

BISCARROSSE

La carte géologique à 1/50 000
BISCARROSSE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : LA TESTE-DE-BUCH (N° 191)
au sud : SORE-CONTIS-LES-BAINS (N° 203)

	La Teste	Belin
	BISCARROSSE	Parentis- en-Born
	Mimizan	Sabres

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BISCARROSSE

par
G. KARNAY



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

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

par

G. KARNAY

1992

Éditions du BRGM – BP 6009 – ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

– *pour la carte* : MAZURIER C., KARNAY G. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Biscarrosse** (873) – Orléans : BRGM. Notice explicative par G. KARNAY (1992), 38 p.

– *pour la notice* : KARNAY G. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Biscarrosse** (873) – Orléans : BRGM, 38 p. Carte géologique par C. MAZURIER, G. KARNAY (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 : 2-7159-1873-9

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	6
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	17
<i>UNITÉS BIOSÉDIMENTAIRES DÉPOSÉES SUR LE PLATEAU CONTINENTAL</i>	22
DONNÉES STRUCTURALES	22
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	24
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	30
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	30
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	31
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	32
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	33
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	34
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	34
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE</i>	34
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	35
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES</i>	38
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	38
AUTEUR	38
ANNEXE 1 : LOG DU FORAGE PARENTIS-OUEST 2	
ANNEXE 2 : COUPE SCHEMATIQUE N-S DU BASSIN DE PARENTIS	

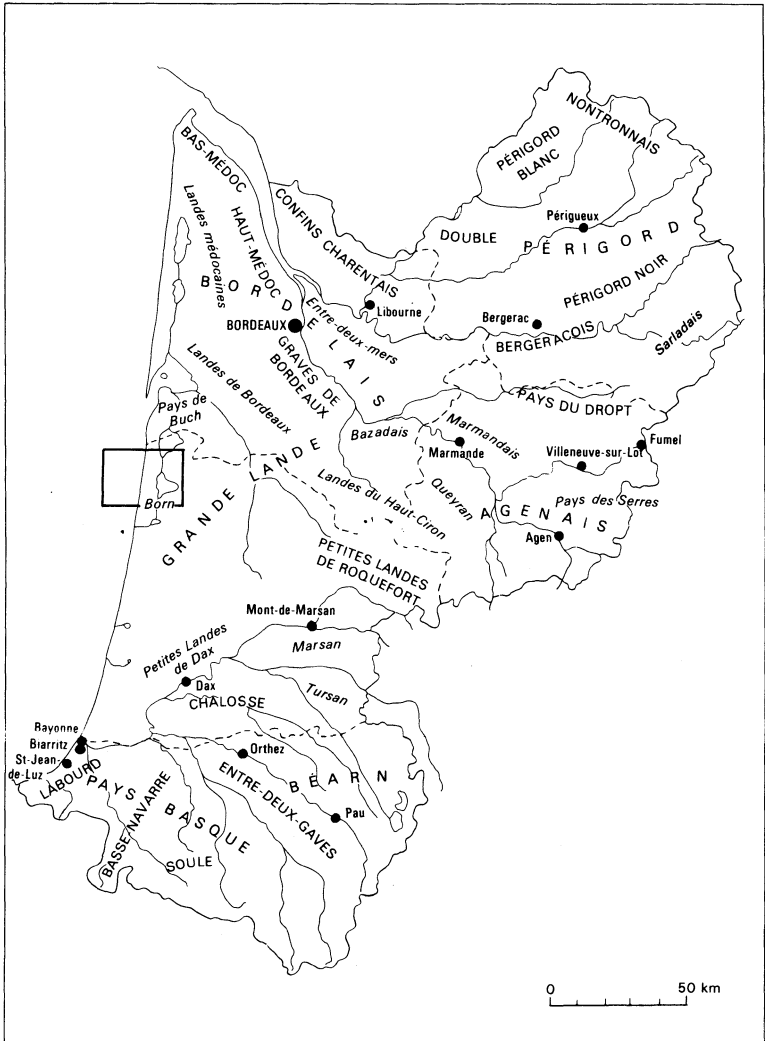


Fig. 1 - Situation géographique

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Biscarrosse se situe sur la façade atlantique, dans le département des Landes. Il couvre en partie la région naturelle du Born, constituant la bordure occidentale de la Grande-Lande (fig. 1).

Alors qu'au début du 20^e siècle la forêt de pins ne représentait environ que 10 % du couvert végétal, à l'heure actuelle la sylviculture occupe près de 80 % du territoire.

La densité moyenne de population reste inférieure à 10 habitants au kilomètre carré et son évolution reste stable depuis une cinquantaine d'années.

L'essentiel de l'activité se concentre sur deux pôles : l'activité du bois (sylviculture, scierie, papeterie, etc.) et le tourisme pour la période estivale.

Le terrain est uniformément recouvert par des formations sablo-graveleuses fluviales et des sables éoliens.

CADRE GÉOLOGIQUE

La feuille Biscarrosse se situe sur la bordure occidentale du vaste complexe deltaïque landais, dans l'axe des grandes arrivées détritiques plio-quaternaires qui ont marqué l'histoire continentale récente du Bassin aquitain (fig. 2, en pages centrales).

La monotonie de la géologie de surface du secteur contraste avec la structuration profonde du bassin.

Le secteur étudié recèle quelques structures anticlinales probablement diapiriques (axe de Parentis, ride d'Antarès), attestant d'une halocinèse relativement importante dans la région (cf. « Données structurales »).

La série stratigraphique des principaux terrains représentés sur la carte se résume de la façon suivante :

Formations fluvio-éoliennes

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

Formations éoliennes

● **Holocène (Subboréal)** : édifices dunaires de type parabolique et sables des espaces interdunaires (« lettres »).

● **Holocène (fin Subboréal jusqu'au 19^e siècle)** : complexe de dunes transversales à crêtes barkhanoïdes, de barkhanes et de dunes paraboliques.

● **Holocène (actuel)** : sables de plage et dunes actuelles de la côte atlantique.

Formations fluviatiles

- **Holocène (alluvions récentes)** : sables, graviers, argiles et tourbes.

Unités biosédimentaires déposées sur le plateau continental

- **Sables fins bien classés**
- **Sables vaseux**
- **Sables moyens dunaires**
- **Sables moyens roux du large**
- **Sables grossiers, graviers et galets**

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de cette carte, comme l'ensemble des feuilles recouvrant le territoire landais, a nécessité la mise en œuvre de moyens importants d'investigation et s'est appuyé sur la série lithostratigraphique tertiaire et quaternaire définie par J. Dubreuilh (Capdeville et Dubreuilh, 1984).

La cartographie a tenté de représenter les différentes formations subaffleurantes sous le nappage éolien de la partie sommitale du Sable des Landes et des reprises du système dunaire de la côte atlantique.

L'analyse stéréoscopique des photographies aériennes les plus récentes de l'Institut géographique national s'est révélée un outil efficace pour une approche géomorphologique de certaines unités cartographiques, et notamment des ensembles dunaires du littoral atlantique.

Comme pour les autres cartes, l'effort principal a porté sur la compréhension de l'évolution du comblement du bassin et sur la reconnaissance des différents milieux paléogéographiques du Plio-Quaternaire.

La cartographie des sédiments superficiels 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). La définition des unités biosédimentaires est le résultat des observations et des prélèvements effectués durant plus d'une dizaine d'années sur les environs marins les plus proches.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

54 forages exécutés pour la recherche pétrolière permettent de caractériser la constitution des terrains en profondeur (tabl. 1).

Seuls 2 forages (Antarès 101 et Parentis 101) ont atteint les formations inférieures du Lias ; aucun n'a touché le socle paléozoïque, malgré des profondeurs importantes (3 994 m à Antarès 101, 3 938 m à Parentis 101, 3 500 m

Tableau 1 : Coupes résumées des forages pétroliers

Sondages		Indice BRGM	Z	Miocène	Oligocène	Éocène supérieur	Éocène moyen	Éocène inférieur	Paléocène	Sénonien sup.	Sénonien inf.	Turonien à Cénomannien	Albien	Aptien	Barrémien	Néocomien	Portlandien	Kimméridgien	Oxfordien	Dogger	Lias	Profondeur finale
Antarès 1	Ats 1	en mer	-43	125	345	1 539	1 585	—	1 692	1 714	1 751	1 827	1 865	1 877	2 019	2 472	2 624	3 173				3 275
Antarès 2	Ats 2	en mer	-42	130	430	1 567	1 625	—	—	1 709	1 723	1 818	1 915	1 960	2 061	2 484	2 560	2 895	3 723	3 822		3 870
Antarès 101	Ats 101	en mer	-37	105	400	1 628	1 690	—	1 834	1 899	1 966	1 992	2 072	2 208	2 612	—	2 670	2 761	3 598	3 697	3 882	4 100
Burlade Ste-Eulalie 1	Bse 1	873-7-4	20	72	310	1 251	1 546	1 836	—	1 876	2 040	2 174	2 575	2 930	2 975							3 491
Ispe 1		873-3-8	39	80	300	1 220	1 520	1 770	1 880	—	1 970	2 061	2 128	2 726								3 015
Lanusse 1	Lac 1	873-4-5	35	65	275	1 140	1 440	1 695	—	1 862	1 977	2 148	2 320	2 631	2 926							2 931
Mayotte 1	Mye 1	873-4-4	28	68	264	950	1 380	1 550	1 725	1 760	1 800	2 003	2 153	2 596	3 021	3 602	3 824					3 867
Parentis 1	Ps 1	873-8-1	28	60	230	840	1 240	1 440	—	1 544	1 607	1 685	1 898	1 926	2 127	2 343	2 345					2 398
Parentis 2	Ps 2	873-8-2	34	52	236	833	1 300	1 515	1 690	1 768	1 853	1 949	2 330	2 433	2 716							2 734
Parentis 101	Ps 101	873-8-32	25	65	230	836	1 215	1 395	1 528	1 558	1 622	1 680	1 915	1 956	2 137	2 366	2 369	2 596	3 495	3 674	3 862	4 032
Parentis 102	Ps 102	873-8-33	26	69	225	874	1 230	1 395	—	1 528	1 573	1 645	1 881	1 927	2 126	2 369	2 371	2 586	3 448	3 606	3 800	4 352
Parentis-Ouest 1	PsW 1	873-3-1	57	101	375	1 355	1 470	1 695	1 790	1 888	2 005	2 120	2 233	2 730	2 927							3 075
Parentis-Ouest 2	PsW 2	873-7-28	25	76	325	1 330	1 374	1 492	1 590	1 639	1 751	1 787	1 972	2 457	2 643	3 157	3 274					3 336
Piron 1	Pin 1	873-4-6	40	75	284	970	1 360	1 555	1 690	1 796	1 867	2 043	2 242	2 643	3 005							3 133
Quinch 1		873-3-7	17	71	330	1 285	1 580	1 828	1 955	—	2 109	2 210	2 385	2 780	3 296							3 569
Ychoux 1/1 bis	Yx 1	873-8-34	57	107	180	770	1 143	1 370	1 535	1 606	1 680	1 725	2 048	2 289	2 598							3 672

— indique une lacune ; les cotes représentent la profondeur du toit de l'étage.

à Parentis 102). En majorité, les forages ont été arrêtés dans le Crétacé inférieur ou dans le sommet du Jurassique.

Paléozoïque

Le soubassement paléozoïque a été recoupé au Sud, dans le forage Contis 1 (feuille Lit-et-Mixe : Dubreuilh *et al.*, 1991), et au Nord, dans Le Teich 1 et 2 (LTh1 et 2, feuille Belin : Platel, 1992). À Contis, de 4 116 m à 4 806 m, il est représenté par une série monotone de dolomies microcristallines à macrocristallines, blanches, grises à noirâtres, à passées bréchiques ou schisto-sées, de niveaux fissurés remplis par une dolomie blanche de recristallisation, et quelques minces et rares niveaux argileux noirs.

Cette série dolomitique, appelée « dolomie de Contis », a fourni un niveau à tentaculites diffus et dolomitisés entre 4 535 m et 4 560 m, attribués au Dévonien par les pétroliers.

Dans les forages du Nord, le Paléozoïque est représenté par des schistes argileux et argilo-gréseux à passées dolomitiques, recoupés de 3 563 m à 3 716 m au forage LTh1 et de 3 412 m à 3 464 m à LTh2.

Trias

Les terrains continentaux triasiques semblent être les dépôts les plus anciens du comblement du bassin. Ils s'organisent en prismes sédimentaires déposés dans des demi-grabens orientés N 50 à N 60.

Les forages ont mis au jour des argiles brun-rouge et vertes à rares passées ou nodules gréseux, injectées d'anhydrite, à quartz bipyramidés et bancs de sel massif.

Ces faciès correspondent à la formation évaporitique du Trias supérieur (Keuper) dont le dépôt succède normalement aux formations détritiques de la base du Trias, et carbonatées du Trias moyen.

Lias inférieur

Aux bassin évaporitiques triasiques, engendrés par une tectonique extensive, succède le bassin évaporitique hettangien caractérisé par la « formation à anhydrite ».

Le forage Antarès 101 (Ats 101) a rencontré une alternance de dolomie gris-beige et d'anhydrite blanche et grise, à 4 070 m de profondeur.

Lias moyen et supérieur

Cette période marque le début de la sédimentation marine du bassin. De type plate-forme peu profonde, elle est à dominante carbonatée au Lias moyen puis devient argileuse au Lias supérieur, reflétant un milieu largement ouvert aux influences océaniques.

- Le forage Antarès 101 a recoupé la succession suivante, de bas en haut :
- 27 m de dolomie anédrique grise et blanche, fracturée, et de calcaire micritique beige à gris ;
 - 56 m de calcaires biomicritiques, ooclastiques et argilo-micritiques, à joints stylolitiques argileux, parfois bioclastiques (pélécy-podes, gastéropodes, échinodermes, etc.) ;
 - 49 m de marnes grises et d'argiles calcaires noires à passées de calcaires argilo-micritiques gris-beige à gris sombre ;
 - 32 m de marnes et argiles calcaires noires indurées ;
 - 14 m de marnes noires indurées.

Dogger

Il s'agit d'une série relativement homogène de calcaires micritiques gris à noirâtres, caractérisés par la présence de microfilaments, intercalés de niveaux marneux noirâtres.

Les dépôts attribués au Dogger sont représentés par :

- 77 m de calcaires micritiques à bioclastes et rares agrégats, beiges à gris foncé, à joints de marnes noires et microfilaments. Les restes organiques sont essentiellement constitués de gastéropodes, pélécy-podes, échinodermes et microfilaments ;
- 50 m de marnes gris foncé à noires, indurées, à intercalations de calcaires argilo-micritiques gris-beige à bruns ;
- 58 m de calcaires argilo-micritiques gris, beiges, bruns, à bioclastes (microfilaments) et pellets, intercalés de marnes ou de calcaires argilo-micritiques gris-noir. Vers le sommet, les assises calcaires à pellets et quartz clastiques s'appauvrissent en bioclastes (globigérinidés et microfilaments).

Oxfordien

Il n'y a pas de changement majeur dans la paléogéographie du bassin : le domaine occidental, le plus franchement marin, est caractérisé par les marnes gris foncé à noires de la formation dite des « marnes à ammonites ». D'une puissance de 99 m à Antarès 2 et 101, elles atteignent 158 m à Parentis 102, et 179 m à Parentis 101.

Cette formation marneuse, légèrement silteuse, parfois pyriteuse, à débris de céphalopodes, passe vers l'Est à un équivalent carbonaté de type barrière récifale, puis de type plate-forme interne en contexte subtidal à intertidal.

Kimméridgien–Portlandien

- La base du **Kimméridgien** est constituée par les calcaires micritiques beige foncé à bruns de la formation des « calcaires de Saint-Martin ».

Au-dessus viennent les « marno-calcaires de Lamarque », de faciès très similaire (calcaires argilo-micritiques à passées de marnes noires), puis la formation des « calcaires à lituolidés » représentée par des calcaires gris à beiges, argilo-micritiques, localement dolomitisés, des alternances de

micrites pellesoïdales à ostréidés et lituolidés, légèrement bioturbées, et de marnes gris foncé.

Le Kimméridgien atteint une puissance de 828 m à Antarès 2, 837 m à Antarès 101, 862 m à Parentis 102 et 899 m à Parentis 101. La faune est surtout représentée par des huîtres (*Nanogyra virgula*), des gastéropodes, des lituolidés, des textulariidés ; elle correspond aux biozones à *Alveosepta jacardi* et *Everticyclammina virguliana*.

● Avec le **Portlandien**, le bassin accuse une évolution régressive responsable du confinement de l'ensemble de l'Aquitaine et occasionne le 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 lamelibranches, ostracodes, pseudocyclammines, *Trocholina elongata*, *Clypeina jurassica* et *Anchispirocyclina* sp.

La diagenèse a fortement affecté cette série qui comprend de nombreux bancs de dolomie azoïque. La puissance de la formation de Mano, lorsqu'elle est traversée en forage, dépend essentiellement de l'intensité des phénomènes d'érosion subis par le bâti jurassique lors de l'émersion de la fin du Portlandien.

Néocomien

Au début du Crétacé, la mer reste cantonnée dans le sous-bassin de Parentis où se développent des faciès gréseux blancs, moyens à grossiers, à ciment calcaire, intercalés d'argiles bariolées, puis des calcaires micritiques et des argiles gris foncé plus ou moins dolomitiques, à passées lenticulaires de grès fin. Au forage Mayotte 1, cet ensemble représente 221 m de puissance ; ailleurs, il peut se réduire à quelques mètres (3 m à Parentis 3, 12 et 26, et 2 m à Parentis 27).

Barrémien

Les dépôts sont essentiellement carbonatés, souvent organo-détritiques et oolitiques. La plupart des forages pétroliers exécutés sur le champ de Parentis se sont arrêtés dans cet horizon.

Dans le forage Mayotte 1 (Mye 1), il est représenté par 582 m de calcaires bio-ooïnastrastiques beiges, et de calcaires ooclastiques.

Le forage Burlade-Sainte-Eulalie 1 (BSe 1), au Sud de la feuille, s'est arrêté dans 516 m de calcaires micritiques à pellets et chailles, beige clair, à miliolles et orbitolines.

Dans le forage Parentis-Ouest 2 (PsW 2)*, la série barrémienne est constituée par 508 m de calcaires micritiques à intraclastes, bioclastes et rares ooclastes, le plus souvent gris à beiges, avec quelques passées argilo micritiques beiges.

* Voir log en annexe 1.

Plus à l'Ouest, le forage Antarès 101 a mis au jour :

- des calcaires spathomicritiques à bioagrégats, beiges à blancs, parfois rubéfiés, à ooclastes, *Trocholina*, *Choffatella*, *Cuneolina*, miliolidés et algues codiacées ;
- des argiles calcaires et des marnes noires ;
- des calcaires identiques à ceux de la base, avec quelques ooclastes, *Trocholina*, *Dictyoconus cuvillieri*, *Cuneolina hensoni*, miliolidés, *Actinoporella polodica*, dasycladacées et échinodermes.

Aptien

● **Aptien inférieur.** À Antarès 101, les sédiments sont constitués par 42 m de dolomie beige clair à jaunâtre, parfois verdâtre, intercalée d'argiles calcaires et de marnes noires ; 14 m de calcaires micritiques beige clair à bioagrégats, dolomitisés, à orbitolinidés ; 30 m de calcaires micritiques beiges, rubéfiés, à rares ooclastes et bioclastes (orbitolines, milioles) ; et 4 m de dolomie cristalline beige clair à jaunâtre.

● **Aptien supérieur.** Au Sud de la feuille, en bordure du sous-bassin, les dépôts de type plate-forme externe sont constitués de calcaires micritiques parfois dolomitisés ou graveleux. Les principaux organismes rencontrés sont des textulariidés, milioles, orbitolinidés, rudistes, gastéropodes et échinodermes.

Sur la bordure sud, l'Aptien supérieur est représenté par des calcaires gris à beiges à nombreuses chailles blanches, grises, beiges à brunes, parfois gréseux, à passées de calcaire gris microcristallin plus ou moins silicifié à très nombreux spicules et *Orbitolina*, *Coskinolina*, *Praecuneolina*, *Haplophragmoides*, textulariidés et valvulinidés.

Dans le bassin proprement dit, les dépôts sont constitués par une alternance de marnes noires et argiles silteuses grises et vertes, glauconieuses, et de calcaires argileux, caractérisés par une microfaune planctonique (*Globigerinelloides algerianus*, *Biglobigerinella sigali*) et benthique (*Conorotalites aptiensis*, *Astacolus tricarinnella*).

Albien

Les aires d'extension et la paléogéographie de l'Albien (fig. 3) sont semblables à celles de l'Aptien supérieur ; cependant, le centre du bassin enregistre une sédimentation très active dont le taux est le plus important dans l'histoire du bassin de Parentis (125 m par million d'années au cœur du bassin).

Les dépôts montrent, du Sud vers le Nord, une évolution d'un milieu de plate-forme externe carbonatée, puis une zone de barrière récifale (feuille Mimizan), et enfin un avant-récif correspondant à la zone du talus où se sont sédimentés les produits de démantèlement des récifs. La zone de plate-forme est représentée par des calcaires micritiques beiges à pellets, bioclastes, orbitolines, milioles, rudistes, gastéropodes, spicules.

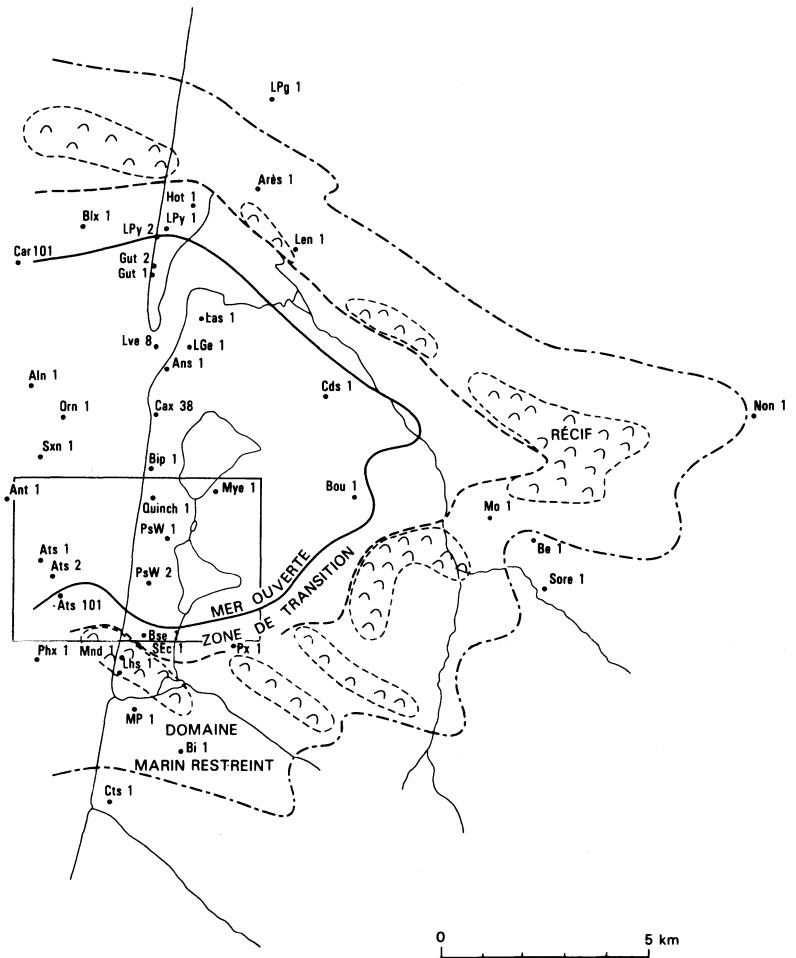


Fig. 3 - Schéma paléogéographique à l'Albien

La barrière récifale édifiée par des organismes constructeurs (stromatopores, radiolitidés, caprinidés, *Toucasia*, *Archaeolithothamnium*, *Cladophyllum*, *Lithophyllum*) renferme de nombreux bioclastes (orbitolines, miliolidés, ostracodes, échinodermes) et présente un pourcentage notable de micrite et quelques plages dolomitisées. Ces calcaires récifaux ont été recoupés sur une épaisseur de 380 m au Sud immédiat de la feuille, dans le forage Mimizan-Nord 1.

Les dépôts d'avant-récif sont surtout représentés par des calcaires intraclastiques, pellétiques et bioclastiques, grossiers, très mal classés, à fragments d'organismes constructeurs.

Dans l'axe du bassin, les sédiments sont surtout constitués d'argiles pélagiques à globigérinidés, à nombreux niveaux grésocalcaires et conglomératiques caractéristiques de dépôts turbiditiques, le tout sur des épaisseurs assez variables. Ces dépôts de bassin sont caractérisés par leur microfaune à *Hedbergella planispira*, *Ticinella roberti*, *Gavelinella intermedia*.

Cénomaniens—Turonien

Dans le forage Mayotte 1, cet épisode est représenté par :

- 69 m d'argiles calcaires, silteuses, gris foncé à noires, à lentilles de grès gris à blanchâtre, fin à moyen. Ces niveaux ont fourni *Thalmaninella* à la base et *Planomalina* vers le sommet ;
- 81 m de calcaires argilo-silico-micritiques à bioclastes, gris blanchâtre à beiges, à nodules de silice et passées de marnes silteuses à sableuses, représentant les termes turoniens.

Vers le Sud (feuille Mimizan), les faciès sont franchement carbonatés, caractéristiques d'un milieu de plate-forme à tranche d'eau peu profonde.

Au droit des récifs albiens s'individualise une zone de non-dépôt qui va subsister durant tout le Cénomaniens et le Turonien (cf. notice Mimizan : Karnay, 1992), et même une partie du Sénonien.

D'une manière générale, la sédimentation est à prédominance argileuse dans le bassin, avec une microfaune planctonique (*Hedbergella*, *Thalmaninella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* gr. *stephani*, *P. gibba* pour le Cénomaniens ; *P. helvetica*, *Globotruncana coronata* pour le Turonien) ; et de type calcaire sur la plate-forme caractérisée par une association à grandes orbitolines, *Paratrocholina*, *Praealveolina*, *Ovalveolina*, *Nezzazata*, *Nummoliculina*.

Sénonien

● Le **Sénonien inférieur**, relativement réduit, poursuit la sédimentation installée au Cénomano-Turonien. En domaine de plate-forme, les dépôts sont caractérisés par *Rotalia* gr. *skourensis-reicheli*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispanica*, *Reticulinella*.

En domaine pélagique, les dépôts ont fourni *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *G. coronata*, *G. concavata*, *G. angusticarinata*, *G. sigali*.

● Au **Sénonien supérieur**, le maximum de transgression est atteint et, dès la fin du Campanien, la régression fini-crétacée s'amorce pour se développer durant le Maastrichtien. Cette régression va provoquer des lacunes par érosion, en particulier sur la zone de Mimizan—Pontenx (feuille Mimizan).

Les faciès sont essentiellement des calcaires argilo-silico-micritiques, passant, comme à Antarès 101, à des marnes silteuses.

La faune, de type pélagique, indique un milieu relativement profond et abrité par la ceinture récifale.

Paléocène

Après la régression fini-crétacée, les premiers terrains du Cénozoïque sont des conglomérats, des marnes et des calcaires argileux, souvent riches en éléments hérités du continent proche.

À Mayotte 1, le Paléocène est présent avec 75 m de calcaires à bioclastes, glauconieux, riches en débris d'organismes constructeurs (algues, polypiers, spongiaires), surmontés par des calcaires argilo-micritiques localement silicifiés.

À Antarès 101, il est représenté par 15 m de marnes marron, compactes, puis 50 m de calcaires argilo-micritiques gris clair à blancs, intercalés de marnes silteuses grises à gris-vert, compactes.

Au forage Antarès 1, il est constitué par 32 m de calcaires argilo-micritiques à bioclastes et quartz clastiques, intercalés de marnes gris-vert et vertes à globorotalidés.

Ces dépôts marins de mer ouverte sont caractérisés par *Globorotalia compressa*, *G. angulata*, *Globigerina daubjergensis*, pour le Paléocène inférieur, et par *Globorotalia velascoensis*, *Alveolina primaeva*, *Fallotella alavensis* pour les termes supérieurs.

Éocène inférieur

Tandis que le domaine de plate-forme est caractérisé par les couches à petites nummulites, dans le domaine de bassin les dépôts marneux sont datés par *Globorotalia subbotinae*, *G. formosa*, *G. aragonensis*, *G. caucasica*.

L'Éocène inférieur semble absent dans les forages de la ride d'Antarès (Ats 1, Ats 2, Ats 101) mais, plus généralement, il est reconnu sur une puissance variant de 95 m (Parentis-Ouest 1) à 225 m (Mayotte 1).

Éocène moyen à supérieur

Les dépôts de l'Éocène moyen et supérieur, semblables à ceux de l'Éocène inférieur, se situent pour le secteur qui nous occupe dans le domaine marin de mer ouverte. Dans le domaine de la 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*, *Discocyclus 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 situés à l'Est de la feuille sont caractérisés par *Nummulites striatus*, *N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. chavannesi*, *Chapmanina gassinensis*, *Lituonella douvillei*.

Dans le domaine de mer ouverte, les foraminifères planctoniques restent très abondants à l'Éocène moyen (*Globorotalia bullbrooki*, *G. broedermanni*, *G. spinulosa*, *Globigerina yeguaensis*, « *Globigerinoides* » *higginsi*, *Globigerinatheka index*, *G. kugleri*).

À l'Éocène supérieur, les faciès de mer ouverte sont caractérisés par *Globorotalia cocoaensis*, *G. centralis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, etc.

La puissance des dépôts, de l'ordre de 500 m à 600 m, se réduit à 154 m, 162 m et 206 m à Ats 1, Ats 2 et Ats 101 respectivement, à 162 m à Ps W 2, et atteint 682 m à Ps 1.

Oligocène

● Durant l'**Oligocène inférieur** (Stampien), des marnes se déposent dans le domaine marin. Elles sont caractérisées par *Globigerina* gr. *ciperoensis*, *G. venezuelana*, *Bulimina sculptilis*, *Cibicides perlucidus*, *C. cushmani*, *Bolivina antiqua*, *Uvigerina guayacanensis*, *U. gallowayi*, et surtout *Clavulinoides szabo*.

Dans le domaine de plate-forme, la microfaune est représentée par *Nummulites vascus*, *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*, etc.) et des polypiers (*Acropora pseudolavandulina*, *Porites oligocenica*, *P. sp.*, etc.).

Les petits foraminifères benthiques ne sont pas rares : *Elphidium poeyanum*, *Rotalia mexicana*, *Halkyardia minima*, *Almaena alavensis*, *A. epistomoides*, de nombreuses miliolites et des ostracodes.

● À l'**Oligocène supérieur** (Chattien), les faciès les plus courants sont des calcaires sableux à nombreux bioclastes, intercalés de sables argileux ou de marnes à passées fossilifères ; des calcaires micritiques à intraclastes de quartz et bioclastes, glauconieux ; des argiles carbonatées, sableuses, gris-vert, plastiques, glauconieuses, à bioclastes ; des marnes glauconieuses grises à intercalations de lits de grès calcaires ; ou même de véritables lumachelles d'operculines comme dans le forage Parentis-Ouest 1.

La puissance totale de la série oligocène varie de 590 m à Ychoux 1 à 955 m à Quinch 1, et atteint 1 228 m à Antarès 101.

Miocène

● **Miocène inférieur.** 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*, *Anomalia* gr. *alazanensis*, *Nonion boueanum*, *N. dollfusi*, *Ammonia beccarii*, des miogypsines 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 ponctués de niveaux à faluns matérialisant 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 recourent une formation détritique essentiellement sableuse, constituant la première séquence majeure de comblement de l'édifice deltaïque landais : la formation des Sables fauves.

● **Miocène supérieur.** Le domaine marin, où se déposent des sables et argiles à passées calcaires, est caractérisé par l'apparition de *Globorotalia menardii*, *G. cf. punctulata*, *Dorothia 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 (lignite type Arjuzanx).

La puissance des dépôts miocènes varie de 73 m au forage Ychoux 1 à 300 m à Antarès 2, avec une moyenne se situant vers 200 m.

Pliocène

Au Pliocène, le domaine landais forme une vaste plaine d'épandage fluviatile où s'accumulent des dépôts détritiques grossiers de la formation d'Arengosse. La zone de talus et le domaine marin devaient se situer à l'Est de la feuille, au niveau de Parentis-en-Born, 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.

Pléistocène inférieur

Au Pléistocène inférieur, les Landes reprennent un schéma paléogéographique similaire à celui du Pliocène : une vaste plaine d'épandage fluviale où s'accumulent les sables et graviers de la formation d'Onesse. La zone de talus et le domaine marin sont repoussés à l'Ouest, au niveau du courant de Sainte-Eulalie et de l'axe de l'étang de Biscarrosse et Parentis.

TERRAINS AFFLEURANTS

NF₁ ; NF₂. **Pléistocène inférieur (?) à supérieur. Formation du Sable des Landes l.s.** (quelques mètres à 20 m). Cette accumulation sableuse est composée de deux corps sédimentaires :

- à la base, la formation de Castets (NF₁) ;
- au sommet, la formation du Sable des Landes s.s. (NF₂).

● La **formation de Castets** (NF₁) est constituée de sables fluviaux blancs laiteux, fins, à petits granules de quartz hyalin et porcelané, avec quelques minéraux lourds et souvent un léger ciment kaolinique. La base peut renfermer quelques éléments de quartz blanc plus grossiers, bien roulés, ne dépassant pas 5 mm. Vers le toit, ces sables peuvent localement présenter des lentilles d'argiles silteuses à finement sableuses ou organiques, et même des petits bancs de lignite.

Cette formation détritique semble constituer le dernier épisode fluvial mis en place sous forme de nappe dans le bassin d'Aquitaine : son dépôt a pu débuter au cours du Pléistocène inférieur ou moyen et se serait poursuivi jusqu'au Pléistocène supérieur.

Aucun arrêt majeur de sédimentation n'a été observé avec le toit de la formation d'Onesse (Pléistocène inférieur) définie plus au Sud sur la feuille Lit-et-Mixe (Dubreuilh *et al.*, 1991).

● La **formation du Sable des Landes s.s.** (NF₂) se présente sous forme de sables hydro-éoliens plus ou moins fins, blanchâtres à jaunâtres, avec localement quelques traces organiques.

Les analyses polliniques ont révélé une flore à forte proportion de conifères dont *Pinus diploxylon* et *Picea*, associés à une importante strate herbacée et muscinale peu caractéristique.

La découverte de deux pointes à cran solutréennes aux environs de la localité de Sabres (*cf.* notice de la feuille Sabres : Dubreuilh et Platel, 1991) a permis à C. Thibault (1970) d'attribuer le Sable des Landes s.s. aux deux derniers stades de la glaciation wurmienne (Würm III et Würm IV). Cette attribution semble confirmée par la morphoscopie des grains de quartz : les éléments montrent un polissage aquatique probablement dû à une phase de ruissellement intense, auquel se surimpose une influence périglaciaire.

Un alios de couleur ocre à brune s'observe dans les entailles des ruisseaux. Cette podzolisation, lorsqu'elle est poussée, donne des grès à ciment ferrugineux très durs (appelés « garluche ») aux exutoires et aux zones de battement de la nappe phréatique.

Dya. **Holocène (Subboréal). Édifices dunaires de type parabolique à l'intérieur du pays et sables des espaces interdunaires (« lettres »).** Ces édifices dunaires, le plus souvent remaniés, de forme grossièrement parabolique, s'étirent le long des petites dépressions de part et d'autre des axes de drainage actuels, comme dans les secteurs d'Archus, Le Clédot, Saint-Paul-en-Born et La Forge.

Ces dunes sont constituées de sables fins à moyens, jaunâtres, avec parfois des minéraux lourds. Dans l'ensemble, le classement de ces sables est excellent, avec une médiane de l'ordre de 0,3 mm. L'examen morphoscopique révèle des sables d'origine fluviatile, largement éolisés, où la fraction de grains ronds-mats est d'environ 65 %.

En relation avec les dunes de même type situées à l'aval des étangs sur les feuilles Lit-et-Mixe, Soustons ou Mimizan, elles représentent les premiers témoins d'une phase d'invasion éolienne datée en Médoc, sur la feuille à 1/50 000 Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer, de la période comprise entre l'âge du cuivre et celui du bronze (période subboréale), approximativement entre 5100 ± 90 ans B.P. et 3000 ± 90 ans B.P. (Dubreuilh et Marionnaud, 1972).

Dyb-d. **Holocène (fin Subboréal au 19^e siècle). Complexe dunaire (dunes transversales à crêtes barkhanoïdes, barkhanes, et paraboliques) et sables des espaces interdunaires.** Ce complexe dunaire fixé par la végétation, postérieur aux premières dunes paraboliques, est en réalité constitué de trois générations d'édifices qui sont, de la plus ancienne à la plus récente :
– de puissantes barkhanes et dunes transversales à crêtes barkhanoïdes adossées aux édifices paraboliques responsables de la formation des étangs (Dyb) ;
– un ensemble de petites dunes de type parabolique (Dyc), non observables dans cette portion de la façade atlantique ;
– une seconde génération de barkhanes et de dunes transversales qui transgressent totalement les formes intermédiaires (Dyd).

Sur cette feuille, les trois ensembles se remanient très fortement, ne permettant pas de les distinguer individuellement : ils ont donc été notés de manière compréhensive (Dyb-d).

Le premier ensemble de puissantes barkhanes débute selon les secteurs vers 3000 à 2900 ans B.P. (Dubreuilh et Marionnaud, 1972) pour se poursuivre jusqu'au 13^e siècle, alors que le bref épisode marqué par la formation des dunes paraboliques se situe entre le 13^e et le 17^e siècle environ ; les dernières barkhanes, du même type que celles de Soulac ou d'Arcachon notamment, s'édifient entre le 17^e et le 19^e siècle (cf. envahissement de l'église de Soulac, dans le Bas-Médoc).

Dza ; Dz b. **Sables de plage et dunes actuelles de la côte atlantique.** Le cordon dunaire actuel (Dza), de 10 m à 15 m de hauteur, constitue une frange de quelques centaines de mètres de large le long du littoral atlantique, alimentée par les sables de l'estran. Ces sables d'origine marine (Dz b), à débris coquilliers, légèrement carbonatés, sont constitués de plus de 99 % de grains de la taille des arénites.

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 accrétion de lits plans pentés vers la dune, et une dépression occupée ici par un runnel (« runnel de back shore »). 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* : elychrysetum ;
– 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 errants et prédateurs ou liés à de petits biotopes précis (végétaux, épaves, laisses, etc.).

Fz ; FzT. **Holocène. Alluvions récentes. Sables, graviers et argiles ; tourbes** (1 à 3 m d'épaisseur). Ces dépôts constituent l'ultime comblement des chenaux creusés lors de la dernière phase glaciaire wurmienne. Ils sont le plus souvent représentés par des sables fins organiques ou des argiles grisâtres, voire des tourbes noires ou brunes (FzT) de quelques décimètres d'épaisseur, comme au Sud de l'étang de Biscarosse et au pied des dunes paraboliques, dans la zone marécageuse située entre l'étang de Cazaux et Sanguinet et l'étang de Biscarosse et Parentis.



Fig. 2 - Situation géologique

UNITÉS BIOSÉDIMENTAIRES DÉPOSÉES SUR LE PLATEAU CONTINENTAL

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 *Maetra corallina*.

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 4 %. Ces dépôts sont remis en suspension et dispersés lors des tempêtes.

SMD. **Sables moyens dunaires.** La médiane des sables oscille entre 250 et 350 μm et ils sont localement colonisés par *Donax vittatus* (donace ou lagannon) 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*, *Nephtys cirrosa*, *Echinocyanus pusillus*. 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.

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.

DONNÉES STRUCTURALES

Les données géologiques de subsurface sont assez abondantes sur le territoire de la carte Biscarrosse, bien que concentrées au niveau de la structure anticlinale de Parentis (fig. 4 et annexe 2).

La morphologie d'un horizon sismique proche du toit du Crétacé (fig. 4) montre une zone en creux dirigée sensiblement E-W, s'approfondissant jusqu'à 2 000 m dans sa partie occidentale.

Cette zone en creux est bordée au Sud-Est (feuilles Mimizan et Parentis) et au Nord-Est (feuilles La Teste et Belin) par des zones hautes, de l'ordre 1 300 m de profondeur pour la structure de Mimizan et de 500 m pour celle d'Arcachon.

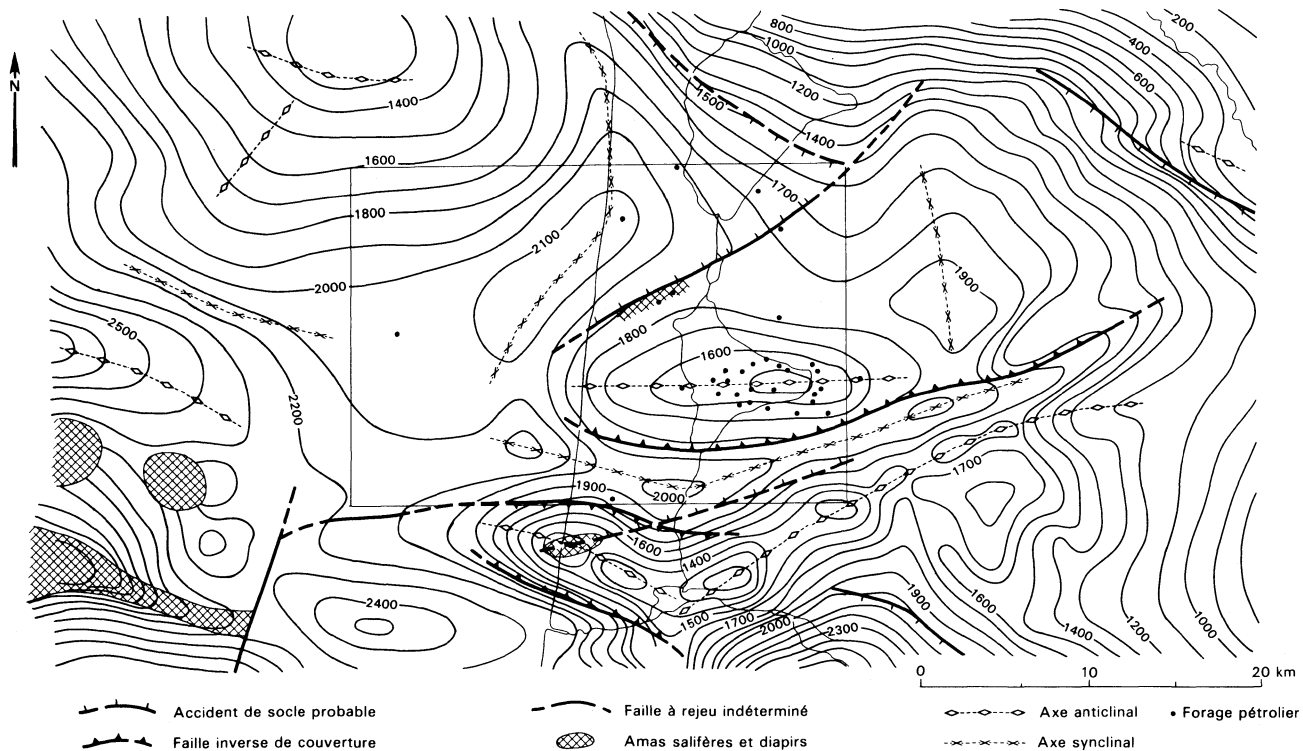


Fig. 4 - Esquisse structurale au toit du Crétacé (d'après géophysique SNEA, 1965)

Au cœur de cette dépression on trouve la structure anticlinale de Parentis, orientée E-W, dont la crête s'élève jusqu'à 1 500 m de profondeur.

Cette morphologie est soulignée par une structuration acquise dès la fin de l'Albien (discordance albo-aptienne) et reprise à l'Éocène moyen et supérieur lors de la compression pyrénéenne d'orientation N 20.

De fait, la couverture mésozoïque est affectée par une tectonique cassante et par des plissements, particulièrement au droit des accidents de socle où, souvent, le sel va profiter des zones de faiblesse pour se mobiliser et monter en diapir. Ces phénomènes diapiriques, plus connus au large (le Centaure, Alcyon), vont poursuivre leur ascension jusqu'à la fin du Miocène.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

À la fin du **Paléozoïque**, de nombreux accidents tardi-hercyniens fragmentent la vaste pénéplaine posthercynienne en blocs et panneaux qui vont marquer la structuration ultérieure du Bassin aquitain.

Dès le début du **Trias**, le bâti paléozoïque subit les effets d'une distension de direction générale N50, qui se traduit par une tectonique synsédimentaire active en demi-grabens où vont s'accumuler les premiers dépôts.

La mégaséquence-type du Trias débute par des dépôts continentaux de types cône alluvial et plaine alluviale puis, après un passage à des niveaux argilo-carbonatés margino-littoraux marquant la première influence marine, se termine par une accumulation d'argiles, d'évaporites et d'importants amas de sel, indiquant le confinement général du Trias supérieur.

Les épaisseurs maximales de sel, souvent localisées au voisinage des accidents de direction N30 à N60, montrent l'importance du cadre morphostructural sur la répartition actuelle de ces dépôts, ou sur les migrations tardives du sel.

Un magmatisme basique de type ophitique associé aux accidents crustaux importants, et l'importance de la subsidence, sont les deux conséquences du phénomène d'étirement crustal qui affecte l'Ouest européen.

Les effets majeurs de ce rifting continental se situent dans le bassin d'Aquitaine, qui s'allonge suivant une direction WNW-ESE entre les accidents pyrénéen et celtaquitain.

Au **Lias inférieur**, une sédimentation évaporitique se développe (dolomie, anhydrite et sel de la « zone à anhydrite »), liée au déclin du phénomène de rifting : le processus de comblement du bassin est amorcé.

Le **Lias supérieur** marque le début de la sédimentation franchement marine (calcaires du Sinémurien et marnes à céphalopodes du Toarcien). C'est durant cette période de calme tectonique que le bassin acquiert une structuration subméridienne qui persistera au cours des temps jurassiques.

Au **Dogger**, le bassin d'Aquitaine constitue en partie la marge stable du proto-Atlantique, avec :

- une plate-forme externe soumise aux influences pélagiques ;
- une barrière oolitique littorale, dirigée sensiblement N-S (Angoulême–Tarbes) ;
- une plate-forme interne carbonatée, plus ou moins confinée, limitée par la faille de Toulouse et le môle occitan.

La période Lias supérieur–Dogger constitue un cycle transgressif-régressif dont la réponse sédimentaire est celle d'une mégaséquence d'ouverture, puis de comblement.

Le **Jurassique supérieur** constitue un nouveau cycle sédimentaire qui se traduit par une nouvelle mégaséquence avec, à la base, un terme argileux (marnes à ammonites) et marno-carbonaté caractérisant un milieu de plate-forme externe très largement étendu sur l'Aquitaine et, au sommet, un terme carbonaté correspondant à une importante barrière littorale-récifale protégeant un vaste domaine interne de type lagon, parfois évaporitique (dolomie de Mano).

C'est au cours du Kimméridgien que l'Aquitaine subit d'intenses restructurations, avec l'apparition des sous-bassins subsidents de Parentis et de l'Adour–Mirande, séparés par une zone haute à dépôts réduits : le « seuil des Landes ».

Après l'émersion complète de la fin du Portlandien, le **Crétacé basal** (Néocomien–Aptien inférieur) voit un nouveau cycle sédimentaire transgressif-régressif s'installer en Aquitaine dans la nouvelle disposition structurale du bassin.

La sédimentation, de type détritique au début du Néocomien, devient carbonatée, avec des épaisseurs de dépôts relativement faibles sur la plate-forme et importantes dans les nouveaux bassins subsidents. C'est à cette période que l'on rattache les premières manifestations de l'halocinèse dans la zone de Parentis.

L'évolution structurale du bassin semble correspondre à une nouvelle phase de distension crustale.

Au cours de l'**Aptien supérieur–Albien**, le sous-bassin de Parentis enregistre les plus forts taux de sédimentation, avec une bathymétrie qui ne cesse de s'accroître jusqu'à la fin de cette période. La fosse ainsi créée recueille les apports détritiques turbiditiques qui proviennent de la plate-forme interne et des zones émergées et traversent la barrière récifale périphérique du sous-bassin par des entailles de type canyon.

On retrouve un schéma similaire au Sud, dans le sous-bassin pyrénéen, avec l'individualisation des fosses d'Arsacq, Tarbes et Comminges.

L'exceptionnelle mobilité des sous-bassins, la présence de métamorphisme et du magmatisme pyrénéen, sont autant d'arguments en faveur de l'hypothèse d'une tectonique distensive cisailante (transtension) crustale.

Les fossés nouvellement créés sont assimilés par une majorité d'auteurs à des « rhombo-grabens » fonctionnant en « pull-apart » le long d'accidents cisailants, et dont le moteur serait dû au mouvement relatif senestre des plaques ibérique et européenne précédant l'ouverture du golfe de Gascogne.

Au **Crétacé supérieur**, les mouvements tectoniques s'estompent dans le sous-bassin de Parentis où se dépose un matériel carbonaté d'épaisseur réduite (apport plus faible ou source plus lointaine).

Durant la même période, les mouvements structuraux vont se localiser au niveau de la zone nord-pyrénéenne, avec la formation, dès le Cénomanién, du sillon à sédimentation flysch où vont s'accumuler jusqu'à 5 000 m de sédiments argilo-détritiques. Ce sillon matérialise, en domaine continental, l'ouverture du golfe de Gascogne.

La fin du Crétacé est marquée par une régression généralisée et par les premiers signes de compression dans les Pyrénées. C'est la période de transition entre le régime distensif du Crétacé inférieur et moyen et celui, en compression, de l'Éocène. Le Bassin aquitain semble soulevé au Nord et affaissé au Sud près du chevauchement pyrénéen. Ces phénomènes caractérisent le stade précollisionnel entre les plaques ibérique et européenne, marqué par la migration de la fosse flysch vers le Nord et vers l'Ouest.

Le début du Tertiaire (**Paléocène—Éocène inférieur**) correspond à une période de relative vacuité sédimentaire liée aux premiers mouvements de compression N20 (stade collisionnel) de l'orogénèse pyrénéenne.

À l'**Éocène moyen**, les structures existantes s'accroissent (Lugos, Cazaux), et de nouvelles rides se créent (Mimizan-Nord, Mimizan, Bias, Pontenx, Bourrache et Parentis) en s'appuyant sur des failles chevauchantes à vergence S. Ces décollements de la couverture ont lieu grâce à la présence d'amas salifères triasiques localisés au droit des accidents de socle.

À l'**Éocène supérieur**, les importantes venues détritiques du Nord et de l'Est du bassin marquent le début de la continentalisation progressive de l'Aquitaine.

Durant l'**Oligocène**, une grande partie de la France est affectée par une tectonique en distension, à l'origine de la formation des principaux bassins d'effondrement. La sédimentation est à dominante continentale avec l'installation des faciès molassiques, sauf pendant le Stampien au cours duquel se produit la dernière grande transgression du centre de l'Aquitaine, avec le dépôt de calcaires souvent détritiques (Calcaire à astéries). Dans le bassin de Parentis, l'influence marine persistera jusqu'à la fin du Stampien.

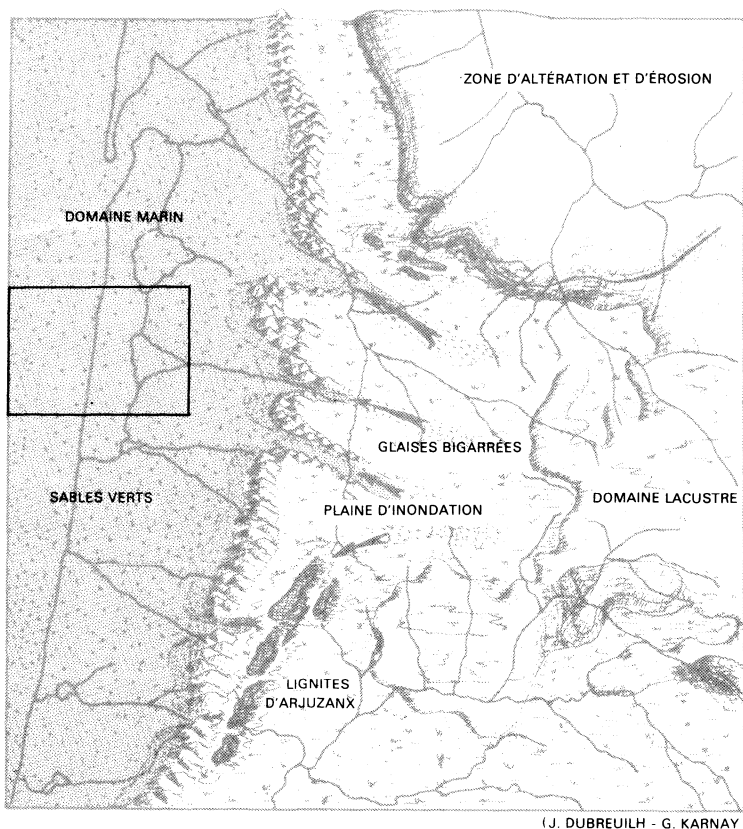
Au **Miocène inférieur**, ce n'est plus qu'une mer épicontinentale qui occupe le secteur et régresse rapidement.

Durant le **Miocène moyen** (Langhien—Serravallien), le maximum de transgression est matérialisé 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 à huîtres. 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



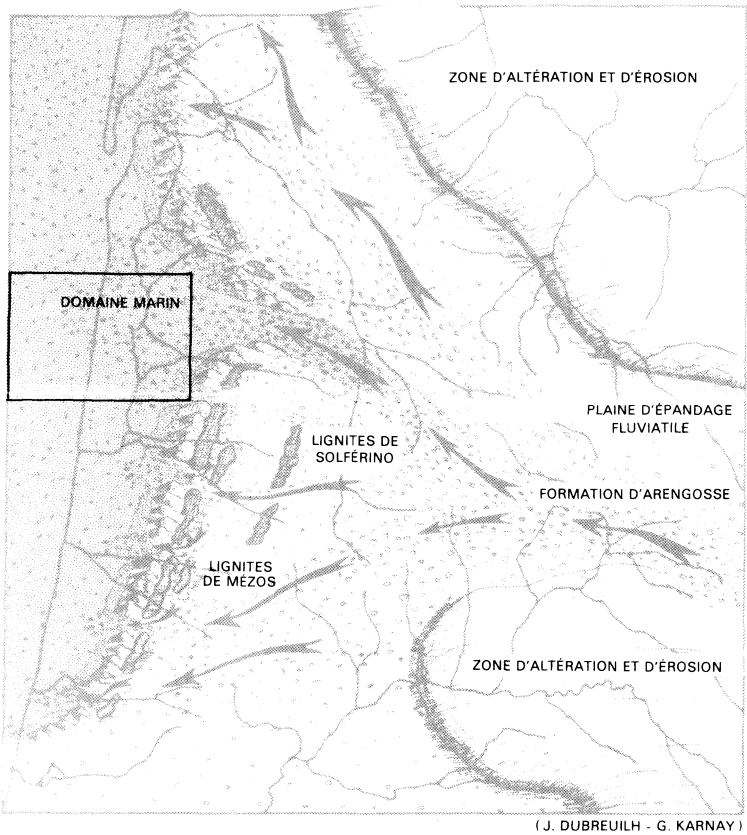
**Fig. 5 - Évolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Miocène terminal**

contexte relativement plat de marécage côtier, sans que les influences marines soient nettement perceptibles dans la sédimentation.

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.

Au **Pliocène** (Plaisancien ; fig. 6), la région landaise reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers. Deux séquences majeures positives à caractère progradant peuvent être reconnues, terminées par des flèches d'accumula-

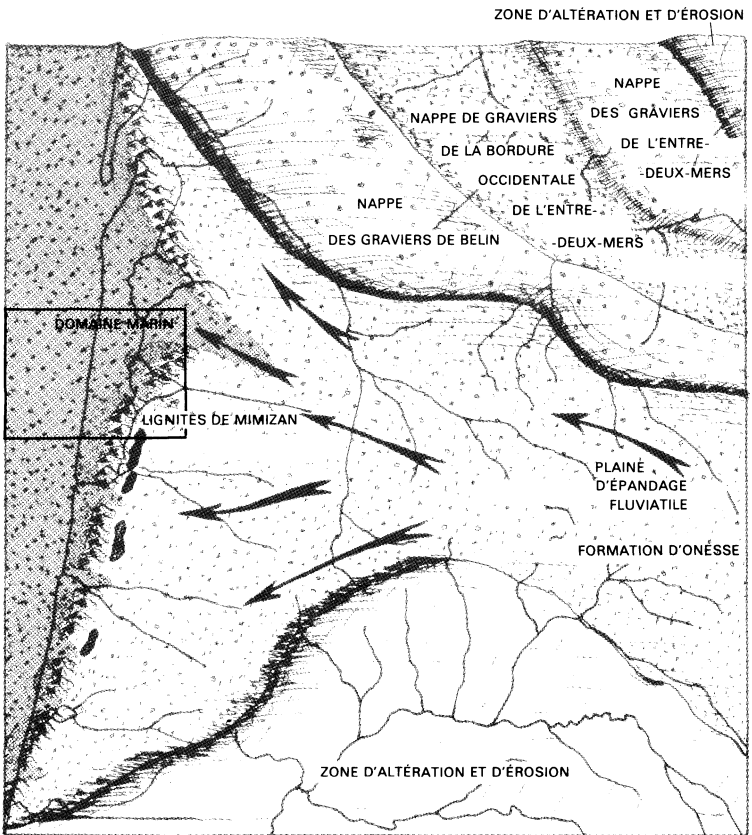


**Fig. 6 - Évolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Pliocène**

tions ligniteuses préfigurant la physionomie de la côte à un temps 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 quelque distance.

Au **Quaternaire ancien** (fig. 7), l'ultime comblement des régions les 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

Alors que la formation d'Onesse achève le comblement de la partie landaise, 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, occupe approximativement l'emprise géographique des terrasses étagées du réseau structuré postérieur et achève la mise hors d'eau de cette région. Au cours des phases glaciaires qui suivent, le réseau structuré entame profondément ces deux derniers épandages.

Pendant ce même temps, la région landaise est soumise à des phénomènes périglaciaires, 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**, s'édifient les différents systèmes dunaires de la façade atlantique, lui donnant la physionomie que nous lui connaissons aujourd'hui.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS ET VÉGÉTATION

L'ensemble du domaine landais est recouvert par un manteau de sables dont les capacités de drainage ont donné naissance à des *sols podzoliques* hydromorphes bien développés qui présentent de haut en bas 3 horizons :
– à partir d'une végétation acidophile proche de celle qui prospère actuellement (bruyère, ajonc, callune, pin, fougère) se forme une couche d'humus ;
– dans l'horizon intermédiaire, un lessivage intense peut affecter le sol en le décolorant sur 1 à 1,5 m de profondeur ;
– enfin apparaît un horizon d'accumulation et de concentration des hydroxydes de fer sous l'action des acides humides et fulviques, où dominant les couleurs noirâtres à rouille. Cet horizon, appelé *alios*, situé à la limite de battement de la nappe phréatique, est souvent épais de 0,5 m en moyenne, mais peut dépasser 1 m.

Le phénomène de podzolisation intervient en climat assez froid, le climat actuel ne permettant plus une podzolisation généralisée, et les sols sous forêt très ancienne restant très peu évolués ; cependant, certaines aliotisations locales déjà constituées peuvent encore s'accroître.

L'âge de ces sols podzoliques est variable ; plusieurs datations absolues ont permis de les situer entre les périodes préboréale (10 000 B.P.) et subatlantique (2 000 B.P.).

OCCUPATION DU SOL

Flore

Cette feuille, située sur la bordure maritime de la Grande-Lande, est en majeure partie recouverte par le massif forestier artificiel constitué au 19^e siècle pour assainir les landes humides et marécageuses qui représentaient plus de 75 % du territoire, et fixer les édifices dunaires de la côte.

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

Les intervalles entre les dunes (« lettres ») sont occupés par une végétation plus importante en fonction de la teneur en eau des sables (petites nappes temporaires) ; on y 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 où domine le plus souvent le linaira à feuille de thym associée à l'euphorbe rampante, mais aussi quelques petites orchidées.

Hormis le pin maritime, le chêne subsiste au niveau des *airials* et à l'approche des vallées, dans les zones mieux drainées où se développe une forêt-galerie de feuillus.

La végétation des sous-bois est toujours dominée par les espèces de type sols acides (bruyère cendrée, callune, ajonc, fougère-aigle) sur les zones les mieux drainées, alors que les zones hydromorphes sont envahies par la molinie.

Faune

Chaque type de milieu est caractérisé par une avifaune bien déterminée : dans les landes humides, au voisinage des lagunes, on peut encore observer quelques rares courlis cendrés en voie de disparition et, près de l'étang de Biscarrosse, quelques hérons cendrés.

Les méthodes modernes de sylviculture (semis sur bandes) sont également responsables de l'appauvrissement de l'effectif du busard cendré et du circaète Jean-le-Blanc.

La mécanisation de la culture du maïs fournit cependant une nouvelle ressource alimentaire hivernale pour une avifaune peu diversifiée mais fortement représentée en effectif, tels les passereaux granivores (pinsons, verdiers, moineaux, chardonnerets) et les étourneaux.

Lorsque les cultures sont mises en réserve cynégétique, elles offrent un potentiel d'alimentation aux fortes concentrations de palombes lors de leur migration. En bordure de mer, il n'est pas rare de rencontrer, à marée descendante, des bécasseaux, gravelots, etc., en quête de nourriture.

Activités

L'exploitation de la forêt, longtemps tournée vers le gemmage, s'est nettement dirigée vers la production du bois. Cette industrie fournit la matière première pour les grandes papeteries (Facture, Mimizan), mais tend à se tourner vers la production de bois d'œuvre et de produits plus élaborés (lambris, parquets, caisses, palettes, bobines, etc.).

L'activité céréalière et agricole est surtout centrée sur la production du maïs, mais quelques tentatives sont effectuées dans les domaines maraîchers et horticoles.

RESSOURCES EN EAU

Nappes du Mio-Plio-Quaternaire

La distribution des différents faciès de comblement fait apparaître un ensemble aquifère, localement multicouche, induit par la présence de niveaux argileux ou ligniteux de plusieurs mètres de puissance.

L'aquifère est composé d'une séquence sablo-graveleuse progradant vers l'Ouest, dont le réservoir compréhensif est constitué par la formation d'Arengosse, la formation d'Onesse et celle de Castets. Cette séquence est en fait un bicouche seulement interrompu de manière assez continue par les argiles constituant le toit imperméable de la formation d'Onesse.

Les faciès sablo-graveleux de la formation d'Arengosse (séquences de types Mézos et Solférino) et de la formation d'Onesse, dont l'épaisseur totale atteint 50 à 80 m, constituent un aquifère captif à forte potentialité, très recherché des pisciculteurs et des exploitants agricoles.

L'eau est de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique, avec une teneur en fer proche de 0,90 à 0,95 mg/litre.

Les débits des ruisseaux, assez importants en période estivale (8 à 9 000 m³/h), attestent d'une forte alimentation par des exutoires de cette nappe.

Nappes superficielles

Cet aquifère superficiel, directement alimenté par la pluviométrie, est constitué par les dépôts sableux fluvio-éoliens définis sous le nom de formation du Sable des Landes *l.s.*, qui reposent sur l'horizon imperméable du toit de la formation d'Onesse.

Les courbes isopièzes, très influencées par les dépressions topographiques, montrent un important drainage à partir du réseau hydrographique. La pente générale d'écoulement s'effectue, comme pour l'aquifère inférieur, de l'Est vers l'Ouest, mais la teneur en fer total est plus importante, de l'ordre de 1,05 mg/litre.

Ces eaux sont également de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique et ont une résistivité moyenne de l'ordre de 5 400 ohms/cm.

SUBSTANCES UTILES

L'exploitation de substances minérales est actuellement inexistante, cependant, des gisements potentiels ou des indices de matériaux sont connus, tels que des tourbes, des sables extra-siliceux, voire des argiles.

Tourbes

Quelques indices de tourbes ont été rencontrés au Sud de l'étang de Biscarrosse, près du courant de Sainte-Eulalie, à l'Est de l'étang, près de l'embouchure du ruisseau de Nasseys et, au Nord de l'étang, au pied du complexe dunaire de type parabolique.

Il s'agit de tourbes brunes à blondes, assez fibreuses, dont les épaisseurs semblent peu importantes (de l'ordre de 1 à 2 m).

Sables industriels

L'ensemble du territoire landais peut fournir des matériaux sableux ou sablo-graveleux assez variés répondant aux normes industrielles, à partir des formations de type Arengosse ou Onesse. Les teneurs en silice, assez élevées, se situent entre 97 et 99 % dans les fractions comprises entre 0,4-0,8 et 2,0-2,5 mm.

La phase argileuse (5 à 25 % en pourcentage suivant les conditions du milieu de dépôt) est constituée de kaolinite fortement dominante.

D'importants gisements de sables semblables à ceux exploités à Marcheprime plus au Nord (feuille Audenge), peuvent être mis en évidence, notamment dans la formation d'Onesse. Ce type de matériau trouve actuellement un emploi en verrerie, en fonderie, ainsi que dans le bâtiment pour la fabrication des bétons spéciaux et des enduits.

Argiles communes ou à grès

Des argiles communes, voire localement des argiles propres à la fabrication de grès, riches en alcalins et alcalino-terreux, existent sur cette feuille dans la formation d'Onesse.

Les analyses chimiques montrent une fraction siliceuse assez importante, qui varie de 65 à 80 % en moyenne, et une teneur en alumine de 12 à 15 % ; quant au pourcentage d'alcalins et d'alcalino-terreux, il avoisine très souvent les 4 %.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE

Les premières traces d'occupation humaine sur le territoire de la feuille remontent au Néolithique (4000 à 3500 avant J.C.) avec la présence de haches en silex taillé aux environs de Biscarrosse.

L'Aquitaine a conservé peu de traces matérielles de ces occupants par la suite : seuls des textes tels « De Bello Gallico » de César et « Naturalis Historia » de Pline l'Ancien permettent d'affirmer la présence, sur le territoire de la feuille, d'Aquitains plus ou moins celtisés : les Boiates. La toponymie confirme la présence de ces Aquitains à Biscarrosse.

L'itinéraire d'Antonin (3^e siècle après J.C.) signale un passage par Losa (Sanguinet) et Ségosa (Pontenx) sur la route la plus occidentale reliant Burdigala à Aquae-Tarbellicae. Au Moyen-Âge, cet itinéraire a été délaissé au profit de la route de Saint-Jacques passant par les hôpitaux de Belin, Liposthey, Escource, etc.

À l'heure actuelle, le « désert landais » se réduit progressivement en raison des activités liées à l'exploitation des hydrocarbures (champ de Parentis) et au tourisme estival (Biscarrosse).

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE

L'itinéraire, au départ de Biscarrosse-Plage, emprunte la route D 140 en direction de Biscarrosse.

En bordure de l'océan, depuis le cordon dunaire, on distingue nettement d'Ouest en Est la zone de déferlement des vagues, les baïnes si meurtrières chaque été, la plage (Dza) et la dune vive (Dzb) suivie d'une dépression appelée « lette » où la végétation arborescente est absente.

Après Biscarrosse-Plage, la route traverse le complexe de dunes transversales à crêtes barkhanoïdes et les barkhanes (Dyb-d). Ces édifices dunaires plus ou moins télescopés atteignent des altitudes de 78 m et 79 m, créant ainsi des dénivelés allant jusqu'à 60 m.

Plus à l'Est, la D 140 recoupe le système des grandes dunes paraboliques (Dya) de la côte atlantique, puis la zone marécageuse située entre les étangs de Cazaux—Sanguinet et Biscarrosse—Parentis. Cette zone marécageuse d'accumulation de tourbe (FzT) constitue une immense roselière où se développe une avifaune spécifique (héron, aigrette, martin-pêcheur,...).

À Biscarrosse, après l'église de style gothique flamboyant du 15^e siècle, ne manquez pas la visite de musée Latécoère où sont exposées quelques épaves de la dernière guerre repêchées dans l'étang, en particulier un hydravion-bombardier de la Luftwaffe. Près du musée, un centre de voile accueille les amateurs de planche à voile et de régates.

Les bords de l'étang sont surtout fréquentés par les pêcheurs et, en saison, par les chasseurs de gibier d'eau. Entre Gastes et l'embarcadère de Parentis, au bord de l'étang, un puits pétrolier est ouvert à la visite pendant la saison estivale.

De Biscarrosse à Parentis, par la D 652, l'itinéraire se poursuit dans les sables blancs à petits graviers de la formation de Castets (NF₁) et les sables éolisés de la formation du Sable des Landes (NF₂), et rencontre quelques édifices isolés de dunes internes (D_{ya}).

BIBLIOGRAPHIE

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.

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

BLAYAC J. (1914) — Les sables des Landes dans leurs relations avec les terrasses de l'Adour. Contribution à l'étude de leur origine et de leur âge. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 158, p. 1937-1939.

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.

BOUTET J.Y., PETIT P. (1981) — Première approche de l'écologie des oiseaux des landes de Gascogne. Actes du colloque de Sabres (27-29 nov. 1981). Paris : CNRS édit.

CAHUZAC B. (1980) — Stratigraphie et paléogéographie de l'Oligocène au Miocène moyen en Aquitaine sud-occidentale. Thèse 3^e cycle, Bordeaux I, 584 p., 90 fig., 11 pl.

CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1984) — Étude lithostratigraphique du comblement récent dans les landes de Gascogne. BRGM, principaux résultats scientifiques et techniques, p. 249.

CIRAC P., LEGIGAN P. (1972) — Essai de chronologie de la mise en place des dépôts de couverture du gisement de lignite d'Arjuzanx (Landes). Apports de la sédimentologie. *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, 12, p. 59-67.

CROUZEL F. (1957) — Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl. h.t.

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.

DUBREUILH J. (1976) — Contribution à l'étude sédimentologique du système fluviatile Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde. Thèse univ., Bordeaux I, n° 91, 273 p., 41 fig., 73 tabl., 2 pl., 1 pl. h.t.

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 (1/50 000), feuille Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer. Orléans : BRGM, 45 p. Carte géologique par J.M. Marionnaud, J. Dubreuilh (1972).

DUBREUILH J., PLATEL J.P. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sabres (898). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par J. Dubreuilh (1991).

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.

GOTTIS M., PRUDHOMME R. (1963) — Propos sur la tectonique vivante. Quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec les mouvements tectogénétiques récents. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, t. V, n° 9-10.

KARNAY G. (1992) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mimizan (897). Orléans : BRGM, 43 p. Carte géologique par G. Karnay (1992).

KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., NICOLAS G., ROBERT P. (1981) — Le lignite d'Arjuzanx. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 5, p. 681-699.

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 centraquitain. 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.

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.

MULLER L., ROGER P. (1977) – L'évolution structurale des Pyrénées. *Géol. alpine*, 53, p. 149-191.

SAJOUS G. (1984) – Structure et géométrie des corps sédimentaires néogènes et quaternaires des Landes méridionales (feuille de Soustons, 1/100 000). Thèse 3^e cycle, Bordeaux III, 237 p., 85 fig.

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

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 1/80 000

Feuille *Sore-Contis-les-Bains*, 2^e édition, par M. Kieken (1965).

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Arcachon* par J. Dubreuilh, J.M. Bouchet (1992).

Feuille *Belin* par J.P. Platel (1992).

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

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

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

Feuille *Parentis-en-Born* par J.P. Platel (1991).

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

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

Rapports de fin de sondages pétroliers : Antarès 1, 2, 101 ; Burlade-Sainte-Eulalie 1 ; Ispe 1 ; Lanusse 1, Mayotte 1 ; Parentis 1, 2, 101, 102 ; Parentis-Ouest 1, 2 ; Quinch 1 ; Ychoux 1.

Géologie du bassin d'Aquitaine, atlas BRGM, ELF-RE, ESSO-REP, SNPA (1974).

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES

Palynologie : G. FARJANEL (BRGM, Orléans).

Micropaléontologie : P. ANDREIEFF, C. MONCIARDINI (BRGM, Orléans).

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.

AUTEUR

Cette notice a été rédigée en 1990 par Gabriel KARNAY, ingénieur géologue au BRGM.

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990.

Acceptation de la carte et de la notice : 29 novembre 1991

Impression de la carte : 1992.

Impression de la notice : novembre 1992.