daubjergensis* en domaine de mer ouverte, et des fragments de polyptères et d'algues (dasycladacées, mélobésiées) en domaine de plate-forme.

Le Paléocène supérieur est caractérisé par *Globorotalia velascoensis*, *Alveolina primaeva* et *Fallotella alavensis*.

Éocène inférieur

L'Éocène inférieur marque le retour à un régime marin avec une sédimentation de plate-forme carbonatée (calcaires sableux bioclastiques à Hourquet 1 ; calcaires micritiques et dolomies aux Acacias 1) passant, vers le Sud-Ouest et l'Ouest, à des calcaires argilo-micritiques plus ou moins sableux alternant avec des marnes grises à gris verdâtre (Biscarrosse-Plage 1), ou des argiles calcaires et marnes gris-vert à beiges et des marnes bariolées (Orion 1) pour les dépôts de mer ouverte.

Dans les faciès de plate-forme, l'Éocène inférieur contient des petites nummulites, avec *Nummulites exilis*, *N. globulus*, *N. planulatus*, *N. leupoldi*, *N. burdigalensis*, *N. praelaevigatus*, *N. jacquoti*, et *Alveolina oblonga*, *A. corbarica*, *Ganella neumanae*, caractéristiques en Médoc. En domaine de mer

ouverte sont représentées les biozones à *Globorotalia subbotinae*, *G. formosa*, *G. aragonensis* et *G. caucasica*.

Éocène moyen à supérieur

Les dépôts de l'Éocène moyen et supérieur, semblables à ceux de l'Éocène inférieur, témoignent d'environnements de mer ouverte et de plate-forme carbonatée. La limite entre les deux domaines passe sensiblement entre le cap Ferret et la bordure nord-est de l'étang de Cazaux.

Au Nord-Est, dans le domaine de plate-forme, après les couches à petites nummulites de l'Éocène inférieur, l'Éocène moyen débute avec l'apparition des premières grandes nummulites (*Nummulites laevigatus*, *N. uroniensis*, *N. aturicus*, *N. crassus*, *N. brongniarti* et, au sommet, les premières *N. striatus*), associées à *Orbitolites complanatus*, *Alveolina elongata*, *Assilina spira*, *Discocyclina sella*, *D. archiaci*, *Asterodiscus stellatus*, etc. La macrofaune est surtout représentée par des échinides (*Eupatagus*, *Echinolampas*, *Conoclypeus*).

À l'Éocène supérieur, les faciès de plate-forme sont caractérisés par *Nummulites striatus*, *N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. chavannesi*, *Chapmanina gasinensis*, *Lituonella douvillei*.

Dans le domaine de mer ouverte, les foraminifères planctoniques restent très abondants à l'Éocène moyen (*Globorotalia bullbrookii*, *G. broedermanni*, *G. spinulosa*, *Globigerina yeguaensis*, « *Globigerinoides* » *higginsi*, *Globigerinatheka index*, *G. kugleri*), tandis que les niveaux de l'Éocène supérieur sont caractérisés par *Globorotalia cocoaensis*, *G. centralis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, etc.

Oligocène

- Durant l'**Oligocène inférieur** (Stampien), le domaine de plate-forme carbonatée se développe tandis que dans le domaine marin se déposent des marnes caractérisées par *Globigerina* gr. *ciperoensis*, *G. venezuelana* et *Bulimina sculptilis*, *Cibicidesperlucidus*, *C. cushmani*, *Bolivina antiqua*, *Uvigerina guayacanensis*, *U. gallowayi*, et surtout *Clavulinoides szaboi*.

Dans le domaine de plate-forme, la microfaune est représentée par *Nummulites vascus*, *N. boucheri*, *N. bouillei*, *N. intermedius*, *Operculina complanata*, des lépidocyclines, des oursins (*Eupatagus ornatus*, *Scutella agassazi*, *S. subtetragona*), des huîtres (*Ostrea gigantea*, *O. radícula*), des algues, des mollusques (*Natica crassatina*, *Strombus auriculatus*, ...) et des polypiers (*Acropora pseudolavandulina*, *Porites oligocenicus*, *P. sp.*, etc.). Les petits foraminifères benthiques ne sont pas rares : *Elphidium poeyanum*, *Rotalia mexicana*, *Halkyardia minima*, *Almaena alavensis*, *A. epistominoides*, de nombreuses miliolites et des ostracodes.

- À l'**Oligocène supérieur** (Chattien), les sédiments les plus courants sont des calcaires sableux à nombreux bioclastes.

La puissance de la série est variable : 975 m à Biscarrosse-Plage 1 pour 137 m aux Acacias 1 et 110 m à Hourquet 1.

Miocène

• **Miocène inférieur.** Dès le début du Miocène, la continentalisation du Bassin aquitain est pratiquement achevée : seule une mer épicontinentale occupe le secteur et régresse rapidement.

Les faciès argilo-sableux de mer ouverte sont caractérisés à l'Aquitainien par une microfaune à *Globigerinoides primordius*, *Globigerina praebulloides*, *G. woodi*, *G. gr. ciperoensis*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia cf. kugleri*, etc. ; et, pour les faciès plus côtiers, *Planulina wuellerstorfi*, *Anomalina gr. alazanensis*, *Nonion boueanum*, *N. dollfusi*, *Ammonia beccarii*, des miogypsinés et des ostracodes. Le Burdigalien correspond à l'association à *Globigerinoides trilobus*, *G. immaturus*, *G. altiapertura* et *G. subquadratus*.

Les faciès de plate-forme sont constitués de dépôts continentaux ponctuels de niveaux à faluns qui matérialisent les allées et venues du rivage marin. De nombreux affleurements ont permis de dresser un inventaire de la microfaune caractéristique de chaque étage : faluns de Saucats (Bernachon, Moulin-de-l'Église), La Brède, Saint-Sever, Saint-Avit, Toulouzette pour l'Aquitainien ; faluns de Saucats et Léognan (Pont-Pourquey) et de Saint-Paul-lès-Dax pour le Burdigalien.

• **Miocène moyen.** Le domaine marin enregistre le dépôt de la formation des Sables verts et de marnes à huîtres, tandis qu'à l'Est, dans le domaine continental, se déposent les dernières molasses (molasses de l'Armagnac).

Dans le domaine marin, les sédiments sont caractérisés par *Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina*, *Orbulina*, *Globorotalia praemenardii*, *G. gr. scitula*, *Cibicides americanus*, *Planulina ariminensis*, et *Cupularia haidingeri*, *Trochopora conica*.

Sur une grande partie des landes de Gascogne, les forages recoupent une formation détritique, essentiellement sableuse, constituant la première séquence majeure de comblement de l'édifice deltaïque landais : la formation des Sables fauves.

• **Miocène supérieur.** Dans le domaine marin se déposent des sables et argiles à passées calcaires caractérisés par l'apparition de *Globorotalia menardii*, *G. cf. puncticulata*, *Dorothyia gibbosa*, *Nonion sol var. magnum*, etc.

En domaine continental, l'Aquitaine développe les faciès de plaine d'inondation (Glaises bigarrées) dans un contexte relativement plat de marécage côtier, avec des accumulations ligniteuses dans les dépressions (lignites type Arjuzanx).

La série miocène atteint 109 m de puissance à Biscarrosse-Plage 1, 164 m aux Acacias 1, et 120 m à Hourquet 1.

Pliocène

Au Pliocène, le domaine landais forme une vaste plaine d'épandage fluviatile où s'accumulent des dépôts détritiques grossiers (de type Arengosse)

de la formation dite des « Gravieres inférieures ». La zone de talus et le domaine marin devaient se situer à l'Est de la feuille, au niveau de Pontenx, suivant une direction subparallèle à la côte actuelle.

Dans le domaine marin vont s'accumuler des argiles sableuses glauconieuses, micacées, à passées graveleuses ou ligniteuses.

TERRAINS AFFLEURANTS

La succession des formations définies plus au Sud sur les feuilles à 1/50000 Lit-et-Mixe et Morcenx (Dubreuilh *et al*, 1991; Capdeville et Dubreuilh, 1990) n'a pas été observée à l'affleurement, sauf celle du Sable des Landes *l.s.* (NF1 et NF2).

Quaternaire et formations superficielles

Pléistocène

NF1 ; NF2. **Pléistocène inférieur (?) à supérieur. Formation du Sable des Landes *l.s.*. Sables fins fluviaux, blanchâtres, à petits granules de quartz hyalin (NF1 : formation de Castets) ; sables hydro-éoliens ferrugineux, jaunâtres (NF2 : Sables des Landes *s.s.*)** (qq. mètres à plus de 25 m). Cette formation sableuse plus ou moins épaisse est constituée à la base (NF1) de sables fins blanchâtres à petits granules de quartz et minéraux lourds abondants. Un léger ciment kaolinique apparaît à la base, à la partie orientale du bassin, près du lieu-dit Le Broustey sur la commune d'Andernos-les-Bains, ainsi que sur celles de Lège et d'Arès où quelques horizons argileux ont été observés en forage.

La partie supérieure éolisée (NF2), correspondant au Sable des Landes *s.s.*, est marquée à la base par une phase de ruissellement intense attestée en morphoscopie par un polissage des grains en milieu aquatique, auquel se surimpose une influence glaciaire.

Un alios de couleur ocre à brune s'observe dans les entailles des ruisseaux ; cette podzolisation, quelquefois plus poussée, donne des grès très durs (appelés «garluche») aux exutoires de la nappe phréatique.

Localement, de petits niveaux organiques, voire des argiles, ont été observés en forages, notamment à proximité du delta de l'Eyre. Les analyses polliniques pratiquées sur ces dépôts organiques ont révélé une flore caractérisée par une forte représentation de conifères dont *Pinus diploxylon* et *Picea*, associés à une importante strate muscinale et herbacée peu caractéristique.

La partie basale (formation de Castets : NF1), de mise en place fluviale, a été attribuée au Pléistocène inférieur (?) car observée sans arrêt majeur de sédimentation avec le toit de la formation d'Onesse définie sur la feuille à 1/50 000 Lit-et-Mixe, plus au Sud, et attribuée au début du Pléistocène inférieur.

Quant à la partie supérieure (Sable des Landes s.s. : NF2), issue du remaniement superficiel de NF1, la découverte de deux pointes à crans solutréennes aux environs de la localité de Sabres a permis à C. Thibault (1970) d'attribuer ce dépôt aux deux derniers stades de la glaciation wurmienne (Würm III et IV).

Holocène

Dya. Édifices dunaires de type parabolique et sables des espaces interdunaire (« lettes »). Les édifices dunaires attribués à cette première phase se rencontrent au Sud de la localité d'Arcachon où ils apparaissent très remaniés et nettement tronqués par le bassin.

En ce qui concerne l'île aux Oiseaux située au cœur de la lagune, l'observation des photographies aériennes conduit à envisager sa partie interne comme un témoin de cette phase d'éolisation, préservé lors de l'évolution du bassin dont l'origine pourrait être comparable à la formation des étangs, l'écoulement des eaux de l'intérieur étant freiné par le cordon de dunes.

Les différentes observations réalisées sur l'ensemble des édifices dunaires de la façade atlantique conduisent à situer l'édification de ce premier système au cours des âges du cuivre et du bronze, pendant la période subboréale.

Sur la feuille à 1/50 000 Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer, ces dépôts sableux sont compris entre deux horizons tourbeux datés par ^{14}C entre $5\ 100 \pm 90$ ans B.P. et $3\ 000 \pm 90$ ans B.P. (Dubreuilh et Marionnaud, 1972).

Dyb ; Dyc ; Dvd ; Dyb-d. Complexe dunaire constitué de trois générations d'édifices, et sables des espaces interdunaires. Les trois systèmes dunaires, localement bien individualisés, sont du plus ancien au plus récent :

- Dyb : de puissantes barkhanes adossées aux édifices paraboliques responsables de la formation des étangs (Dya) ;
- Dyc : un ensemble de petites dunes de type parabolique fortement remaniées (épisode discret) ;
- Dyd : une autre génération de dunes transversales à crêtes barkhanoïdes qui transgressent et remanient fortement les petites dunes de type Dyc.

Les trois systèmes ne peuvent cependant être toujours individualisés de manière précise sur le territoire couvert par cette feuille (d'où la notation compréhensive Dyb-d). Néanmoins, l'ensemble a dû être conservé dans un souci d'homogénéité à l'échelle de la façade atlantique.

En ce qui concerne l'âge des éolisations, l'édification des premières barkhanes (Dyb) a pu débuter selon les secteurs entre 3 000 et 2 900 ans B.P., pour se poursuivre jusqu'au 13^e siècle, le bref épisode responsable des formes paraboliques se situant entre le 13^e et le 17^e siècle ; les dunes transversales à crêtes barkhanoïdes, les plus récentes, semblables à celles de Soulac, se sont constituées entre le 17^e et le 19^e siècle.

Fy-z. Alluvions récentes, Sables micacés et argiles tourbeuses et silteuses grises (quelques mètres). Ces alluvions récentes sont constituées de sables et d'argiles sableuses grises à bleuâtres, à débris végétaux abondants et passées tourbeuses décimétriques. La phase argileuse est dominée par les minéraux micacés. Le résidu sporo-pollinique montre une flore attribuable à la période postglaciaire.

Dza ; Dzb. Sables de plage et dunes actuelles de la côte atlantique. Le cordon dunaire actuel (Dzb) constitue une frange de quelques centaines de mètres de large, le long du littoral atlantique. Ces sables à débris coquilliers abondants, légèrement carbonatés, sont en majeure partie représentés par des éléments de la taille des arénites.

Les dépôts détritiques de plages (Dza) sont souvent plus grossiers, et aux sables coquilliers s'ajoute une fraction de sables grossiers et de graviers issus du remaniement des formations graveleuses déposées sur le plateau continental.

La côte atlantique comprend, de l'extérieur vers l'intérieur plusieurs domaines : la zone de déferlement des vagues, les baïnes ou runnels, la plage et la dune vive, la lette et la forêt.

La plage se subdivise en deux bandes parallèles : l'avant-plage ou front de plage et l'arrière-plage, séparées par une crête appelée berme. Vers l'intérieur, la dune protège une zone de transition couverte d'une végétation fruste (xéro- et halophile) résistant aux embruns : la lette.

Les barres de déferlement isolent une dépression (ou « runnel »), localement appelée « baïne », visible à marée basse, dans laquelle se manifeste de puissants courants lors du flot.

La zone du jet de rive (ou de « swash ») est modelée par un écoulement torrentiel à chaque lame ; elle est caractérisée par des lits plans à linéations primaires de courant et de petits galets en arrière desquels se forment des figures de courant en queue de comète.

Les mégarides de bas de plage sont formées de feuillets progradants (ou « foresets ») orientés vers le continent. Les structures bidirectionnelles que l'on peut y voir parfois sont dues au ressac. Des rides de vidange s'y superposent.

Au niveau de la berme, les sables de l'avant-plage, à stratification parallèle inclinée vers la mer, reposent sur un niveau de troncature des dépôts antérieurs.

L'arrière-plage comprend l'arrière-berme formée par accréation de lits plans pentés vers la dune, et une dépression occupée par un runnel (« runnel de back schorre »). Les rides sont orientées dans le sens de la vidange du runnel.

Au pied de la dune, la partie haute de la plage repose en discordance sur des dépôts holocènes d'origine palustre par l'intermédiaire d'un biseau d'érosion.

Les plages du littoral océanique landais possèdent des associations végétales auxquelles sont liées des faunes d'insectes spécifiques. Selon la topographie, on distingue à ce point de vue, de la forêt vers la mer, 5 zones :

- zone I, lette ou lède à *Helichrysum staechas* : *helychrysetum* ;
- zones II et III, zones dunaires à *Psamma (= Ammophilum) arenaria* : *ammophiletum* ;
- zone IV, plage herbeuse à *Agropyrum* : *agropyretum* ;
- zone V, plage nue.

La faune est principalement composée de coléoptères prédateurs, errants ou liés à de petits biotopes précis (végétaux, épaves, laisses, etc).

UNITÉS BIOSÉDIMENTAIRES DU BASSIN D'ARCACHON ET SÉDIMENTS DÉPOSÉS SUR LE PLATEAU CONTINENTAL

Les paysages du bassin d'Arcachon et de la portion de côte océanique concernée par le domaine cartographié, s'organisent en environnements sédimentaires et en biotopes. Les environnements sédimentaires constituent les ensembles majeurs. Les biotopes sont des sous-ensembles de ces environnements. Ils sont définis par des associations fauniques et floristiques sélectionnées par les facteurs qui régissent le milieu (granulométrie, teneur en pélites, courants de marée, houle, salinité, température, agitation et turbidité des eaux, émergence, sécheresse, etc.).

Les unités biosédimentaires correspondant aux sédiments superficiels cartographiés dans les fonds du bassin et la zone côtière proche, sont élaborées sous la double dépendance de l'hydrodynamisme et des caractéristiques hydrologiques qui conditionnent la morphologie du sol, la répartition des sédiments et celle des espèces vivantes.

L'*hydrodynamisme* assure le remaniement fréquent des sédiments et de la faune, au large par la houle de période élevée et de forte amplitude, dans le bassin par les courants de marées les plus puissants. Les remaniements les plus importants ont lieu en hiver ; ils entraînent des fluctuations de grande amplitude dans la distribution spatiale des éléments du fond par une remise en suspension des matériaux et une orientation des structures des sols, principalement des grandes rides d'axe perpendiculaire aux courants de marée ou de houle (houle de Nord-Ouest dominante au large).

Les *caractéristiques hydrologiques* concernent la qualité des eaux du bassin, dont le renouvellement dépend de la pénétration des eaux du large et sont fonction du coefficient des marées, des apports d'eaux douces du continent, des conditions météorologiques (brassages des couches superficielles), des conditions thermiques liées aux saisons, et de la morphologie sous-marine, les bancs de sable freinant considérablement l'action des couches d'eaux profondes.

Treize unités biosédimentaires ont été individualisées.

Unités émergées à basse mer

Ce sont principalement les plages océaniques et les bancs de sables émergents, le replat de marée vaseux ou slikke, les marais maritimes ou schorre, et la zone parhalienne, formant la transition avec le domaine continental.

Le débouché du bassin d'Arcachon sur l'océan se fait par des passes encombrées par les bancs très mobiles du delta de marée.

La partie aval du delta de marée correspond au *delta de jusant*. La passe nord, qui tend à s'ouvrir, isole le banc du Toulinguet formé d'un système de vagues de sables (« sand waves ») accumulées sous l'effet conjoint des houles et des courants de marée. Le banc d'Arguin, dont la morphologie est en perpétuel remaniement, offre un abri providentiel à l'entrée du bassin. La passe sud (ou « tidal inlet »), longtemps seule praticable, longe le pied des dunes du Pilat.

Face au Pilat, au Sud-Ouest d'Arcachon, la partie amont du delta de marée est principalement modelée par les courants de flot (*delta de flot*). Le chenal principal contourne ce corps par l'Ouest, mais un passage étroit et peu profond est aménagé à marée haute le long de la côte. Un système bien structuré de *rides tidales* forme le banc de Bernet, devant Le Moulleau. Des rides sableuses du même type marquent le confluent du chenal du Piquey avec le Teychan. Une partie de ces corps reste immergée à marée basse (SFD).

Dans la zone intertidale, *les mégarides* découvrent à marée basse.

L'alternance de *rides et mégarides sigmoïdes* est caractéristique de l'influence des cycles de marée. La taille des feuilletts progradants (ou « fore-sets ») croît avec le coefficient. Les lits de sédiments fins (sables très fins, silts et matière organique) correspondent aux dépôts d'étales (ou « slack »).

SFD. Sables des platiers et bancs émergents. Ces sédiments sont représentés par des sables fins bien calibrés (médiane 180 à 250 µm). Leur répartition hypsométrique peut varier de + 1,97m à + 3m. Les espèces les plus caractéristiques sont les *Cerastoderma (Cardium) edule* (coques) et *Arenicola marina*. Les teneurs en particules fines apparaissent extrêmement variables suivant les secteurs du bassin. Sur les bancs des passes vivent les *Donax vittatus* et *D. trunculus* (lavagnons).

La zonation verticale des environnements sablo-vaseux (« crassats ») au-dessus des chenaux de marée est la suivante :

- la *slikke* (Massart, 1907, 1908, *in* Amanieu, 1967), qui correspond aux vases de la zone intertidale jusqu'à la cote 3,80 m ;
- la *haute slikke* (Jacquet, 1909, *in* Amanieu, 1967), niveau intermédiaire entre slikke et schorre (3,80 - 4,00 m) où la flore et la faune sont mélangées ;
- le *schorre*, près salé à phanérogames dressées, atteint seulement par les marées de vives-eaux entre les cotes 4,60 et 5,60 m ;
- la *zone parhalienne* (Monod, 1926, *in* Amanieu, 1967), faisant au-dessus des schorres, la transition avec la zone continentale.

La **slikke** est formée d'un certain nombre de faciès et d'une mosaïque de populations (Amanieu, 1967 ; Le Nindre, 1971). On distingue particulièrement dans le bassin, les faciès :

—à *Zostera noltii* (phanérogame) ;

—à *Scrobicularia plana* (lamellibranche) et *Nereis diversicolor* (annélide polychète) ;

—à *Arenicola marina* (annélide polychète). Ces vers annélides vivent dans un terrier en forme de U ; ils ingèrent du sable pour se nourrir de ce qu'il contient et le rejettent sous forme de tortillons à la surface.

On distingue cartographiquement les platiers sablo-vaseux avec parcs à huîtres (PSVP) et les platiers recouverts d'herbiers (PSVH).

PSVP. Platiers sablo-vaseux avec parcs à huîtres, ou sans végétation ni parc. Les platiers sableux et vaseux qui émergent à marée basse, ont été aménagés pour l'ostréiculture en bordure des chenaux, comme c'est le cas notamment à la périphérie de l'île aux Oiseaux.

Quant aux parcs à huîtres, ils ont été représentés de manière schématique à cette échelle, prenant en compte à la fois les zones de captage et les parcs de culture. Étant installés sur les platiers sableux ou sablo-vaseux plus ou moins compacts, leur répartition hypsométrique varie du zéro des marées à + 1,50 m.

La sédimentation fine vaseuse surimposée aux sables fins donne des sédiments riches en eau et en matière organique. Cette augmentation croissante de la fraction fine permet le passage progressif aux sables vaseux à *Nereis diversicolor* et *Scrobicularia plana*. Cette « hypersédimentation », souvent très rapide, est provoquée par une diminution de la vitesse des courants due soit à l'installation d'herbiers, soit à la présence de concessions ostréicoles, soit encore à la mauvaise circulation des eaux dans le fond des chenaux ou des ports (répartition hypsométrique de ces zones entre +2,25 m et + 3,40 m).

PSVH. Platiers sablo-vaseux avec herbiers. Les herbiers de zostères couvrent 7 000 ha, soit la moitié du bassin. Deux espèces dominent : *Zostera noltii* ou petite zostère et *Zostera marina* ou grande zostère. Seule *Zostera noltii*, à feuilles étroites, caractérise strictement la zone intertidale et couvre une grande partie du replat de marée ;

Leur répartition hypsométrique s'étend de + 0,30 m à + 2,80 m. La faune associée est très riche ; entre autres *Littorina littorea* (bigorneau), *Veneropsis (Tapes) decussatus* (palourde), *Carcinus maenas* (crabe enragé).

Les organismes associés aux zostères elles-mêmes se répartissent en espèces *non préférentielles*, qui se fixent sur les zostères et tout autre substrat de la même zone, et espèce *préférentielles*. Ce sont des hydraires, des spongiaires, des ascidies, des pycnogonides, des gastéropodes.

SCH. **Haute slikke, schorre et zone parhalienne.** La slikke sablo-vaseuse et sableuse est séparée par une microfalaise d'une zone plus interne, à végétation halophile de spartines piégeant le sédiment qui constitue la **haute slikke**.

La haute slikke offre quatre faciès principaux :

- faciès à *Spartina maritima*, *S. townsendi* et *Salicornia europea* (phanérogames halophiles dressées) ;
- faciès vaseux à *Corophium volutator* (crustacé amphipode) ;
- faciès à *Bledius spectabilis* (coléoptère), sur sables argileux ;
- faciès des sables poreux à *Bledius arenarius*.

La partie la plus interne de la lagune et le centre de l'île aux Oiseaux sont occupés par des marais à végétation halophile formant le **schorre** (ou marais maritime, « salt marsh »). La zone la plus élevée du banc d'Arguin est également colonisée par une association xérophile appartenant au même milieu.

La microfalaise séparant la haute slikke du schorre renferme surtout des terriers, entre autres des terriers de *Paragnathia formica* (crustacé isopode).

Le schorre héberge une riche faune de mollusques et de crustacés amphipodes. L'épiflore est organisée en associations phanérogamiques :

- puccinieletum : association à *Puccinieta*, vient en contact de la haute slikke ;
- obionetum : à *Obione porrulacoides* ;
- juncetum : à *Juncus maritimus*, souvent colonisé par l'annelide *Nereis diversicolor* et le crustacé *Corophium volutator*.

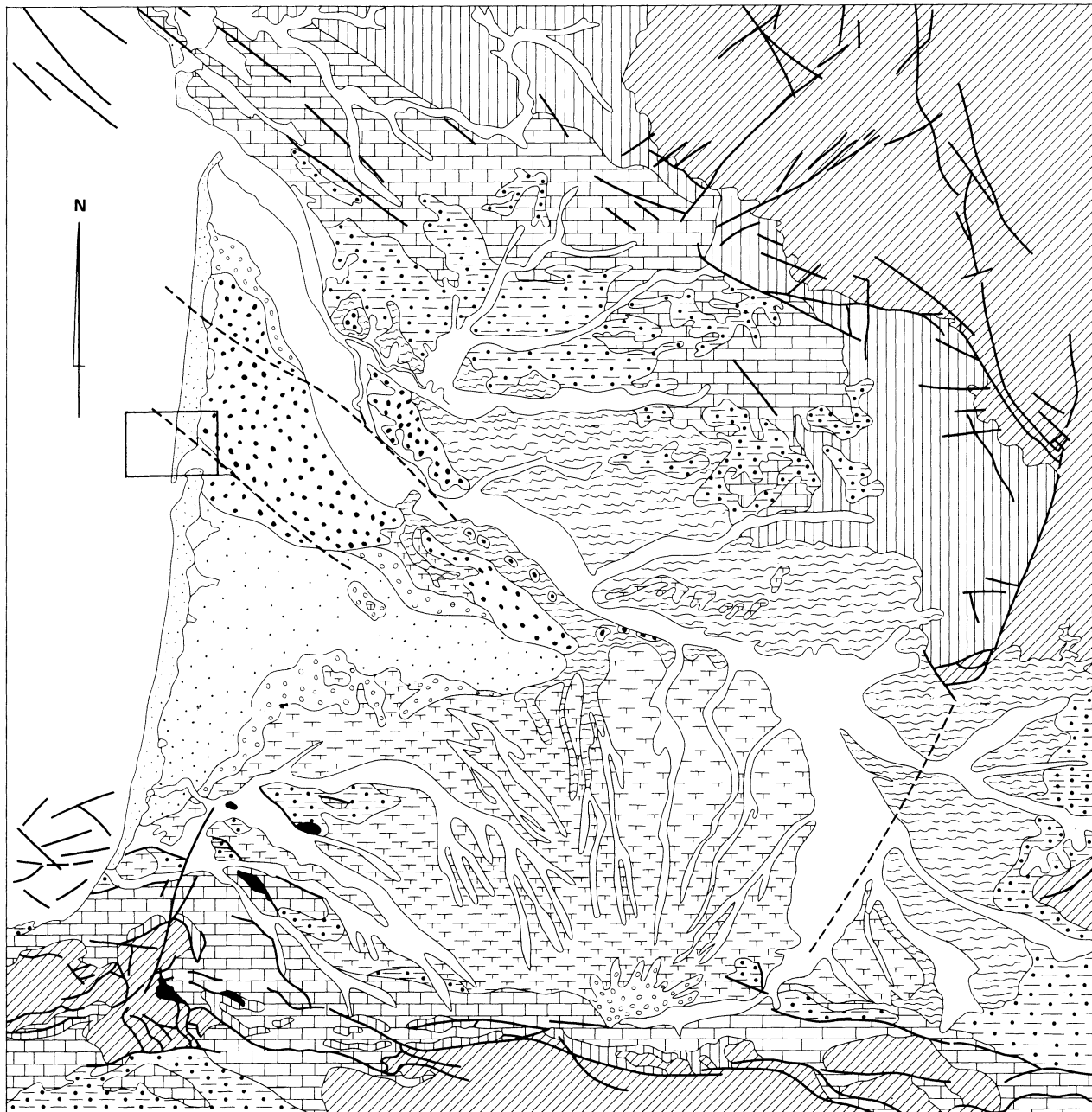
La faune est donc constituée par des animaux supralittoraux à affinités marines (isopodes, amphipodes) qu'on rencontre dans de nombreux abris : bois échoués, laisses à affinités terrestres (insectes, gastéropodes pulmonés). On récolte aussi des animaux n'appartenant pas à la faune marine.

La **zone parhalienne** est habitée par des faunes particulières (myriapodes, gastéropodes pulmonés, crustacés isopodes et amphipodes) et de nombreux animaux continentaux, en particulier des insectes orthoptères. La cote des plus hautes mers et le régime des vents déterminent des migrations saisonnières.

Haute slikke et schorre renferment deux biotopes artificiels que sont les lacs de tonnes et les réservoirs à poissons.

Les *lacs de tonnes* ont été creusés dans les schorres du bassin d'Arcachon pour la chasse au canard. Au nombre de 188 et d'une surface moyenne de 30 ares, ils sont localisés sur les côtes méridionale et orientale, dans la région de Lège et autour de l'île aux Oiseaux.

Ces petites lagunes sont colonisées au printemps par des juvéniles de muges, daurades, bars, anguilles, soles et carrelets qui fréquentent alors les marais maritimes du bassin; ils séjournent à cet endroit un, deux ou trois mois et repartent à la faveur d'une marée haute de vives-eaux vers d'autres zones où ils achèveront leur croissance. Il a été montré que la croissance d'alevins, de bars et de daurades était plus rapide dans les lacs de tonnes que dans les esteyes, et que les biomasses (poids par hectare) étaient aussi plus élevées (Labourg *et al.*, 1985).



0 50 100 150 km

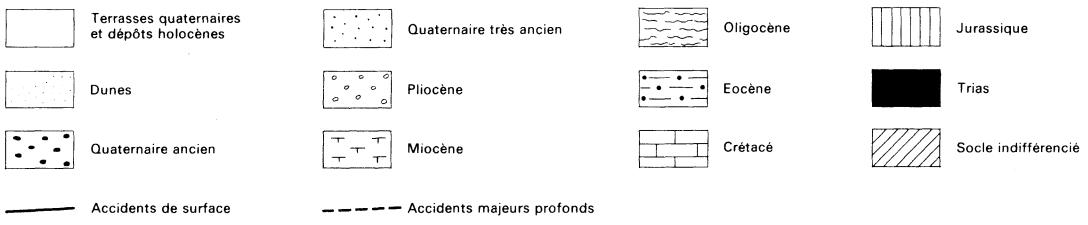


Fig. 2 - Situation géologique

Les réservoirs à poissons du domaine de Certes, où se pratique depuis fort longtemps l'aquaculture de type extensif, hébergent bars, mullets et anguilles. La partie la plus interne de ce dispositif, partiellement asséchée, est convertie en polders.

Ces réservoirs à poissons constituent un exemple de biotope entièrement aménagé dont le bassin d'Arcachon a vu la naissance (Labourg, 1985). Les réservoirs de Certes, de l'Escalopier et de Malprat proviennent de la transformation de marais salants creusés dans des shores endigués de la côte orientale du bassin dès 1764. D'autres furent directement aménagés en réservoirs à poissons.

Les espèces élevées : muges, bars, anguilles, parfois daurades royales, se reproduisent en mer et pénètrent dans ces installations à l'état de juvéniles d'un ou deux ans. Elles y effectuent leur croissance puis sont pêchées et commercialisées étant âgées de 4 à 10 ans. Actuellement, cette pisciculture est encore pratiquée à Audenge, à Biganos et au Teich, jointe à des activités agricoles et cynégétiques.

Dans certains réservoirs où l'on effectue l'élevage agro-piscicole, la protection du milieu a remplacé la chasse : tel est le cas du parc ornithologique du Teich. D'autres domaines ont été transformés en réserve de chasse (et l'activité piscicole a disparu) ou aménagés en campings ou « bases de loisirs ». Certains réservoirs, comme à Arès ou à Andernos, ont été transformés en bassins insubmersibles, permettant à l'ostréiculture de moderniser ses installations à terre ; d'autres, comme à La Vigne, en ports de plaisance en eau profonde. Enfin, des réservoirs sont à l'abandon ou en attente d'aménagements divers, aquacoles ou touristiques.

SFF. Sables alluviaux et deltaïques. Sables plus ou moins ferrugineux sous l'influence des apports d'eaux douces (Eyre et Lège). Le bassin d'Arcachon est alimenté en eau douce par un réseau de ruisseaux qui drainent la plaine des Landes, et d'une rivière, l'Eyre, dont le bassin-versant a une superficie de 2 023 km².

Venant du Sud-Est, ce cours d'eau est susceptible d'un apport non négligeable de sédiments détritiques. Il se jette dans le bassin en formant un delta dont les deux branches encerclent l'île de Malprat. À la pointe nord du bassin, le courant de Lège contribue modestement à l'alimentation terrigène.

Les chenaux alluviaux constituent un réseau en tresses à faibles sinuosités qui serpente entre des marais couverts de roseaux. À marée basse apparaissent des barres longitudinales et transverses à mégarides. La structure interne des mégarides présente des foresets fortement pentés vers l'aval. Le réseau en tresses du système alluvial se raccorde aux chenaux de marées tandis que le marais cède la place aux platiers sablo-vaseux.

À leur débouché dans la lagune, le réseau en tresses du système alluvial est souligné par la couleur rouge des oxydes de fer. Le sable, plus ferrugineux que dans le domaine lagunaire, est aussi plus grossier et hétérométrique.

Les méandres abandonnés du domaine de Certes constituent une relique d'un ancien système alluvial qui se raccordait au chenal d'Audenge comme le montre la carte de C. Masse en 1703.

Ces dépôts sableux roux, colorés par les oxydes de fer de la nappe phréatique, présentent localement une faune à *Arenicola marina* selon le degré de dessalure.

Unités immergées

Bien représentées et caractéristiques au large du bassin, les différentes unités biologiques se dégradent (diminution de la diversité spécifique) au fur et à mesure que l'on pénètre dans la lagune et que les échanges avec l'océan sont plus réduits (Bouchet, 1968). Cette dégradation est variable selon les années, mais le rejet progressif des espèces vivant au large est inexorable. La dégradation des unités biologiques se manifeste de plusieurs façons : disparition ou réapparition brutales, mais éphémères, d'une ou de plusieurs espèces ; diminution du nombre des espèces, puis leur absence totale, selon un gradient W-E. Seules les annélides polychètes sont abondantes, tant en espèces qu'en individus. Ce sont les mollusques et les échinodermes qui sont les plus sensibles.

Les chenaux de marée représentent un tiers de la baie. Les deux principaux présentent des caractéristiques un peu différentes :

—le chenal de Teychan, le plus important, constitue à la fois une voie de pénétration marine et d'écoulement de l'Eyre. Les eaux sont donc soumises à des dessalures périodiques (crués). Le fond est sableux, coquiller. La faune est pauvre ;

—le chenal du Piquey, qui se poursuit par le chenal d'Arès, est beaucoup plus sensible aux influences océaniques malgré une coupure géographique qui se fait au niveau des grands bancs situés au Sud de La Villa-Algérienne et spécialement du banc de Bernet, bancs qui freinent la pénétration des eaux du large.

SFD. Sables dunaires : rides et barres sableuses subtidales. Les chenaux de marée, en domaine subtidal, présentent des mégarides plurimétriques agencées en barres sableuses.

Ces sables, dont la médiane est comprise entre 270 et 320 μm , ont une large répartition dans le bassin et les passes d'entrée où ils sont toujours en relation étroite, voire continue, avec l'unité suivante. Leur émergence est possible aux basses mers de grandes vives-eaux.

Ils sont le support du peuplement de lamellibranches : mactres (*Mactra glauca*), vernies (*Callista [Cytherea] chione*), couteaux (*Solen siliqua*). Poisson caractéristique : la petite vive (*Trachinus vipera*).

SF. Sables fins bien classés. Il s'agit de sables dont la médiane varie de 160 à 200 μm , offrant la plus grande richesse spécifique et la plus forte biomasse

des unités de substrats toujours immergés sans végétation. La teneur en particules fines (vases) varie de 0 à 2 %.

Les différentes espèces rencontrées sont : *Echinocardium cordatum* (oursin des sables), *Ophiura textura*, *Crangon crangon* (crevette grise), avec localement *Chamelea (Venus) gallina* et *Mactra corallina*. Les poissons caractéristiques sont la sole (*Solea solea*) et le rouget (*Mullus surmuletus*).

SV. Sables vaseux. Ces sables fins plus ou moins vaseux ont une médiane comprise entre 47 et 160 μm et une teneur en particules fines de l'ordre de 2 à 15%. La quantité de débris végétaux y est importante, dans le bassin (*Zostera noltii*) principalement. Alors que ces dépôts sont constants dans le bassin, au large ils sont remis en suspension et dispersés lors des tempêtes, et les teneurs en débris de zostères sont faibles ou nulles.

Ces sables sont colonisés essentiellement par une grande variété d'annélides polychètes et par une espèce de mollusque lamelibranche caractéristique (*Abra alba*). Ces sables vaseux sont en fait un faciès de SF.

SMD. Sables moyens dunaires. La médiane des sables oscille entre 250 et 350 μm et ils sont localement colonisés par *Donax vittatus* (donace ou laganon) et *Ammodytes lanceolatus* (lançon ou équille).

Cette unité biosédimentaire, bien représentée sur le talus des plages océaniques et les bancs des passes d'entrée, peut temporairement être émergée aux basses mers de grandes vives-eaux.

SMR. Sables moyens roux du large. Ces sables possèdent une médiane comprise entre 300 et 500 μm et sont colonisés par une faune pauvre et dispersée, dont *Gastrosaccus spinifer* (crustacé), *Nephtys cirrosa* (annélide), *Echinocyanus pusillus* (petit oursin).

La structure du fond est caractérisée par des mégarides de 25 à 30 m de longueur d'onde et 1 m d'amplitude au large et des crêtes orientées N-S. Dans le bassin, elles sont orientées perpendiculairement à l'axe du courant dominant, leur amplitude reste la même. Bien souvent cette unité interfère avec la suivante.

SG. Sables grossiers et fins graviers coquilliers. La médiane se situe entre 500 μm et 2 mm, montrant un sédiment très hétérogène avec présence de coquilles usées. Cette unité, le plus souvent ennoyées par les sables moyens dans le bassin (chenal de Graveyron et cap Ferret), possède un peulement à *Amphioxus* (prochordé) et se trouve toujours liée à l'unité plus grossière (G).

G. Sables grossiers, graviers et galets. La médiane évolue de 500 μm à plusieurs centimètres. On observe la présence de grandes coquilles de mollusques ayant vécu ou vivant dans les sédiments adjacents tels *Venerupis*

(*Tapes*) *rhomboideus*, *Laevicardium crassum*, *Dosinia exoleta*, *Glycymeris glycymeris* (amande de mer), *Pecten maximus* (coquille Saint-Jacques).

Ce sédiment très hétérogène se présente en rides de houle de 2 m de longueur d'onde et de 0,5 m d'amplitude. Les crêtes sont orientées NE-SW au large. Dans le bassin on observe une très forte proportion de sables, sauf dans le chenal du cap Ferret où l'unité est en alternance avec des sables grossiers. Cette faune de mollusques a disparu dans la baie d'Arcachon.

TH. Thanatocénose : accumulation de coquilles de mollusques. Cette unité est constituée de coquilles ayant vécu *in situ*, en particulier *Ostrea edulis* (huître plate), *Gryphea angulata* (huître portugaise) et *Chlamys varia* (pétoncle). L'épifaune est encore relativement abondante quoique en régression. Ces fonds colonisés par les hermelles constituaient le principal substrat aux *Chlamys varia*.

En règle générale, les débris coquilliers sont omniprésents dans le bassin et sont formés de coquilles plus ou moins usées d'espèces ayant vécu sur les bancs de sable ou de vase, ou encore dans les herbiers (*Gibbula*, *Cerastoderma* [*Cardium*] *edule*, *Nassa*, *Venerupis*).

Il faut enfin signaler les **herbiers à grandes zostères** (*Zostera marina*), situés en bas des plages ou des bancs sablo-vaseux. Leur répartition bathymétrique s'étend de +0,30m à -3m. La faune associée est très riche: crevettes roses (*Palaemon*), seiches, poissons nombreux (hippocampes, labres, etc.). Ils forment une nourricière pour de nombreuses espèces du large, seiches en particulier. Ainsi *Sepia fillouxi* pénètre dans le bassin en mars. Les adultes pondent en avril. L'éclosion a lieu en mai-juin. En octobre, les jeunes regagnent le golfe de Gascogne. Les migrations trophiques de *Sepia officinalis* sont plus tardives ; elles arrivent immatures en août, se nourrissent de crabes et autres crustacés et repartent immatures dans le golfe.

DONNÉES STRUCTURALES

Les données structurales de subsurface sont assez abondantes sur tout le territoire des cartes Arcachon et La Teste, grâce aux campagnes de géophysique et aux nombreux forages d'exploration et d'exploitation pétrolière.

La morphologie du toit du Crétacé montre un plongement général vers le Sud-Ouest depuis 500-600 m au niveau du cap Ferret et du Pilat jusqu'à plus de 2 000 m à Biscarrosse-Plage 1 (fig. 4). Toutefois, ce modèle est perturbé par une structuration acquise dès la fin de l'Aptien (discordance albo-aptienne) et reprise à l'Éocène moyen et supérieur lors de la compression pyrénéenne d'orientation N 20 .

Plus à l'Ouest, en mer, le sel va profiter des zones de faiblesse créées par la compression pyrénéenne pour commencer à monter en diapir (zone Alcyan—le Centaure) et poursuivre son ascension jusqu'à la fin du Miocène.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

Évolution du bassin de Parentis

Le sous-sol profond de la feuille Arcachon appartient à la bordure septentrionale du bassin de Parentis.

Au Trias inférieur apparaissent les premiers dépôts détritiques de comblement du bassin d'Aquitaine, qui occupent d'étroits sillons NE-SW limités par des failles synsédimentaires. Durant le Keuper et le début du Lias s'installe une sédimentation chimique, avec dépôts d'évaporites dans les dépressions confinées qui résultent du morçèlement en compartiments du bâti hercynien au cours de l'éirement crustal précédant l'ouverture du golfe de Gascogne (Curnelle, Dubois et Seguin, 1980), et correspondant à la première grande phase de distension en Aquitaine.

Au cours de la deuxième partie du Lias inférieur débute une sédimentation franchement marine : calcaires du Sinémurien et marnes à céphalopodes du Toarcien se déposent pendant une période de calme tectonique relatif.

La plate-forme externe est alors bien établie sur cette partie du bassin durant la suite des temps jurassiques, avec une sédimentation monotone calcaire et marno-calcaire ; elle atteint sa plus grande ouverture sur le large à l'Oxfordien supérieur (marnes à ammonites). Les isopaques, centrées autour du bassin de Parentis, témoignent d'une subsidence plus forte liée aux premiers effets de la seconde phase du rifting dans cette région. Cette organisation se poursuivra durant le Kimméridgien avec des puissances maximales de dépôts.

La fin du Jurassique est marquée par une régression généralisée au cours de laquelle s'installe une sédimentation de type confiné dans les zones déprimées et toujours subsidentes (dolomie de Mano).

Durant le début du Crétacé inférieur (Néocomien), après une émerision complète, une sédimentation peu importante et surtout détritique s'installe à partir de l'érosion des manteaux d'altération du continent émergé à l'Est (faciès purbecko-wealdiens).

La création des bassins tectoniques au Nord des futures Pyrénées et dans cette région des Landes s'affirme de plus en plus sous l'effet de la distension des rifts. La plupart des auteurs s'accordent pour attribuer leur formation à des systèmes de « pull-apart », liés à des failles en décrochement senestre associées à la zone transformante pyrénéenne (Choukroune et Mattauer, 1978 ; Boillot *et al*, 1984).

Le dispositif structural qui paraît le plus probable pour expliquer la répartition des dépôts du Crétacé inférieur dans le bassin de Parentis, est une succession de blocs basculés le long de failles listriques très actives, limitant les longs sillons sédimentaires NW-SE qui fractionnent le secteur. Cette région du bassin d'Aquitaine correspond alors à l'extrémité de la marge passive

sud-armoricaine. Ces sillons sont déjà bien nets dès le Barrémien, époque de sédimentation carbonatée de plate-forme peu profonde, qui se poursuit durant l'Aptien supérieur avec des arrivées détritiques.

C'est à l'Aptien supérieur que se place un bouleversement structural et paléogéographique majeur avec la fin de la phase de rifting et le début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne.

À cette époque et durant l'Albien, une subsidence accrue, associée à une rapide montée du niveau marin général, entraîne une puissante sédimentation de marnes qui ne peut cependant compenser l'enfoncement du plancher du bassin dont la profondeur atteint plus de 2 000 m en son centre vers la fin de l'Albien. Les bordures sont entaillées par de profonds canyons, parfois creusés jusque dans les terrains jurassiques, par où transitent les matériaux détritiques ; ceux-ci s'accumulent au bas des talus en appareils lobés («deep sea fans») séparés par une sédimentation argilo-silteuse à séquences turbiditiques. Autour du bassin (région d'Arcachon notamment) existe une étroite plate-forme calcaire, riche en organismes, dont les rudistes et les stromatopores constituent des édifices récifaux plus ou moins coalescents.

Au Crétacé supérieur, la région devient une marge stable et la mer transgresse très largement les bordures du bassin. À partir du Cénomaniens, des environnements néritiques carbonatés s'installent, bientôt relayés par des calcaires crayo-argileux de plate-forme externe au cours du Turonien et du Sénonien. La fin du Crétacé est marquée par une régression généralisée.

Au début du Tertiaire, le contexte tectonique change pour devenir de type compressif avec les premiers effets de l'orogénèse pyrénéenne. Depuis le Paléocène jusqu'à l'Éocène inférieur, le secteur se trouve à la limite d'une plate-forme carbonatée peu profonde, détritique à la base, et d'un domaine de mer ouverte à sédimentation marneuse dans un bassin subsident à l'Ouest. Cette limite restera presque au même endroit pendant tout le Paléogène.

À partir de l'Éocène moyen, la plate-forme devient de plus en plus étroite. À l'Éocène supérieur, la régression est plus nettement marquée : le domaine continental à sédimentation molassique gagne alors rapidement vers l'Ouest, sauf pendant le Stampien au cours duquel se produit la dernière grande transgression du centre de l'Aquitaine, entraînant le dépôt de calcaires souvent détritiques. Au début du Miocène, il n'y a plus qu'une mer épicontinentale qui occupe le secteur et régresse rapidement.

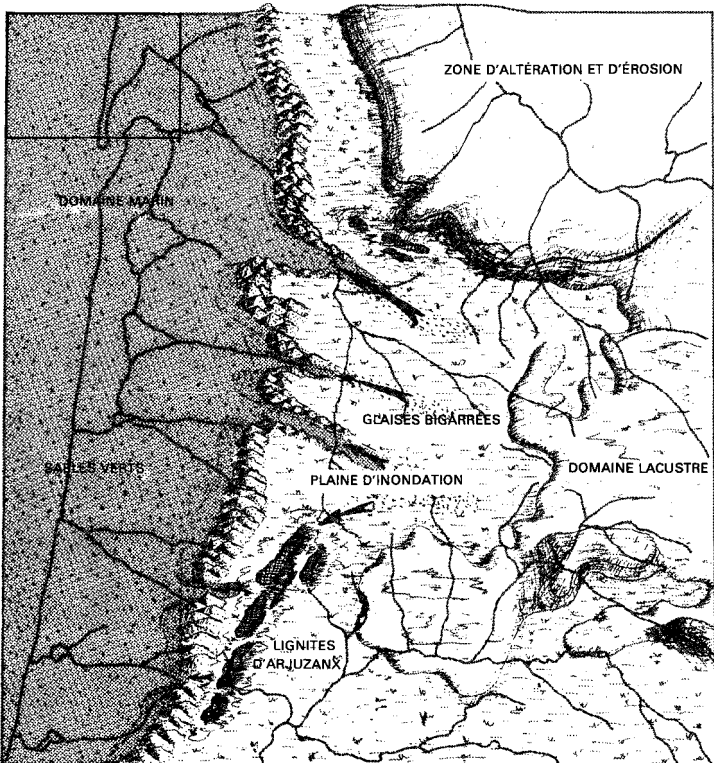
Histoire continentale des landes de Gascogne

- Durant le **Miocène moyen** (Langhien—Serravallien), le maximum de transgression est matérialisée par des faciès de sables glauconieux verdâtres (Sables verts) et des marnes à huîtres. L'extension des influences marines est cependant très difficile à cerner en raison des fluctuations du niveau de la mer qui ont entraîné une altération pédogénétique de ces faciès, postérieurement à leur dépôt (Sables fauves). La limite entre le domaine continental

et le domaine marin ne peut donc être basée que sur l'altération ou la non-altération des séries sableuses.

La zone terrestre soumise à la pédogenèse est repoussée très loin vers l'Est des terres, autour d'un golfe central situé dans la région de Lectoure, marqué par des faciès de vasières huitres. Quelques îlots légèrement exondés se dessinent à la faveur des zones structurellement hautes, dans la partie du golfe à faible énergie. La zone marine, plus profonde, se situe dans une position proche de la ligne de côte actuelle.

• Au **Miocène supérieur** (Tortonien—Messinien ; fig. 5), le calme relatif qui règne voit le développement de faciès de plaine d'inondation dans un contexte relativement plat de marécage côtier, au cœur du triangle landais, sans que les influences marines soient nettement perceptibles dans la sédimentation.



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 5 - Évolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Miocène terminal**

À l'Est, un secteur surélevé par rapport à la plaine d'épandage accueille des dépôts à tendance molassique et lacustre. À l'Ouest, des faciès fluviaux (Glaises bigarrées) occupent les zones plus basses, tandis que se développent des accumulations ligniteuses dans les dépressions. La progradation des séquences postérieures, à caractère érosif, ne permet pas de définir avec précision l'interface eaux douces—eaux salées, qui devait cependant se situer non loin de la zone figurée en talus. À cette époque, la région d'Arca-chon appartient totalement au domaine marin de bordure, dont la sédimentation est constituée de sables verts glauconieux et d'argiles carbonatées.

• Au **Pliocène** (Plaisancien ; fig. 6), la région landaise reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers. Deux séquences majeures à caractères progradant peuvent être reconnues, localement coiffés par des flèches d'accumulations ligniteuses préfigurant la physionomie de la côte à un temps

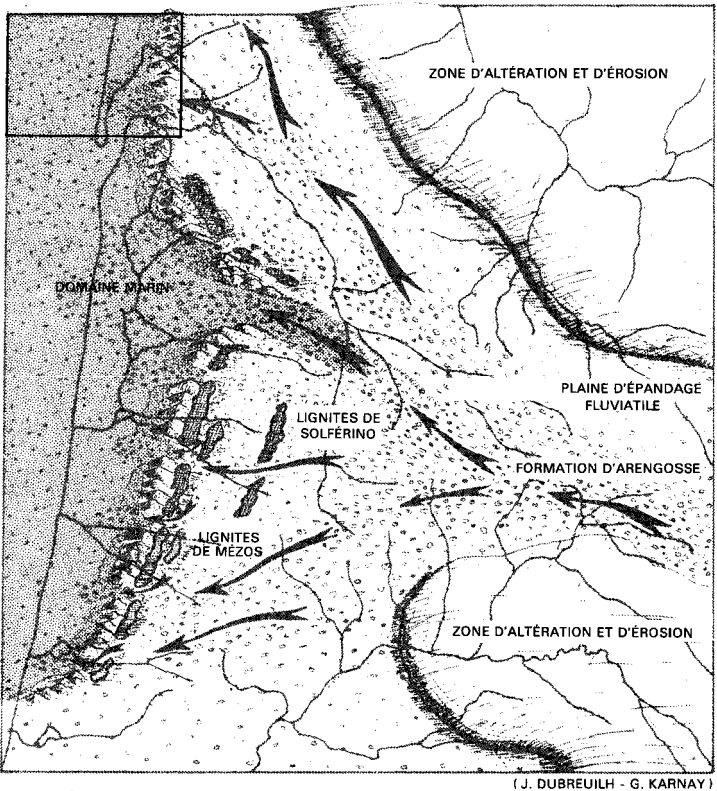


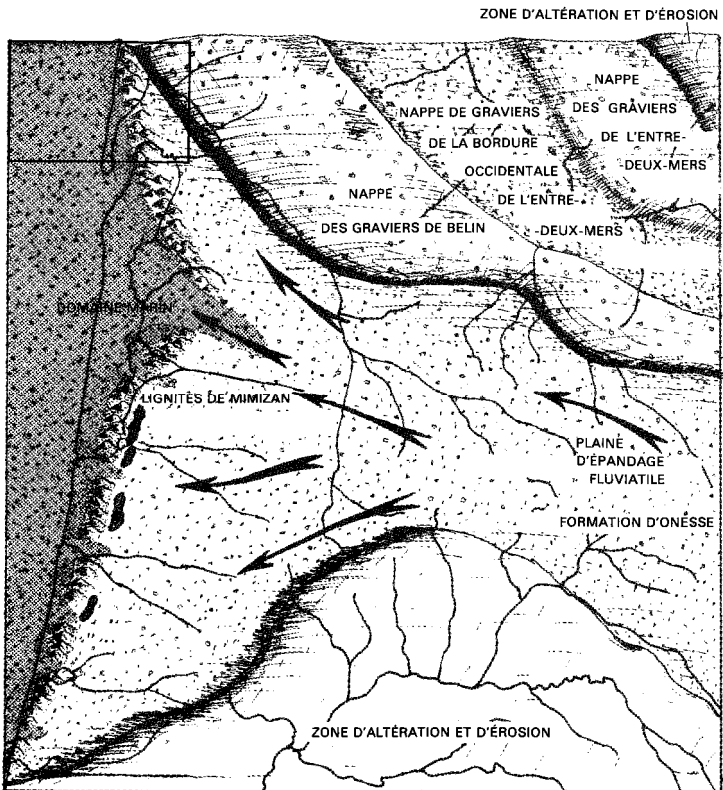
Fig. 6 - Évolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne Pliocène

(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

donné. Ainsi, on trouve les dépôts organiques de la région de Solférino, puis ceux de Mézos plus à l'Ouest. Un émissaire majeur, orienté sensiblement SE-NW, débouche aux environs de Parentis. La zone de talus et le domaine marin devaient se situer à cette époque à l'Est de la côte actuelle.

La rectitude des flèches ligniteuses et leur parallélisme par rapport à la côte actuelle laissent à penser que le domaine marin devait se situer à peu de distance. À cette époque, la partie orientale du bassin est gagnée au domaine terrestre par la sédimentation détritique.

- Au **Quaternaire ancien** (fig. 7), l'ultime comblement des régions des Landes et du Médoc intervient avec différents épandages, selon un mouvement en éventail balayant l'Ouest et le Nord-Ouest de la région nord-aquitaine.



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

Fig. 7 - Évolution paléogéographique schématique du comblement récent des Landes de Gascogne Quaternaire ancien anté-glaciaire

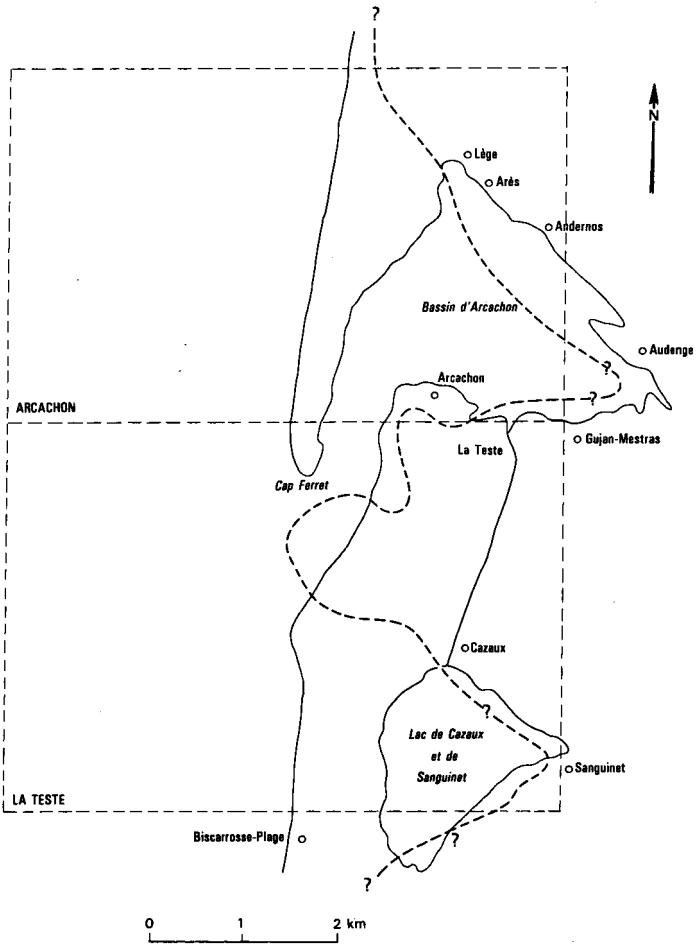
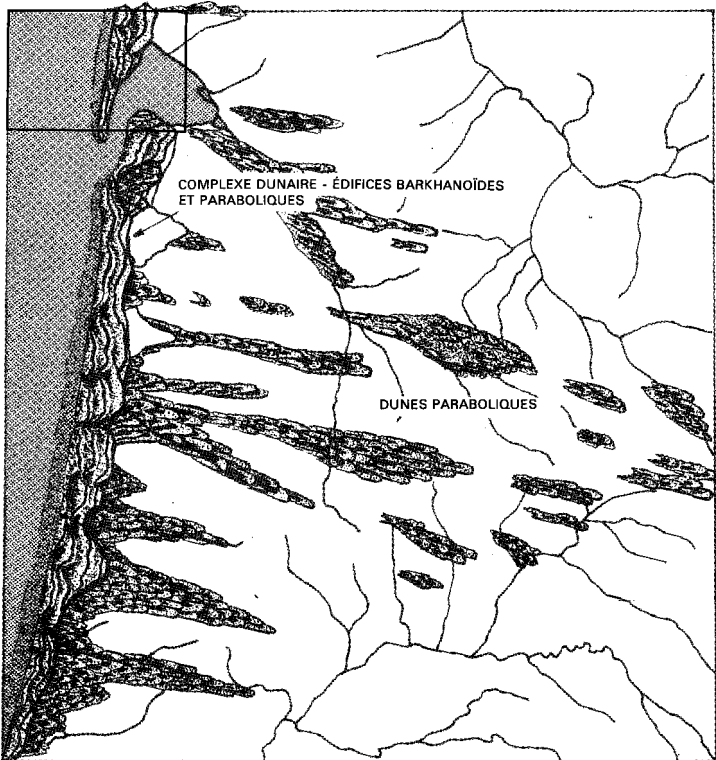


Fig. 8 - Limite d'extension maximale de la mer au Flandrien

Alors que la formation d'Onesse achève le comblement de la partie landaise, la région d'Arcachon est pratiquement continentale et l'émissaire principal est rejeté peu à peu vers le Médoc dont il entame le comblement avec les « nappes de graviers » de la région de Belin, de l'Entre-deux-Mers, de la partie orientale du Bourgeais et du Blayais. Un dernier épisode, conservé à la partie occidentale de l'Entre-deux-Mers, occupait approximativement l'emprise géographique des terrasses étagées du réseau structuré postérieur de la Garonne et de la Dordogne, achevant la mise hors d'eau de cette région. C'est au cours des phases glaciaires qui suivirent que le réseau structuré entamât profondément ces deux derniers épandages.

Pendant le même temps, la région landaise est soumise à des phénomènes glaciaires, puis à un ruissellement et une éolisation intenses, avec le dépôt de la formation de Castets éolisée par la suite au Würm récent et donnant le *Sable des Landes* s.s.

- Au cours de l'**Holocène**, après la remontée flandrienne (fig. 8), s'édifient les différents systèmes dunaires de la façade atlantique (fig. 9), lui donnant la physionomie que nous lui connaissons aujourd'hui.



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 9 - Évolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Holocène**

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols et végétation

Le domaine des landes de Gascogne est recouvert dans sa majeure partie par les sables relativement propres de la formation du *Sable des Landes*, dont les fortes capacités drainantes ont donné naissance, à faible profondeur, à des *sols podzoliques* hydromorphes.

La végétation acidifiante (fougères, ajoncs, etc.) produit en surface un humus qui, par lessivage, affecte le sol sur une épaisseur de 1 à 2 m, donnant des colorations jaune-ocre à brunes en surface. L'accumulation, sous quelques décimètres à un mètre, des acides humiques et fulviques, donne naissance à un horizon sableux consolidé, de couleur rouille à brune, appelé *alios*. Ces concentrations humo-ferrugineuses, plus riches en hydroxydes de fer, ont une puissance variable qui peut être de l'ordre du mètre. Ce phénomène de podzolisation s'est produit sous climat froid, l'actuel ne permettant pas ce type de podzolisation généralisée.

Les édifices dunaires présentent le plus souvent un sable dénudé, colonisé par des auréoles de végétation où dominent le chardon bleu et l'armoise de Lloyd.

Les intervalles entre les dunes (lèdes ou lettres) sont occupés par une végétation plus importante en fonction de la teneur en eau des sables (petites nappes temporaires), où l'on trouve, à côté des pins rabougris ou des saules cendrés, des joncs, des liserons ainsi que la jasionne des sables. L'imposant cordon dunaire colonisé par les oyats présente une flore caractéristique ou domine le plus souvent la linaira à feuille de thym associée à l'euphorbe rampante, ainsi que quelques petites orchidées.

Activités

Outre la forêt domaniale de la bordure atlantique, peu exploitée, quelques domaines agricoles ont une activité céréalière principalement tournée vers la production de maïs.

Le bassin d'Arcachon constitue l'attrait majeur de ce secteur, avec ses activités ostréicole et aquacole, mais surtout sa vocation touristique. L'ostréiculture a entamé son essor à partir du 19^e siècle ; elle assure aujourd'hui la renommée du bassin avec quelque 1800 hectares de parcs à huîtres, où deux variétés sont cultivées : l'huître creuse (huître portugaise) et l'huître plate ou gravette.

Les activités de la pêche et l'élevage des poissons constituent également un atout important dans l'essor du bassin.

RESSOURCES EN EAU

Nappes profondes : ensemble aquifère compréhensif du Crétacé supérieur—Éocène inférieur et moyen—Oligocène

• **Nappe du Crétacé supérieur—Éocène inférieur.** Parmi les nappes aquifères profondes, il existe un complexe hydraulique à grande porosité constitué par les faciès dolomitiques de l'Éocène inférieur et ceux du Crétacé supérieur. Cette nappe est seulement exploitée par quelques forages qui, de plus, utilisent très souvent un multicouche partant du Crétacé et remontant jusqu'aux dépôts de l'Oligocène.

Ces communications entre aquifères existent à l'Est d'une ligne reliant les forages des Quatre-Vents (850-5-2), Cazaux 33 (849-4-9), Les Anguillons (849-3-40), Lavergne 4 (825-7-51), Béquet 1 (849-4-14), Nézer 1 (850-1-34) et Le Teich 2 (850-1-7).

Bien que les captages mixtes ne permettent pas d'approcher avec précision la piézométrie de cette nappe, sa cote altimétrique est supérieure à celle des aquifères du Tertiaire et se situait en 1988, non loin de cette feuille (Audenge), à — 15,60 NGF au forage de Gujan-Mestras—La Hume (849-4-56) et à - 14,60 NGF à celui de La Teste-Cabaret (849-4-57).

Dans ce secteur, les eaux du Crétacé supérieur sont faiblement minéralisées. Le forage des Abatilles—sources Sainte-Anne (827-7-33) alimentant l'usine d'embouteillage, profond de 464,50 m, exploite des eaux de l'Éocène moyen à supérieur à partir de 310m; leur température est de l'ordre de 25° C, et le pH de 7,30, pour un taux de chlorure de l'ordre de 120 mg/l.

C'est un aquifère d'excellentes qualités chimiques et bactériologiques, à perméabilité de fissures, protégé de l'Oligocène aquifère par une vingtaine de mètres de marnes, et de l'aquifère à forte charge de l'Éocène inférieur-Crétacé par 40 m de marnes.

• **Ensemble multicouche du Crétacé supérieur—Oligocène.** Tout le secteur situé à la périphérie du bassin d'Arcachon présente un grand nombre d'ouvrages captant un aquifère allant de l'Oligocène au Crétacé supérieur. Cet aquifère se divise localement en plusieurs nappes superposées, mais des communications verticales et latérales sont le plus souvent enregistrées. À la pointe septentrionale du bassin, l'aquifère oligocène apparaît très localement protégé au mur, tandis que sur le reste du secteur il y a communication directe avec l'Éocène supérieur et localement avec l'Éocène moyen, par l'intermédiaire de calcaires plus ou moins détritiques.

La perméabilité moyenne de cet ensemble multicouche est de l'ordre de 5.10^{-5} m/s.

En ce qui concerne le toit de cet ensemble aquifère, représenté par les formations oligocènes, sa cote évolue de — 130 à — 150 NGF à l'Est du bassin, pour atteindre — 247 à — 265 NGF au droit du secteur du cap Ferret, montant un axe de drainage important avec deux diverticules, l'un nord-est depuis Bordeaux, l'autre sud-est.

Compte tenu de l'absence d'imperméable avec les nappes du Miocène, voire du Plio-Quaternaire, on observe la même distribution de la minéralisation que celle de la nappe qui le surmonte.

Trois zones s'individualisent : un amont oriental à forte communication et circulation descendante où le lessivage est important, auquel correspond une eau bicarbonatée calcique ; une zone de plus faible minéralisation, de moins en moins calcique, plus fortement sodique ; une zone occidentale chlorurée sodique, où se dessine une évolution parallèle à la concentration allant du pôle chloruré calcique à une tendance bicarbonatée sodique.

L'augmentation de la minéralisation ne s'effectue pas seulement grâce à un apport d'ions ClNa , mais également par un apport en ions Ca au départ des alternances marno-calcaires constituant le remplissage de la fosse du cap Ferret.

La transition entre eau douce et eau salée s'effectue au Nord sur la bordure du bassin de Parentis, entre Le Piquey et L'Herbe, de manière brutale, tandis qu'au centre de la dépression subsidente on observe une certaine progressivité dans le passage entre solutions de forte et de faible minéralisation.

Nappes de surface du Mio-Plio-Quaternaire

Cet autre ensemble aquifère, localement isolé du toit de l'Oligocène calcaire ou gréseux, comme à la partie méridionale du bassin d'Arcachon, est constitué de sables argileux, de faluns, de grès et de calcaires gréseux peu consolidés, surmontés par des dépôts sablo-graveleux à intercalations argileuses de taille plurimétrique.

Des sables et des graviers à débris coquilliers constituent, près de la façade atlantique, les témoins des dépôts fluvio-marins consécutifs à la remontée des eaux durant la période flandrienne.

La nappe du Plio-Quaternaire présente localement deux horizons aquifères, distincts tant par leurs propriétés hydrauliques que par la composition chimique de l'eau. Le niveau supérieur est constitué par les sables éoliens dunaires et les dépôts sablo-graveleux coquilliers de la période flandrienne, alors que le niveau inférieur est représenté par les dépôts sableux (Sable des Landes l.s.) et sablo-graveleux (type Arengosse), le plus souvent en communication avec les faluns et sables verts du Miocène.

Alors que les transmissivités liées à l'horizon supérieur apparaissent relativement homogènes, celles de l'horizon inférieur varient assez fortement, marquant les importantes variations de faciès de cet ensemble sous-jacent.

Au Sud de la presqu'île du cap Ferret, les formations graveleuses (de type Arengosse) sont envahies par l'eau de mer jusqu'aux environs de la localité de Piraillan, l'aquifère supérieur renfermant au contraire une nappe d'eau douce (Moussié et Moussié, 1967).

L'aquifère miocène, très hétérogène, localement indépendant, présente une perméabilité médiocre de l'ordre de 2.10^{-5} m/s. Cette nappe est exploitée par de nombreux forages faiblement artésiens à proximité immédiate du bassin.

Eaux de surface

L'Eyre, formée par la réunion de la Grande-Leyre, qui prend naissance entre Solférino et Labrit, et de la Petite-Leyre, dont la source se situe dans la région de Luxey, constitue le principal émissaire débouchant dans le bassin d'Arcachon. Dans leur partie amont, les ruisseaux landais peu encaissés ne peuvent évacuer les volumes importants de pluies hivernales, aussi ils s'encaissent très rapidement vers l'aval, devenant de puissants agents de drainage de la nappe phréatique plio-quaternaire.

Au total, l'Eyre draine un bassin-versant de plus de 2000 km², dont le débit journalier en période de crue peut atteindre 2,5 millions de mètres cubes et 0,7 millions de mètres cubes en période d'étiage (Schoeller, 1964). Ces eaux entament fortement et mobilisent le sable des berges, créant à son arrivée dans le bassin d'Arcachon, par suite de la chute de compétence, un alluvionnement sableux intense qui tend à obstruer son exutoire. Labrid (1967) considère, en prenant en compte l'Eyre, le canal de Lège, le canal de Cazaux et le ruissellement superficiel ajouté à l'écoulement de la nappe phréatique, que c'est 790 millions de mètres cubes d'eau douce qui sont apportés annuellement au bassin.

SUBSTANCES UTILES

L'exploitation des substances utiles est inexistante sur l'emprise de cette feuille ; cependant des indices et des accumulations potentielles de matériaux tels que des sables industriels, des lignites, des tourbes, voire des argiles, sont recoupés par les différents forages.

Argiles

Quelques horizons argileux peu épais existent à faible profondeur sous la formation du Sable des Landes *s.s.* près de la limite orientale de la feuille ; ils appartiennent au toit de la nappe des « Gravieres de Belin » (*cf.* fig. 6).

Ces argiles sont utilisées notamment au lieu-dit Touléron, sur la commune de Listrac (feuille Saint-Laurent-et-Benon) pour la fabrication de grès rustiques. Il s'agit d'argiles gris bleuté, silteuses, micacées, comparables à celles de la commune de Sadirac, région de l'Entre-deux-Mers.

Les quelques analyses chimiques pratiquées sur ces argiles montrent une phase siliceuse (SiO₂) comprise entre 70 et 80 % et une teneur en alumine (Al₂O₃) de l'ordre de 12 à 18%.

Le taux d'alcalins et d'alcalino-terreux varie de 7 à 9 % en moyenne et la perte au feu oscille entre 3,20 et 6,5 %.

Tourbes

Quelques indices de tourbes ont été reconnus dans les forages réalisés à la périphérie du bassin, sur les communes d'Arès et de Lège en particulier.

Il s'agit d'accumulations de tourbes noires récentes, de quelques mètres de puissance, entrecoupées de passées sableuses ou sablo-argileuses grises appartenant à la formation du *Sable des Landes* ou aux sables éoliens de la période holocène.

Lignites

Des horizons ligniteux ont été reconnus en forage à la partie nord-orientale du bassin ; il semble qu'ils puissent s'aligner suivant une flèche orientée NNW-SSE entre Andernos-les-Bains et le Sud de la commune de Lège.

Trois forages ont recoupé cet horizon : il s'agit de 825-4-14 entre — 23 et — 29 NGF, 825-4-5 et 6 entre - 30 et - 33 NGF, et enfin 825-4-12 et 13 à la cote - 32 NGF.

Sables extra-siliceux

Des sables industriels existent sur le territoire de cette feuille : ils peuvent être exploitables localement à partir de la formation du *Sable des Landes l.s.* à l'Est de la feuille. Les teneurs en silice, assez élevées, se situent entre 97 et 99% dans les fractions 0,4/0,8 et 2,0/2,5 mm.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les premiers restes d'occupation humaine observés sur le territoire de la feuille remontent au Néolithique (4000 à 3 000 B.C.) et au Chalcolithique (2 300 à 1800 B.C.*) avec la découverte d'objets isolés (silex et tessons grossiers) dans les environs de Cazaux, et d'autres vestiges préhistoriques à Arès, Lège et La Teste.

La région des Landes a gardé peu de traces matérielles des occupations anciennes ; cependant, par César (*De Bello Gallico*) et Pline l'Ancien (*Naturalis Historia*), on peut affirmer que la région de La Teste—Arcachon fut occupée par les Boiates, un peu à l'écart des grandes voies de circulation (Bordeaux—Dax et Bordeaux—Toulouse).

Le territoire des Boiates incluait le cours inférieur de l'Eyre et occupait toute la frange littorale depuis Arcachon jusqu'aux environs de l'étang d'Aureilhan au Sud et la bordure du bassin. Ce peuple, avant tout « aquitain », se distinguait nettement des Gaulois par son type physique autant que « par sa langue, ses coutumes et ses lois » (César) et, malgré la subjectivité des propos de César, il existait une réelle différence ethnique et linguistique entre Aquitains et Celtes. Après la conquête romaine, réalisée en 56 B.C. par Publius Craseus, et la répression des révoltes de 39-38 B.C., les peuples des Landes entrèrent dans des cadres administratifs nouveaux dont les traces survivent encore aujourd'hui. Vers 16 B.C. fut créée la province

*B.C. : *Before Christ* (avant Jésus-Christ).

aquitaine, dont trois cités se partageaient les Landes. La cité des Basaboiates regroupait les Boiates et leurs voisins, les Vasates (*cf.* notice 1/50 000 Losse) et son chef-lieu était situé à Boios (actuellement Biganos ?). Sa frontière méridionale avec les Aqueux passait à l'emplacement de Sé, une des stations routières de l'itinéraire d'Antonien (*cf.* notices 1/50000 Mimizan et Biscarrosse) et sa frontière orientale, située à Grouts, la séparait des Agenais.

Aux 5^e et 6^e siècles après J.C., la cité augustéenne des Basaboiates s'est partagée en deux cités nouvelles : Boios, chef-lieu des Boiates, et Cossio (actuellement Bazas), chef-lieu des Vasates.

La « pax romana » a permis l'installation d'une bourgade à Andernos-les-Bains, autour d'une basilique gallo-romaine, entièrement détruite lors des invasions barbares, dont il ne reste plus que les fondations.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le bassin d'Arcachon, dont la petite échancrure sur la façade atlantique est présente dans l'esprit de tous, constitue un lieu privilégié pour les loisirs, la détente et la culture. Sa renommée s'est accrue au fil des décennies, tant du point de vue ostréicole que balnéaire, autour de la ville d'Arcachon et de son port de pêche et de plaisance. Plusieurs atouts majeurs, l'océan et le bassin, mais aussi le climat et la forêt, concourent à lui donner cette notoriété et cet attrait touristique. De nombreux guides ou brochures proposent des itinéraires alliant tourisme et culture.

L'itinéraire proposé débute par la petite station balnéaire et climatique d'Andernos-les-Bains, au Nord-Est du bassin, où l'on peut observer les sables grossiers et les petits graviers de quartz de la formation du Sable des Landes *l.s.* Cette petite bourgade, détruite par les invasions barbares, possède les substructions d'une basilique gallo-romaine, ainsi qu'une église du 12^e siècle.

Après une possible visite des parcs à huîtres, prendre la direction du Nord-Ouest par la D3 conduisant à Arès. Cette commune, érigée en 1851, située à l'extrémité septentrionale du bassin, avec sa croix des marins au large, permet de très agréables promenades par des sentiers pédestres et cyclables en bordure du bassin, où l'on peut observer quelques belles populations de limicoles, de hérons et de canards.

À partir de cette commune, rejoindre la D106 en direction de la pointe du cap Ferret. La route longe la bordure occidentale du bassin où l'on trouve de nombreuses petites stations balnéaires telles que Claouey, Les Jacquets, Petit- et Grand-Piquey, Pirailan, Le Canon, L'Herbe, La Vigne ou Bélisaire.

À l'Ouest, le domaine forestier peuplé de pins maritimes s'ouvre vers les plages océanes dont l'accès est possible de manière pédestre à partir des nombreux garde-feux, qui permettent par ailleurs d'observer les différents systèmes dunaires de la façade atlantique (Dyb à Dyd) ainsi que la dune actuelle (Dzb) qui longe la zone d'estran.

Au départ d'Arès, l'accès à l'océan peut également s'effectuer par la route au départ de la commune de Lège-Cap-Ferret, au Nord du bassin, en prenant la D106 E en direction de la plage du Grand-Crohot à travers les différents systèmes dunaires, et notamment à proximité des grandes barkhanes (Dyb). À partir du Grand-Piquey, une belle vue sur l'île aux Oiseaux, appelée anciennement île de La Teste, s'offre au promeneur alors que, plus au Sud, au Canon, on peut observer les ruines d'une ancienne villa de style néo-mauresque construite vers 1865, dont il ne subsiste que la chapelle.

Après un petit arrêt sur les plages sableuses, la remontée sur Bélisaire s'effectuera par la même route D106 afin de s'embarquer pour une traversée du chenal principal et atteindre la ville d'Arcachon, créée au 19^e siècle. À cette époque, les immenses étendues boisées et la proximité de l'océan en font une station climatique dont les vertus de l'air balsamique sont recommandées par le corps médical.

À partir du milieu du 19^e siècle, la pêche se développe avec des bateaux caractéristiques à fonds plats, les pinasses. Plus tard, ces bateaux apporteront leur tribut à l'ostréiculture, puis enfin à la plaisance. Dans la petite ville d'Arcachon, de nombreuses possibilités s'offrent au promeneur : le parc du casino mauresque, le front de mer, ou même une sortie à l'île aux Oiseaux ou au banc d'Arguin.

Après un séjour agréable dans cette cité, la route de la corniche en direction de Pyla-sur-Mer permettra d'atteindre, au Sud-Ouest, la grande dune barkhane du Pilat, très largement connue hors de nos frontières.

Le retour vers Bordeaux pourra s'effectuer de nouveau par la localité d'Arcachon puis La Hume, Gujan-Mestras et Le Teich, où le magnifique parc ornithologique ne manquera pas d'attirer l'attention des amis de la nature.

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

ALVINERIE J., LATOUCHE C., THIBAUT C. (1965) - Contribution par l'étude des minéraux lourds et argileux à l'interprétation stratigraphique du Quaternaire des Landes méridionales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 123 et *Bull Soc. géol. Fr.* (7), t. VII, p. 456-468.

AMANIEU M. (1967) — Recherches écologiques sur les faunes des plages abritées et des étangs saumâtres du bassin d'Arcachon. Thèse État, Bordeaux, 270 p.

ARBOUILLE D., CUIGNON R., GAYET J. (1985) - Dynamique des barres sableuses intertidales en domaines lagunaires à influence fluviale : delta de l'Eyre. *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, n°39, p. 59-70.

ASTIÉ H., BELLEGARDE R., MOUSSIÉ B., MOUSSIÉ C. (1971) - Évaluation des ressources en eau de la région du bassin d'Arcachon (Gironde). Rapport BRGM 71 SGN 105 AQI

ASTIÉ H., DUBREUILH J. (1977) - L'irrigation du maïs dans les landes de Gascogne : prospection et captage du complexe aquifère superficiel. Colloque national « Les eaux souterraines et l'approvisionnement en eau de la France », Nice, p. 75-88.

BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Paris : Masson édit., 342 p.

BOST J.P. (1981) — Présence humaine dans la Grande-Lande, du deuxième âge du fer à la conquête franque. Actes du colloque de Sabres, 27-29 nov. 1981.

BOUCHET J.M. (1966) — Carte marine des chenaux, bancs de sable et crasats du bassin d'Arcachon. Bordeaux : Féret édit.

BOUCHET J.M. (1968) — Étude océanographique des chenaux du bassin d'Arcachon. Thèse État, Bordeaux, 2 vol., 306 p.

BRÉMONTIER N.T. (1797) - Mémoire sur les dunes et particulièrement sur celles qui se trouvent entre Bayonne et la pointe de Grave, à l'embouchure de la Gironde. Paris : Imp. de la République, 73 p., et Ann. Ponts-et-Chaussées (1833).

CAMPREDON-NEUVILLE E. (1981) - L'évolution des paysages du delta de l'Eyre. *Rev. géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 57, fasc. 1, p. 61-80.

CHOUKROUNE P., MATTAUER H. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne : comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, XX, p. 689-700.

CURNELLE R. (1983) — Évolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 69-89, 16 fig.

CURNELLE R., DUBOIS P., SEGUIN J.C. (1980) - Le bassin d'Aquitaine, substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques. *In* : « Géologie des pays européens: France, Belgique, Luxembourg ». Paris: Dunod édit., p. 231-242.

DAGUIN F. (1948) — L'aquitaine occidentale. *Actualités scient. et industr.* n° 1050, 323 p., 29fig, 7 pl. h.t. Paris : Hermann édit.

DUBOUCHER H. (1978) — Quelques nouvelles trouvailles préhistoriques landaises. *Bull. Soc. de Borda*, Dax, p. 55-64.

DUBREUILH J. (1987) — Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du Nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Thèse État, Bordeaux III, 461 p., 79 fig., 9 tabl., 1 pl. photo, 15 annexes.

DUBREUILH J., MARIONNAUD J.M. (1972) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer (730). Orléans : BRGM, 45 p. Carte géologique par J.M. Marionnaud, J. Dubreuilh (1972).

FENIES H., ALLEN G., FAUGÈRES J.C. (1986) - Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du bassin d'Arcachon (France), *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 39 p. 7-38.

FERRAGNE A., VIGNEAUX M. (1978) - L'ouverture du golfe de Gascogne. Différentes conceptions et connaissances actuelles. *Bull. BRGM*, sect. IV, n° 2, p. 95-142, 15 fig., 1 tabl.

GAYET J., CUIGNON R., FAUGÈRES J.C. (1986) - Caractères morphosédimentaires et processus dynamique dans un delta édifié en milieu lagunaire mésotidal (delta de l'Eyre : bassin d'Arcachon). *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine* n° 39, p. 39-55.

GOTTIS M., PRUD'HOMME R. (1963) - Propos sur la tectonique vivante. Quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec des mouvements tectogénétiques récents. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, t. 100, p. 33-38, 3 fig.

GOURDON-PLATEL N. (1975) - Les alios et les garluches dans le Sable des Landes. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t. V, n° 9-10.

JACQUOT E., RAULIN V. (1874) - Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Introduction et première partie. Mont-de-Marsan : Delaroy édit., 270 p., 1 carte géol.

JACQUOT E., RAULIN V. (1888) - Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Deuxième partie. Mont-de-Marsan : Delaroy édit., p. 271-499, 1 pl. h.t.

KARNAY G., DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille La Teste (849). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par G. Karnay (1992).

KLINGEBIEL A., LEGIGAN P. (1973) - Le modelé pré-pliocène dans le centre du bassin d'Aquitaine. *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, 13, p. 21-29.

LABOURG P.J. (1985) — Écologie et utilisation des zones humides du bassin d'Arcachon. Actes du colloque sur les zones humides du littoral aquitain, Le Teich (sept. 1985), p. 5-28.

LABOURG P.J., CLUS C, LASSERRE G. (1985) - Résultats préliminaires sur la distribution des juvéniles de poissons dans un marais maritime du bassin d'Arcachon. *Oceanol. Acta*, 8, 3, p. 331-341.

LABRID (1967) — Perspectives et avenir de l'ostréiculture dans le bassin d'Arcachon. Inst. biologie marine d'Arcachon.

LATOUCHE C, LEGIGAN P., THIBAUT C. (1974) - Nouvelles données sur le Quaternaire des landes de Gascogne. *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 16, p. 95-120, 15 fig., 2 tabl.

LEGIGAN P. (1970) — Quelques précisions à propos du « Sable des Landes ». *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 116.

LEGIGAN P. (1979) — L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène centraitain. Thèse État, Bordeaux I, 428 p., 100 fig., 9 pl.

LEGIGAN P., LE RIBAUT L. (1974) - Évolution des quartz dans un podzol humo-ferrugineux développé sur le Sable des Landes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, 2 sept. 74.

LE NINDRE Y.M. (1971) — Étude des traces laissées par des invertébrés marins dans les sédiments meubles de la zone intertidale. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, I, 2 vol.

LIEPMANN V. (1980) — Dynamique sédimentaire du bassin des landes de Gascogne (Miocène—Plio-Quaternaire). Thèse 3^e cycle, Bordeaux III, 335 p., 104 fig., 17 pl.

MATHIEU C. (1986) — Histoire géologique du sous-bassin de Parentis. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, p. 33-47, 16 fig.

MOREL P. (1988) — Synthèse sur les zones humides du bassin d'Arcachon. D.E.A., Bordeaux III, U.E.R. « Aménagement et ressources naturelles », 146 p.

MOUSSIE B., MOUSSIE C. (1967) - Les anomalies hydrauliques et hydrochimiques des nappes du Tertiaire au niveau de la basse vallée de l'Eyre (Gironde). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 264, n° 4, p. 560-563, 3 fig.

NEUVILLE E. (1980) - Aménagement du delta de l'Eyre. D.E.A, Bordeaux III, U.E.R. « L'homme et son environnement », 49p.

OH J.K. (1978) — Contribution à l'étude sédimentologique du delta de l'Eyre. Thèse 3^e cycle, Bordeaux.

RAULIN V. (1897) — Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Troisième partie : terrains tertiaires et d'alluvions de la partie occidentale du département. Verdun : Laurent édit. p. 491-674.

ROUSSOT-LAROQUE J. (1981) - Protohistoire de la Grande-Lande. Colloque de Sabres, 27-29 nov. 1981.

SUC J.P., LEGIGAN P., DINIZ F. (1986) - Analyse pollinique de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 40, p. 53-65.

THIBAUT C. (1970) — Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse État, Bordeaux I, 2 t., 814 p.

VATAN A. (1945) — Étude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. 15, p. 657-670.

WINNOCK E. (1973) — Exposé succinct de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XV, n° 1, p. 5-12, 10 fig.

WINNOCK E. (1974) - Le bassin d'Aquitaine. In J. Debelmas : « Géologie de la France ». Paris: Doin édit., t. 1, p. 259-293, fig. 116-138.

Carte géologique de la France à 1/50000

—Feuille *Bis carrosse*, par C. Mazurier, G. Karnay (1992).

—Feuille *La Teste*, par G. Karnay (1992).

—Feuille *Lit-et-Mixe*, par J. Dubreuilh, J.P. Capdeville, J.M. Bouchet (1991).

—Feuille *Losse*, par G. Karnay (1991).

—Feuille *Mimizan*, par G. Karnay (1992).

—Feuille *Morcenx*, par J.P. Capdeville, J. Dubreuilh (1990).

—Feuille *Sabres*, par J. Dubreuilh (1991).

—Feuille *Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer*, par J.M. Marionnaud, J. Dubreuilh (1972).

Rapports de fins de sondages pétroliers

—Arès 1 (Arès 1).

—Arcachon 1 (Arc 1).

—Guagnot 1 et 2 (Gut 1 et 2).

—Hourquet 1 (Hot 1).

—Le Piquey 1 et 2 (LPY 1 et 2).

—Verdalle 1 (Vee 1).

—Lavergne—La Teste 4 (Lve 4).

Atlas géologique du plateau continental aquitain à 1/250000. IGBA-BRGM.

Autres publications consultées

« La Grande-Lande. Histoire naturelle et géographie historique » (colloque de Sabres, 27-29 nov. 1981).

Documentation recueillie au titre du Code minier par l'agence régionale Aquitaine du BRGM.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages exécutés sur le territoire de la feuille. Cette documentation recueillie au titre du Code minier est consultable à l'agence régionale Aquitaine, avenue du Docteur Albert-Schweitzer, 33600 Pessac, par minitel (36 28 00 03 GÉOBANQUE), ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

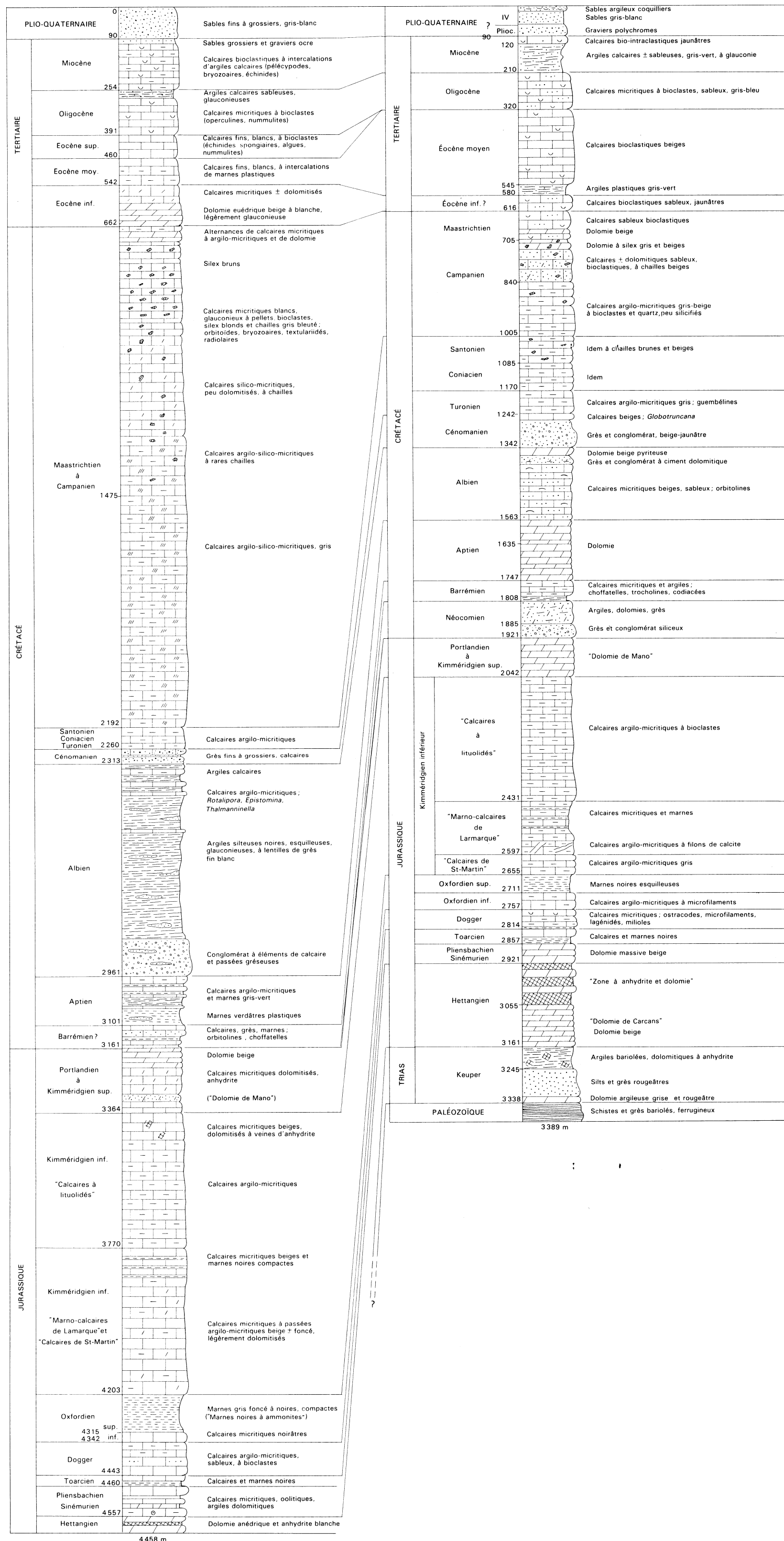
Cette notice a été rédigée en 1990 par Jacques DUBREUILH, ingénieur géologue au BRGM (Service géologique national), avec la collaboration de :

—G. KARNAY, ingénieur géologue au BRGM (agence régionale Aquitaine), pour les terrains non affleurants ;

—J.M. BOUCHET, directeur de recherche au CNRS (institut universitaire de biologie marine d'Arcachon) et Y. LE NINDRE, ingénieur géologue au BRGM (Service géologique national), pour les platiers et les unités biosédimentaires immergées du bassin d'Arcachon.

Les Acacias
(Las 1)

Hourquet 1
(Hot 1)



4458 m

3389 m