

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SAINT-SYMPHORIEN

par
G. KARNAY

SAINT-SYMPHORIEN

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-SYMPHORIEN est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest: LA TESTE-DE-BUCH (N° 191)
au nord-est: LA RÉOLE (N° 192)
au sud-ouest: SORE – CONTIS-LES-BAINS (N° 203)
au sud-est: GRIGNOLS (N° 204)

Belin	Hostens	Langon
Parentis- en-Born	SAINT SYMPHORIEN	Bazas
Sabres	Labrit	Losse



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-SYMPHORIEN À 1/50 000**

par

G. KARNAY

1993

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

– *pour la carte* : KARNAY G. (1993) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Symphorien** (875). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Karnay (1993), 41 p.

– *pour la notice* : KARNAY G. (1993) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Symphorien** (875). Orléans : BRGM, 41 p. Carte géologique par G. Karnay (1993).

© BRGM, 1993. 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 : 2-7159-1875-5

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	9
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	21
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	27
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	34
<i>SOLS</i>	34
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	34
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	35
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	36
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	37
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	37
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	38
<i>ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE</i>	38
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	41
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES</i>	41
AUTEUR	41
ANNEXE : LOGS DES FORAGES MANO 1 et SORE 1	

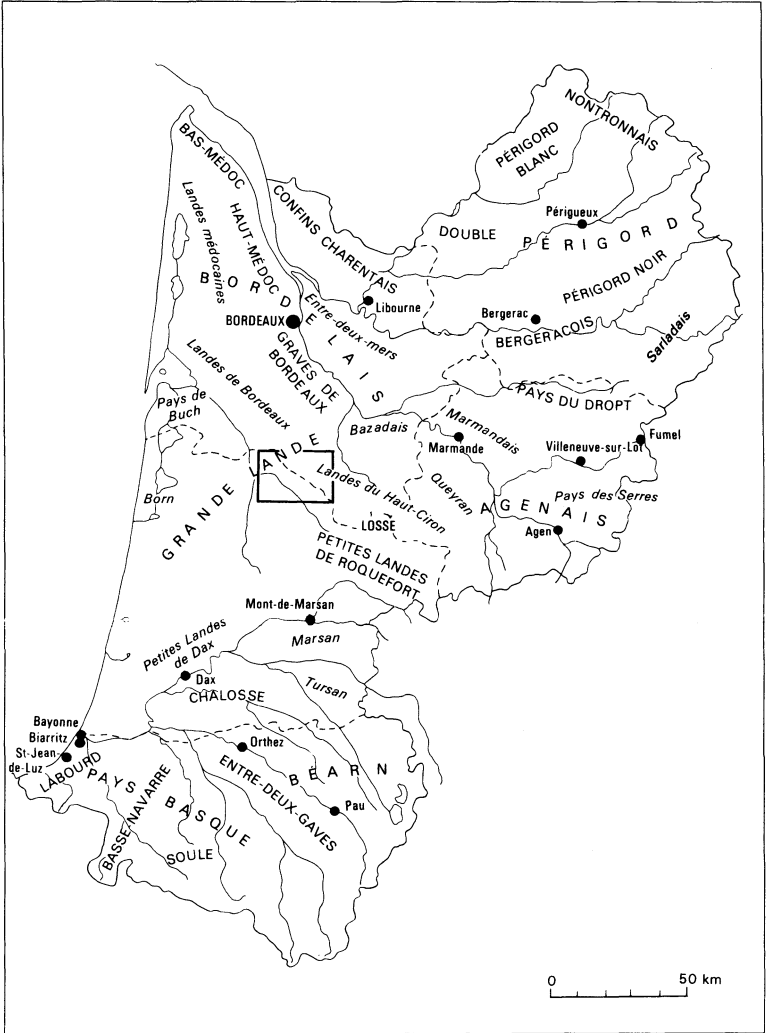


Fig. 1 - Situation géographique

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Saint-Symphorien se situe dans la partie orientale de la Grande-Lande, entre les vallées de la Grande-Leyre et du Ciron (fig. 1). Il est traversé par la Petite-Leyre depuis les environs de Sore jusqu'à sa confluence avec la Grande-Leyre, et se répartit pour sa moitié sud-ouest dans le département des Landes et pour le reste dans le département de la Gironde.

La densité moyenne de population reste inférieure à 10 habitants par kilomètre carré et son évolution reste stable depuis une cinquantaine d'années, malgré la présence de trois agglomérations : Sore, Saint-Symphorien et Villandraut.

Alors qu'au début du 19^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 et constitue le pôle d'activité essentiel de la région.

Le terrain est uniformément recouvert par des formations sablo-graveleuses fluviatiles et des sables éoliens ; cependant, quelques pointements argileux de Glaises bigarrées émergent aux environs de Sore, de la lagune de la Hountime, de Berdotte, Le Tuzan, Saint-Symphorien, Cazalis ; et de calcaires sableux près de Saint-Symphorien, dans la vallée de la Hure et près de Villandraut.

CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La feuille se situe sur la bordure septentrionale du vaste complexe deltaïque landais, au Nord immédiat des axes des grandes arrivées détritiques plio-quaternaires qui ont marqué l'histoire continentale récente du bassin d'Aquitaine (fig. 2, en pages centrales).

La géologie de surface, apparemment monotone, reflète le style de la structuration profonde : c'est le domaine de la marge stable du Bassin aquitain (plate-forme nord-aquitaine) (fig. 3).

Le secteur étudié recèle une structure anticlinale probablement faillée (*cf.* log du forage Mano 1, en annexe), de direction sensiblement E-W, affectant l'ensemble de la couverture secondaire (fig. 4) et apparemment de même nature que la structure de Saint-Magne au Nord.

La série stratigraphique des terrains affleurants se résume de la façon suivante, de bas en haut :

- **Aquitainien** : calcaires sableux et sables argilo-calcaires jaunes, parfois fossilifères.
- **Burdigalien** : molasses argileuses (argiles bariolées à nodules carbonatés et passées sableuses).

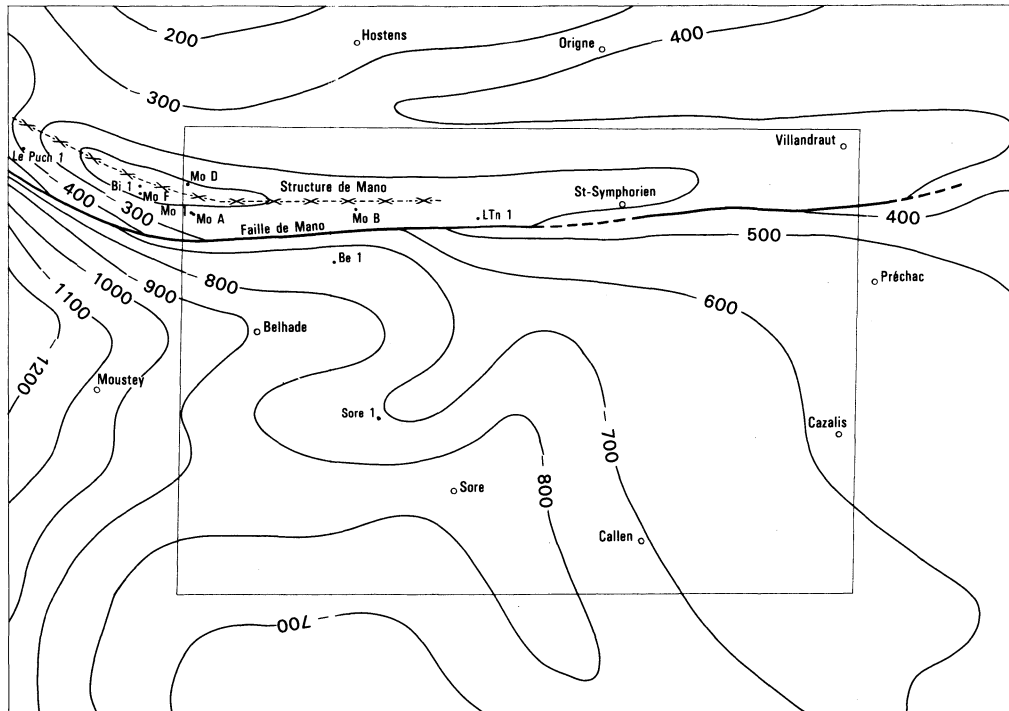


Fig. 3 - Isohypes d'un horizon sismique proche du toit du Crétacé (d'après SNEA, 1965)

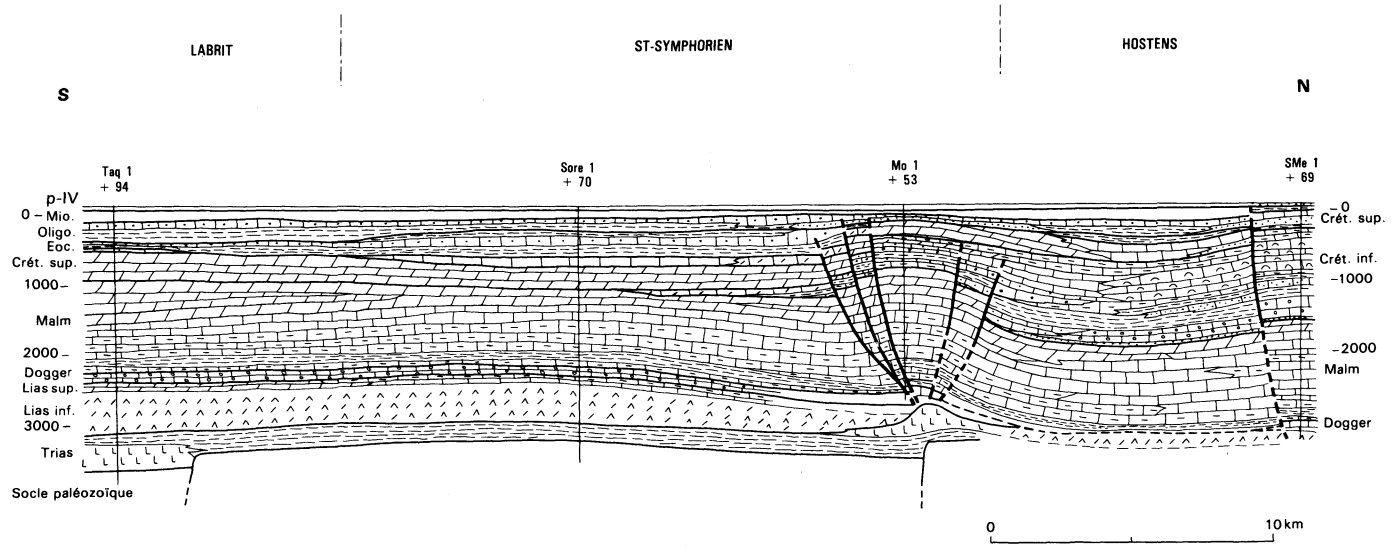


Fig. 4 - Coupe géologique schématique

- **Serravallien (formation des Sables Verts)**: sables plus ou moins argileux, vert olive, kaki, grisâtres ou jaunâtres, glauconieux, souvent fossilifères.
- **Serravallien (formation des Sables fauves)**: sables plus ou moins argileux rubéfiés.
- **Tortonien (formation des Glaises bigarrées)**: argiles bariolées à passées sableuses ou carbonatées.
- **Pliocène (formation d'Arengosse)**: sables et graviers plus ou moins argileux, blanchâtres, grisâtres à crème.
- **Pléistocène inférieur (formation d'Onesse)**: sables micacés gris-bleu, argileux au sommet et graveleux à la base.
- **Pléistocène inférieur (?) à supérieur (formation du Sable des Landes l.s.)**: sables blanchâtres fluviatiles (formation de Castets—Argelouse) et sables hydro-éoliens jaunâtres (Sable des Landes s.s.).
- **Holocène (Subboréal)**: édifices dunaires de type parabolique.
- **Holocène (alluvions récentes et actuelles)**: graviers, sables à lentilles argileuses à passées organiques et parfois tourbes.
- **Holocène (colluvions argilo-sableuses)**: sables et graviers ± argileux, beiges à brunâtres.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la carte Saint-Symphorien, 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 été réalisée comme un écorché géologique faisant apparaître les formations affleurantes sous le nappage du Sable des Landes lorsque celui-ci est inférieur à 5 m d'épaisseur.

L'analyse stéréoscopique des photographies aériennes les plus récentes de l'Institut géographique national s'est avérée un outil efficace pour une approche géomorphologique de certaines unités cartographiques, notamment le complexe dunaire de Cazalis, les zones plus hydromorphes de la formation de Castets—Argelouse, et les sables éolisés de la formation du Sable des Landes.

Outre les moyens traditionnels de levé de terrain, des sondages effectués à la tarière ont permis de mettre en corrélation les forages d'eau bien décrits et d'effectuer quelques analyses biostratigraphiques : 1 123 m de terrains ont été reconnus en 41 sondages, et 7 formations continentales et marines ont pu être cartographiées sous le couvert du Sable des Landes.

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

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Huit forages de recherche pétrolière permettent de préciser la constitution des terrains en profondeur (tabl. 1).

Paléozoïque

Deux forages (Le Tuzan 1 et Sore 1) ont atteint les formations paléozoïques constituées de grès, quartzites, siltites et argilites micacées ou chloriteuses, souvent gris-vert ou gris sombre et parfois lie-de-vin, jaunes et mauves, probablement attribuables au Permien.

Les épaisseurs traversées sont respectivement de 146 m à Le Tuzan 1 et 347 m à Sore 1 ; le toit de la formation a été recoupé à 3 557 m et 3 285 m de profondeur.

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, avec une évolution d'un terme détritique basal vers un terme évaporitique sommital.

Le forage Le Tuzan 1 a mis au jour 10 m de grès brun rougeâtre, moyen à grossier (conglomératique), à ciment argilo-dolomitique et siliceux et à éléments mal classés, anguleux, de quartz, dolomie, grès et quartzite.

Au-dessus, le forage a recoupé 62 m d'argilites brun-rouge, lie-de-vin, gris foncé, compactes ou esquilleuses, entrecoupées de lits gréseux gris-vert à ciment siliceux fin ; puis 80 m d'argilites dolomitiques brun-rouge, gris-vert et lie-de-vin, compactes, à passées lenticulaires gréseuses et petits lits d'anhydrite blanche.

Vers le toit, les argilites deviennent gris foncé à noires, dolomitiques, esquilleuses, à passées d'anhydrite blanche sur une épaisseur de 24 m ; puis, au passage avec le Lias inférieur, elles laissent place à 6 m de calcaire micritique à pellets, dolomitisé, compact, gris à gris clair, constituant la base de la « dolomie de Carcans ».

Dans le forage Sore 1 (*), le Trias débute par 95 m d'argilites rouge brique à fines intercalations de grès fin à ciment siliceux, puis 91 m d'argilites calcaires dolomitiques bariolées, à lentilles gréseuses et petits bancs de calcaires argilo-micritiques dolomitisés.

Au-dessus, la série se poursuit par 19 m d'argiles et marnes dolomitiques gris clair à gris sombre, esquilleuses ; puis 9 m d'alternances d'anhydrite blanche, d'argile dolomitique noire et de calcaires argilo-micritiques gris foncé en partie dolomitisés ; elle se termine par 5 m de calcaire micritique gris à beige foncé, constituant la base de la « dolomie de Carcans ».

(*) voir log en annexe

Tableau 1 – Coupes résumées des forages pétroliers.

Sondage	Sigle	Indice BRGM	X	Y	Z	Miocène	Oligocène	Éocène supérieur	Éocène moyen	Éocène inférieur	Paléocène	Sénonien supérieur	Sénonien inférieur	Turonien à Cénomanién	Albien	Aptien supérieur	Aptien inférieur	Barrémien	Néocomien	Portlandien	Kimméridgien	Oxfordien	Dogger	Lias supérieur	Lias inférieur	Trias	Discordance hercynienne	Profondeur finale	Série de base		
Baloze 1	Be 1	875-1-2	362,710	238,650	71	55	175	420	465	620	lc	730	811	944	1245	1299	1340	1377	1528	1540*										1574	
Le Tuzan 1	LTn 1	875-2-2	368,700	240,600	94	32	110	lc	lc	lc	lc	247	?	?	0582	sc	sc	1027	1069	1091	1414	2242	023	25	26	33	3557	3703	pr		
Mano 1	Mo 1	875-1-1	356,790	240,890	57	70	118	lc	lc	lc	lc	lc	220	316	0447	0605	0647		0887	0899	1219	2135	2305								
																						2474	2522							2749	
																						2617	2647*								
Mano A	Mo A	875-1-3	356,850	240,850	52	64	116	lc	lc	lc	lc	lc	218*																	0242	
Mano B	Mo B	875-2-6	363,750	240,750	64	44	145	lc	lc	lc	lc	235*																		0266	
Mano C	Mo B	875-1-4	358,145	241,055	56	64	109	lc	lc	lc	lc	lc	217*																	0220	
Mano D	Mo D	875-1-5	356,780	342,210	54	64	109	lc	lc	lc	lc	lc	200*																	0306	
Sore 1	Sore 1	875-6-2	364,550	232,100	70	38	205	370	415	555	705	722	877	966	lc	lc	lc	lc	lc	1195	1410	2083	2248	2417	2500	3066	3285	3632	pr		

lc = lacune ; pr = primaire ; * indique l'âge de la formation de la fin du forage. Les cotes représentent la profondeur du toit de l'étage.

Notons l'absence de passées salifères au sein du Trias dans ces deux forages situés à proximité de la limite d'extension du sel (fig. 5).

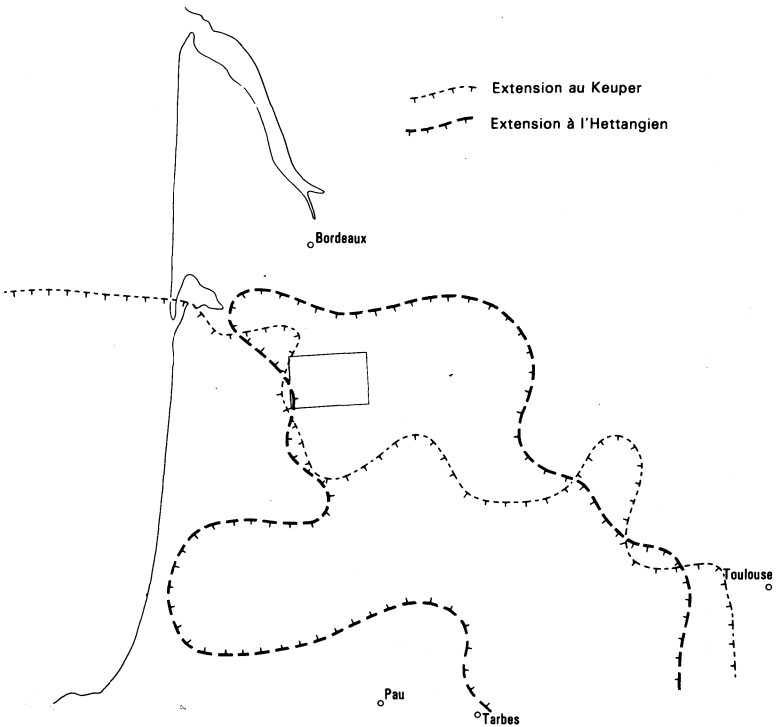


Fig. 5 - Limite d'extension du sel (d'après Curnelle, 1983)

Lias inférieur

Aux bassins en demi-graben du Trias, engendrés par une tectonique en distension, succède le bassin évaporitique hettangien caractérisé par la « zone à anhydrite ».

Dans le forage Le Tuzan 1, l'Hettangien présente la succession suivante, de bas en haut :

- 10 m de calcaires micritiques à pellets, dolomités, gris, à rares ooclastes (« dolomie de Carcans »);
- 16 m de calcaires micritiques légèrement dolomités, gris à beiges, compacts;

- 21 m de dolomie anédrique beige plus ou moins foncé, légèrement argileuse, à mouches d'anhydrite ;
- 583 m d'alternances de sel grossier blanc grisâtre, de calcaire micritique gris-beige et d'anhydrite blanche ;
- 15 m de marnes noires compactes, micacées et pyriteuses ;
- 48 m de dolomie anédrique beige à grisâtre, à inclusions d'anhydrite ;
- 6 m d'anhydrite blanche.

Dans le forage Sore 1, la série est comparable et présente une puissance totale de 532 m. À la base, les calcaires micritiques à stylolites situés au-dessus de la « dolomie de Carcans » ont fourni des restes de pélécy-podes, brachiopodes, échinodermes, gastéropodes et ostracodes.

Lias moyen et supérieur

Le Lias moyen et supérieur marque le début de la sédimentation marine du bassin, avec des faciès de type plate-forme peu profonde à dominante carbonatée au Lias moyen, puis devenant marneuse et caractérisant un milieu largement ouvert aux influences océaniques pendant le Lias supérieur.

Dans le forage Le Tuzan 1, le Sinémurien est constitué par 5 m de dolomie microcristalline beige à inclusions d'anhydrite, et 27 m de calcaires micritiques beiges, compacts, plus ou moins dolomités, à passées riches en inclusions d'anhydrite.

Le Pliensbachien est représenté par 17 m de calcaires micritiques, compacts, à ooclastes, puis 24 m de calcaires micritiques beiges compacts, à veines de calcite. L'ensemble est légèrement dolomitisé.

Au Toarcien, les sédiments sont caractérisés par 47 m d'alternances de calcaires argilo-micritiques gris-beige, compacts, parfois bioclastiques, et de marnes noires compactes, pyriteuses, et enfin par 12 m de calcaires spathomicritiques gris-beige et gris sombre, compacts.

Dans le forage Sore 1, les faciès sont semblables et atteignent une puissance de 117 m.

Dogger

Il est représenté par une série relativement homogène de calcaires micritiques gris à noirâtres caractérisés par la présence de microfilaments, encadrée par deux niveaux de marnes noires.

Dans le forage Le Tuzan 1, la base du Dogger (Aalénien) est constituée par 10 m de marnes noires compactes, pyriteuses ; puis on trouve 72 m de calcaires micritiques gris-beige, compacts, à microfilaments, rotalidés, échinodermes, à plages de calcite, intercalés de petits niveaux de marnes noires compactes, pyriteuses, représentant probablement le Bajocien.

Au-dessus, les sédiments rapportés au Bathonien débutent par 22 m de calcaires micritiques à intrabioclastes, compacts, beige clair, à microfilaments et stylolite argileux ou organiques ; puis 19 m de calcaires micritiques

beige clair, compacts, à fissures remplies de calcite et renfermant des amas de pyrite, des microfilaments et de rares bioclastes.

Le toit du Dogger est représenté par 36 m de marnes noires compactes, pyriteuses, attribuables au Callovien.

Dans le forage Sore 1, les faciès sont très semblables à l'exception du Callovien qui semble plus carbonaté (calcaires micritiques parfois argileux), et la puissance de l'ensemble du Dogger atteint 169 m.

Oxfordien

Il n'y a pas de changement majeur dans la paléogéographie du bassin : le domaine occidental, le plus franchement marin, est caractérisé par des marnes gris foncé à noires de la formation dite des « marnes à ammonites ».

La base de l'Oxfordien, dans le forage Le Tuzan 1, est représentée par 43 m de calcaires argilo-micritiques gris-beige, à microfilaments et protoglobigérines.

Dans le forage Sore 1, un faciès identique se développe sur 47 m d'épaisseur, tandis que, dans le forage Mano 1(*), l'Oxfordien inférieur se présente sous la forme de calcaires durs, compacts, fins, gris-brun, à surfaces de friction (proximité de failles), à rostrés de bélemnites, sur une puissance de 34 m.

L'Oxfordien supérieur (« marnes à ammonites ») est constitué, dans le forage Le Tuzan 1, par 103 m de marnes noires compactes, très finement micacées, parfois pyriteuses.

Dans le forage Sore 1, la lithologie est peu différente : 118 m de marnes noires esquilleuses à petites passées de calcaire argilo-micritique gris à beige foncé.

Dans le forage Mano 1, les marnes sont noires, fines, compactes, litées, à cassures esquilleuses et surfaces de friction matérialisées par de la calcite blanche. Ces marnes ont fourni quelques ammonites.

Kimméridgien – Portlandien

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

La succession lithologique classique en Aquitaine est constituée à la base par les « calcaires de Saint-Martin », puis par les « marno-calcaires de Lamarque » et les « calcaires à lituolidés ».

● **Kimméridgien.** Les faciès diffèrent peu d'un forage à l'autre : dans le forage Mano 1, les « calcaires de Saint-Martin » sont représentés par des alternances assez fines de calcaires fins gris clair ou de calcaires argileux gris foncé, puis des marnes grises finement litées et des calcaires argileux gris

(*) voir log en annexe

foncé, des calcaires micritiques gris clair et des calcaires argileux gris foncé, fins, fissurés.

Au-dessus, les « marno-calcaires de Lamarque » présentent environ 110 m de calcaires argileux gris foncé, fins, à petites passées de calcaires sublithographiques et de marnes schisteuses noires, à petits amas d'anhydrite ; puis 90 m de calcaires fins gris-blanc à passées dolomitiques gris foncé, à traces d'anhydrite et renfermant quelques ostréidés ; et 75 m de calcaires parfois argileux, gris foncé, blancs à bruns, compacts, à traces d'anhydrite et débris d'ostréidés.

Les « calcaires à lituolidés » sont constitués de calcaires plus ou moins argileux gris à brunâtres, à débris d'huîtres, passant vers le sommet à des calcaires dolomitiques gris, fins, ayant fourni quelques inocérames et lituolidés.

Dans l'ensemble, le Kimméridgien atteint une puissance qui varie de 863 m à Mano 1, 1 151 m à Le Tuzan 1 et 673 m à Sore 1.

La faune est surtout représentée par des huîtres (*Nanogyra virgula*), des gastéropodes, des lituolidés, des textulariidés ; elle correspond 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 (« 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, ostracodes, et à pseudocyclammines, *Trocholina elongata*, *Clypeina jurassica*, *Anchispirocyclina* sp.

La diagenèse a fortement affecté cette série qui comprend de nombreux bancs de dolomie azoïque. La puissance de la « dolomie 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 et les forages révèlent une série argileuse réduite :

- 12 m d'argiles grises et bariolées à Baloze 1 ;
- 12 m d'argiles bariolées compactes à Mano 1.

Barrémien

Le Barrémien marque une nouvelle étape de la transgression amorcée dès le Valanginien et recouvre en discordance des terrains néocomiens et jurassiques.

Les dépôts sont essentiellement carbonatés, comme dans le forage Mano 1 :

- 87 m de calcaires blancs à crème, compacts, fissurés, à stylolites et petites passées grésodolomitiques ;
- 46 m de calcaires blancs à crème, oolitiques, compacts, à stylolites ;
- 26 m de calcaires sableux, fissurés, à passées de marnes noires et grès calcaires gris.

Les sédiments ont fourni une faune caractérisée par des miliolles, textulariidés, orbitolines.

Dans le forage Baloze 1, les faciès plus variés (dolomie, calcaires micrograveleux, calcaires cristallins et sableux à passées marneuses et argileuses) ont atteint une puissance totale de 80 m, avec une microfaune essentiellement représentée par des *Choffatella*.

Aptien

Après une forte régression caractérisée par des dépôts gréseux continentaux, la mer envahit à nouveau les zones qu'elle occupait au Barrémien, en s'étalant de façon progressive.

Dans le forage Mano 1, les dépôts de l'Aptien inférieur sont constitués d'une alternance de marnes noires, de calcaires détritiques fissurés, de dolomie grise vacuolaire, avec une faune à miliolles et orbitolines.

À l'Aptien supérieur, le caractère marin des dépôts s'affirme suite à l'accroissement progressif de la subsidence du 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, qui induit une tectonique en transtension responsable de l'apparition de grabens à forte subsidence (Parentis, Adour—Mirande).

En bordure du sous-bassin, les dépôts de type plate-forme externe sont constitués de calcaires micritiques parfois dolomités ou graveleux. Les principaux organismes sont des textulariidés, miliolles, orbitolinidés, rudistes, gastéropodes et échinodermes.

Dans le forage Mano 1, l'Aptien supérieur est représenté par 42 m de calcaires sableux gris à passées de marnes noires, à restes d'ostréidés.

À l'Ouest, dans le bassin proprement dit, les dépôts sont constitués par des alternances 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 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 dans l'histoire du bassin.

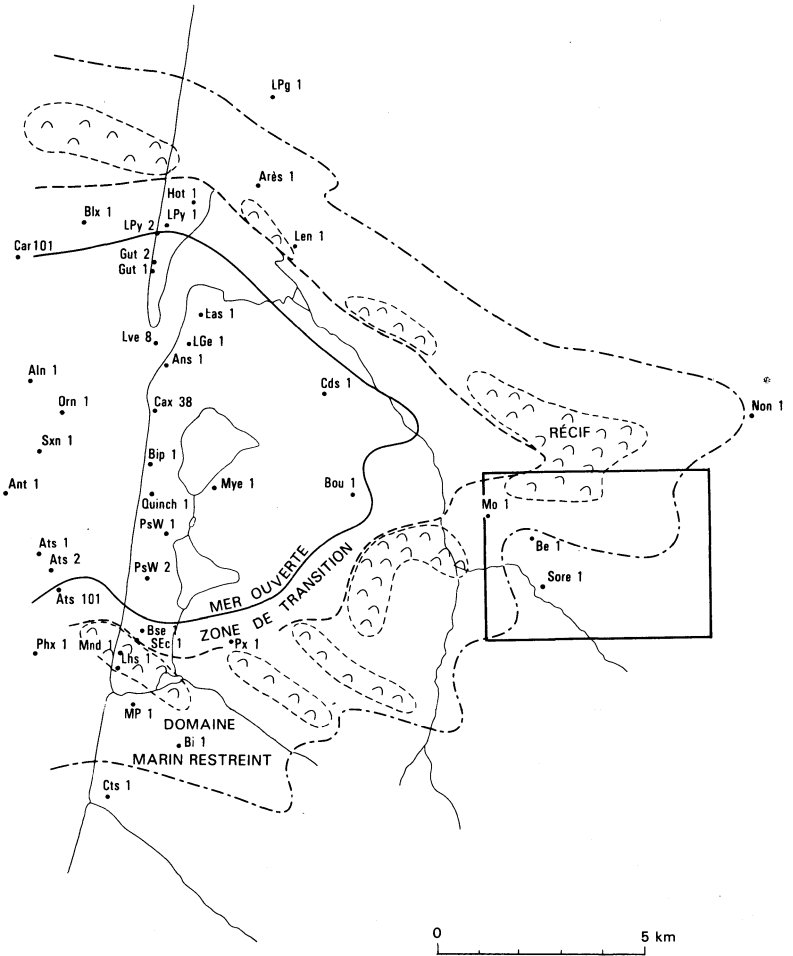


Fig. 6 - Schéma paléogéographique à l'Albi

Les dépôts montrent, de l'Est vers l'Ouest, une évolution d'un milieu de plate-forme externe carbonatée, passant à une zone de barrière récifale, et enfin à un avant-récif correspondant à la zone de pente du talus où se sont sédimentés les produits de démantèlement des récifs (fig. 6).

La zone de plate-forme est représentée par des calcaires micritiques beiges à pellets et bioclastes, et orbitolines, milioles, rudistes, gastéropodes, spicules.

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

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

Les dépôts de bassins situés à l'Ouest sont caractérisés par leur microfaune à *Hedbergella planispira*, *Ticinella roberti*, *Gavelinella intermedia*.

Cénomaniens—Turonien

C'est la période d'accélération de la transgression crétacée : la mer recouvre largement les aires jusqu'alors émergées de la partie orientale du Bassin aquitain.

Dans le forage Baloze 1, la série débute par des grès fins à passées de marnes noires, puis des calcaires gréseux, des dolomies grises et beiges et des calcaires blancs plus ou moins crayeux.

Les termes attribués au Turonien sont constitués de calcaires sableux, dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires crayeux à silex. L'ensemble représente une puissance de 301 m de sédiments.

Dans le forage Mano 1, le Cénomaniens est représenté par 47 m de dolomie gris-vert à blanchâtre, anédrique et vacuolaire.

Le Turonien débute par 40 m de calcaires blancs à passées de marnes noires, renfermant quelques orbitolinidés, et 44 m de dolomie bien cristallisée, gris-noir à brune, vacuolaire, à silex.

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

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*.

Dans le forage Mano 1, les faciès sont essentiellement dolomitiques, à silex et orbitoïdés, et coiffés par 15 m de calcaires blanc-jaune, compacts. L'ensemble du Sénonien inférieur représente une puissance de 96 m.

Dans le forage Baloze 1, le Sénonien inférieur est constitué par 142 m de calcaire sableux et glauconieux, de calcaire crayeux à silex et de dolomie sableuse.

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 au forage Mano 1 où le Sénonien supérieur est absent.

Dans le forage Sore 1, la série débute par des calcaires grumeleux, plus ou moins crayeux, à glauconie, et des calcaires silicifiés bleutés intercalés de petits lits de marnes blanches plastiques.

Au-dessus, on trouve une assise de dolomie cristalline beige à points de glauconie et à silex, et enfin des calcaires grumeleux plus ou moins crayeux, bioclastiques, coupés de petits bancs d'argiles calcaires ou de marnes plastiques gris clair, puis de marnes bariolées. Ces niveaux ont fourni quelques orbitoïdes.

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.

Seul le forage Sore 1 a recoupé 17 m de calcaires beige clair, durs et compacts, intercalés de quelques bancs de marnes crayeuses et d'argiles calcaires bariolées.

Éocène inférieur

L'Éocène inférieur marque le retour à un régime marin de l'Aquitaine.

Seuls les forages Sore 1 et Baloze 1 ont recoupé les dépôts éocènes, probablement grâce à leur position suffisamment éloignée de la structure anticlinale de Villagrains–Landiras.

Dans le forage Baloze 1, l'Éocène inférieur est représenté par 111 m d'argiles sableuses plastiques intercalées de petits niveaux de calcaires gréseux. Les niveaux calcaires de la base ont fourni quelques orthophragmines.

En général, dans le domaine de plate-forme de l'Aquitaine septentrionale, la faune est abondamment représentée par les petites nummulites, en particulier dans le Médoc (*Nummulites exilis*, *N. globulus*, *N. planulatus*, *N. leupoldi*, *N. burdigalensis*, *N. praelaevigatus*, *N. jacquoti*) et *Alveolina oblonga*, *A. corbarica*, *Ganella neumannae*,...

À l'Ouest, dans le domaine du bassin, les faciès marneux sont caractérisés par leur microfaune planctonique : *Globorotalia* gr. *gracilis-subbotinae*, *G. aragonensis*, etc.

Éocène moyen et 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 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*.

À l'Ouest, 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.).

Dans le forage Baloze 1, l'Éocène moyen est représenté par un calcaire beige, compact, puis un calcaire sableux à graveleux, et un calcaire crayeux tendre. Au-dessus, 18 m d'argiles plastiques puis 27 m de calcaires grumeleux et sableux à alvéolines, représentent les termes de l'Éocène supérieur.

Dans le forage Sore 1, le Lutétien est constitué par un calcaire blanchâtre grumeleux à passées de calcaire gris fortement sableux.

En continuité, le Bartonien révèle des calcaires très sableux gris à gris foncé, des calcaires blanchâtres, grumeleux, alternant avec des lits de marnes plastiques, bariolées, à rares galets de quartz.

L'Éocène supérieur débute par un niveau de marnes plastiques blanches, puis des alternances de calcaires sableux gris à blanchâtres et d'argiles calcaires jaunes.

Oligocène

● Durant l'**Oligocène inférieur** (Stampien), le domaine de plate-forme carbonaté gagne progressivement sur le domaine marin où se déposent des marnes caractérisées par *Globigerina* gr. *ciperoensis*, *G. venezuelana*, *Bulimina sculptilis*, *Cibicides perlucidus*, *C. cushmani*, *Bolivina antiqua*, *Uvigerina guayacanensis*, *U. gallowayi*, et surtout *Clavulinoides szaboi*.

Dans le domaine de plate-forme, la microfaune est caractérisée par *Nummulites vascus*, *N. boucheri*, *N. bouillei*, *N. intermedius*, *Operculina complanata*, des lépidocyclines, des oursins (*Eupataugus 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 oligocenica*, 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.

Dans le forage Sore 1, la série débute par 70 m d'argiles plus ou moins calcaires, jaunes, à petites intercalations de calcaires très sableux, gris à gris-blanc ; puis 59 m de marnes plastiques grises à petits lits de calcaires sableux bioclastiques ; et 36 m de calcaires gris très sableux, à nombreuses operculines et quelques *Halkyardia*.

Dans le forage Baloze 1, les faciès sont très semblables et présentent une puissance de 245 m.

● L'**Oligocène supérieur** (Chattien) ne semble pas représenté dans les forages Baloze 1 et Mano 1, mais a été recoupé par les forages communaux de Villandraut avec, de bas en haut, la succession lithologique suivante :
– au-dessus des calcaires stampiens, 5,50 m de sable calcaire fin, micacé, jaunâtre clair ;
– 1,50 m de marnes sableuses blanchâtres, à marbrures brunes ;
– 12,40 m d'argiles bigarrées, sableuses et micacées, à concrétions calcaires (molasse ?) ;
– 0,35 m de calcaires sableux dur, micacé ;
– 2 m de molasse sableuse jaunâtre ;
– 2,50 m de calcaire sableux jaunâtre, micacé ;
– 14,75 m d'argiles jaunes à grises, à nodules carbonatés.

Dans un forage communal très proche, le Chattien est représenté par 37 m d'argiles compactes, carbonatées vers la base.

Miocène

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

À l'Ouest, le domaine de mer ouverte est caractérisé à l'Aquitainien par des faciès argilo-sableux et par une microfaune à *Globigerinoides primordius*, *Globigerina praebulloides*, *G. woodi*, *G. venezuelana*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia* cf. *kugleri*, etc. ; pour les faciès plus côtiers, *Planulia wuellerstorfi*, *Anomalina* gr. *alazanensis*, *Nonion boueanum*, *N. dollfusi*, *Ammonia beccarii*, des miogypsines et des ostracodes.

TERRAINS AFFLEURANTS

m1. **Aquitanien. Calcaires sableux et sables argilo-calcaires jaunes** (15 m) Cette formation affleure dans la région de Villandraut, dans la vallée du Ciron et de ses affluents, le ruisseau de Taris, le ruisseau Blanc et le ruisseau de la Hure, près de Saint-Symphorien. Souvent recouverte par un résidu d'altération colluvionné, elle est bien décrite dans le sondage communal n° 1 de Villandraut :

- à la base, 5 m d'argiles et de marnes gris verdâtre à noirâtre, à passée plus sableuses, à nodules carbonatés et nombreux débris de fossiles, en particulier d'huîtres ;
- puis 2,80 m de marnes calcaires grises à bleues, à traces calcaires blanches ;
- 2,20 m de calcaires tendres, noduleux, blanchâtres ;
- 1,50 m de calcaires argileux, noduleux, à plages brunâtres et passées d'argiles noires organiques ;
- et 2,70 m de calcaires jaunâtres, sableux, mamelonnés et alvéolaires, à empreintes de fossiles, devenant plus argilo-sableux vers la base.

Ce sont ces niveaux de calcaires sableux et de sables argileux que l'on retrouve à l'affleurement près de la D8, au ruisseau du Baillon et dans la vallée du ruisseau de Taris, près de Capdet.

De même, on retrouve les niveaux de calcaires sableux jaunâtres du toit de l'Aquitanien, dans la vallée du ruisseau de la Hure, au moulin de la Moulette, près de Saint-Léger-de-Balson, à La Toulouse et à Saint-Symphorien.

Les niveaux plus argileux de la base de la série ont fourni *Crassostrea aginensis*, *Granulolabium plicatum*, *Terebralia bidentata*, *Scutella bioculata*.

Le niveau intermédiaire, de type molassique, a fourni *Cepaea girundica*, « *Planorbis* » *declivis*,...

La partie supérieure, constituée de calcaires sableux et de faluns, représente un équivalent des faluns à cérithes et corbules de La Saubotte et du moulin de Gamachot, situé en rive droite du Ciron près de Villandraut. Ces niveaux ont fourni une faune variée et bien conservée : *Granulolabium plicatum*, *Tympanotonos margaritaceus*, *Terebralia bidentata*, *Cyrena brongniarti*, *Ostrea undata*, *Scutella bonali*, etc.

m2. **Burdigalien. Molasses argileuses : argiles bariolées à nodules carbonatés et passées sableuses** (8-10 m). Les molasses burdigaliennes sont subaffleurantes au Sud de Villandraut. Elles ont été reconnues en sondage où elles apparaissent sous la forme d'une argile sableuse verte à marbrures ocre, plastique, molle, parfois silteuse, à intercalations de lits argilo-sableux gris, et apparemment dépourvue de fossiles.

Ces molasses ont un faciès très ressemblant à celui des molasses affleurant sur la feuille Losse, qui matérialisent la bordure septentrionale du vaste édifice de comblement détritique des Landes.

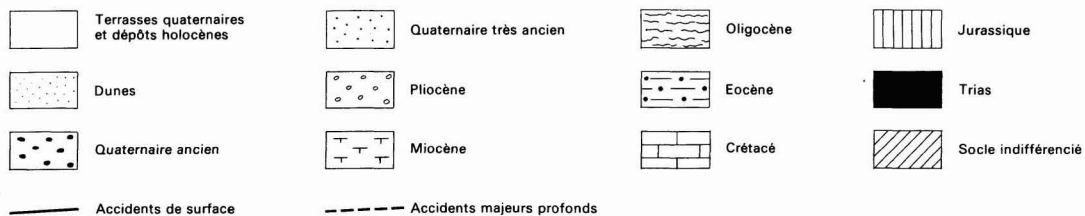
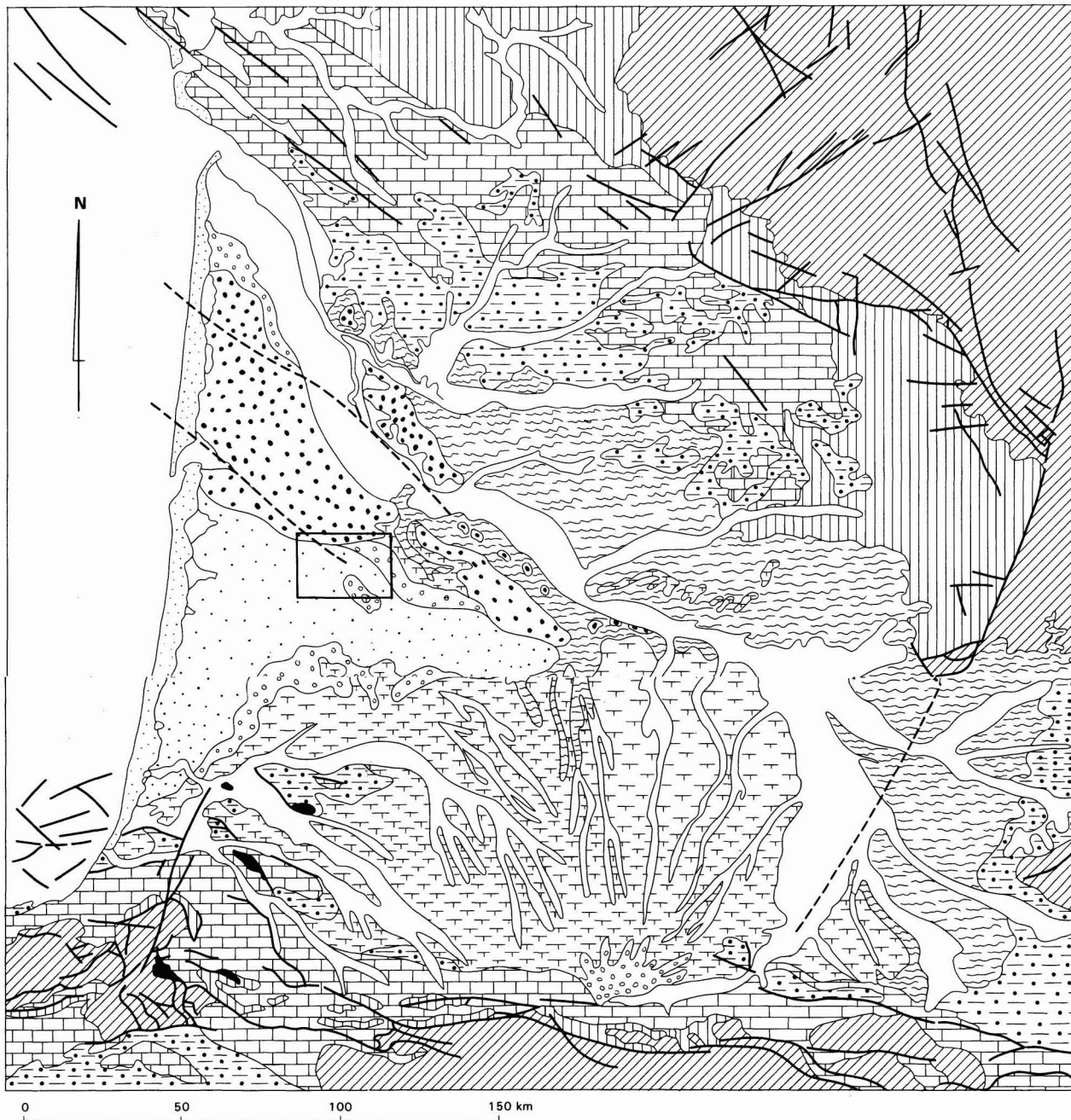


Fig. 2 - Situation géologique (G. Karnay; J. Dubreuilh - 1990)

m4V. **Serravallien. Formation des Sables verts. Sables argileux vert olive et kaki, glauconieux, à bioclastes** (11 m). Ces sables sont subaffleureurs au Sud de Villandraut et ont été recoupés en sondage.

Ils se présentent sous le faciès connu des sables fins à moyens, micacés, plus ou moins argileux, glauconieux, à petits débris de pélicypodes.

Les analyses paléontologiques n'ont pas donné de résultats significatifs ; cependant, les relations géométriques de la formation avec celle des Sables fauves permettent d'affirmer que les Sables verts constituent l'équivalent marin de la partie basale de la formation des Sables fauves, dans le secteur de Villandraut.

m4. **Serravallien. Formation des Sables fauves. Sables ± argileux rubéfiés** (4 à 12 m). La formation continentale des Sables fauves correspond à la partie basale du complexe détritique de comblement du bassin landais. Elle affleure au Nord de la carte dans les secteurs de Villandraut et Saint-Symphorien.

Les dépôts sont constitués de sables moyens à grossiers et de petits gravillons mal roulés, mal classés, à éléments très souvent anguleux, à petits lits ou nodules argileux, de couleur jaune orangé à ocre due à une rubéfaction relativement intense.

Les forages n'ont pas recoupé de niveau de falun permettant de confirmer l'âge serravallien de la formation.

m5. **Tortonien. Formation des Glaises bigarrées. Argiles bariolées à passées sableuses ou carbonatées** (5-13 m). La formation des Glaises bigarrées affleure en pointement sous les formations détritiques plio-quaternaires. On les trouve au Nord du complexe dunaire de Cazalis, près de Saint-Symphorien et Le Tuzan, au lieu-dit La Berdotte, près de la lagune de la Hountime, à l'Ouest de Belhade et au Nord de Sore.

Son faciès le plus courant est celui d'une argile ocre à brune, parfois bigarrée, avec de fines passées sableuses en général ocre, parfois des graviers mais aussi des rognons calcaires blanc jaunâtre, évoquant un faciès de plaine d'inondation.

Le toit de la formation montre une surface assez tourmentée, et sa présence sporadique confirme les phénomènes de creusement par les chenaux d'alimentation des épandages détritiques pliocènes et quaternaires.

Les lignites de type Arjuzanx, associés à la base de la formation, ont fourni une flore attribuée au Tortonien, voire débordant sur la période messinienne.

p. **Pliocène. Formation d'Arengosse. Sables et graviers blanchâtres ± argileux** (6 à 15 m). La formation d'Arengosse, représentée sur la feuille Sabres par deux séquences négatives bien marquées (Dubreuilh et Platel, 1991), est souvent incomplète sur la feuille Saint-Symphorien, en particulier dans sa moitié nord-est.

Les faciès rencontrés en forage débutent à la base par des sables grossiers et graviers grisâtres à jaunâtres (séquence de Solférino) ; une passée argileuse gris bleuté à beige, silteuse et finement micacée, à marbrures rouille, d'une épaisseur de 3 m, les sépare de la série sablo-graveleuse gris verdâtre à blanchâtre, kaolinique, finement micacée, représentant la séquence supérieure (Mézos).

L'étude des spectres sporo-polliniques des niveaux argileux n'a pas donné de résultat significatif, ce qui a induit une corrélation basée uniquement sur les critères lithologiques et géométriques des corps sablo-graveleux.

La paléogéographie du Pliocène se résume à une vaste plaine d'épandage fluviale qui s'étale sur l'ensemble des Landes, et dont un des axes principaux de drainage recoupe la feuille Saint-Symphorien en passant par Callen, Sore et Belhade.

IV. Pléistocène inférieur. Formation d'Onesse. Sables micacés gris-bleu, graveleux à la base (0 à 20 m). La formation d'Onesse, définie sur la feuille Lit-et-Mixe (Dubreuilh et Karnay, 1991), constitue la 4^e séquence majeure du comblement des Landes et se distingue des séquences précédentes par une évolution positive (fining up) caractéristique d'une décroissance d'énergie.

Elle couvre largement la moitié du territoire de la feuille et se situe dans l'axe des apports de la plaine d'épandage fluviale du Quaternaire ancien.

Les faciès rencontrés en forage sont surtout sableux, avec parfois vers la base des graviers bien roulés de quartz blanc pouvant atteindre 10 mm de diamètre. Ces sables sont en général propres vers la base, silteux ou même argileux vers le toit de la formation, et très souvent micacés. Les dépôts sont de couleur gris-bleu et montrent une puissance allant jusqu'à 20 m.

L'évolution lithologique progressive vers le Nord-Ouest amène la superposition d'une nouvelle séquence, qui semble représenter la séquence dénommée formation de Belin (IVb) sur la feuille Parentis (Platel et Dubreuilh, 1991)*.

L'âge de cette formation est déterminé par les lignites de type Mézos situés immédiatement sous cette formation et qui appartiennent au Pliocène terminal.

Les analyses du contenu floristique effectuées sur des niveaux organiques ligniteux de type Mimizan (feuille Mimizan), correspondant au toit de la formation d'Onesse, situent ces dépôts au sein du Pléistocène inférieur, entre le Reuvérien et le Tiglien, probablement très près de la limite Pliocène-Quaternaire (Dubreuilh et Karnay, 1991).

* Les teintes des formations de Belin et d'Onesse ont été inversées sur la feuille Parentis-en-Born.

NF ; NF₁ ; NF₂. **Pléistocène inférieur (?) à supérieur. Formation du Sable des Landes /s. Sables blanchâtres fluviatiles (NF₁ : formation de Castets—Argelouse) et sables hydro-éoliens jaunâtres (NF₂ : Sable des Landes s.s.)** (2 à 10 m). Cette accumulation sableuse est constituée de sables plus ou moins fins, blanchâtres ou jaunâtres, à nombreux minéraux lourds. La partie supérieure (NF₂), le plus souvent très éolisée, est marquée par une phase de ruissellement intense. Les études morphoscopiques attestent d'un polissage des grains en milieu aquatique et d'une influence glaciaire.

Une podzolisation avec un alios de couleur ocre à brune ou une garluche près des exutoires de nappe, marque le sommet de cette formation.

Localement, des argiles plus ou moins sableuses, organiques, où de petits bancs décimétriques de lignites apparaissent, entrecoupés de sables très fins blancs bien triés, le plus souvent d'origine fluviatile.

Les analyses polliniques pratiquées sur les dépôts les plus organiques ont fourni une flore caractérisée par l'abondance des conifères dont *Pinus diploxylon* et *Picea*, associés à une importante strate herbacée ou muscinale.

La découverte de deux pointes à cran solutréennes, aux environs de la localité de Sabres, a permis à C. Thibault (1970) d'attribuer la partie supérieure de la formation (Sable des Landes s.s.) aux deux derniers stades de la glaciation wurmienne (Würm III et IV).

Quant à sa partie basale, dont la mise en place est à dominante fluviatile, il semble qu'elle ait pu débiter au cours du Pléistocène inférieur ou moyen et se soit poursuivie jusqu'au Pléistocène supérieur.

Le plus souvent, la partie sommitale éolisée est pelliculaire ; dans ce cas l'ensemble de la formation a été noté NF.

Dya. **Holocène (Subboréal). Édifices dunaires de type parabolique.** 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'Argelouse, Sore, Bourideys, Villemégea et Cazalis.

En relation avec les dunes de même type situées sur la façade atlantique, elles constituent 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).

Fy ; T. **Holocène (Atlantique à actuel). Alluvions récentes. Sables, argiles, graviers, tourbes.** (1 à 3 m). Ces dépôts détritiques 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 de quelques décimètres d'épaisseur (T).

Ces dépôts sont à rapporter à la période holocène, de l'Atlantique à l'actuel.

Fz. Holocène. Alluvions actuelles. Sables, limons, graviers. Ces alluvions sont représentées par des sables fins à grossiers, beige brunâtre à grisâtre dans les vallées, et par des sables fins à moyens, grisâtres à brunâtres, parfois limoneux ou organiques en bordure des lagunes.

C. Holocène. Colluvions argilo-sableuses. À l'Est de Callen, le ruisseau le Naou et ses affluents traversent une zone empâtée par des colluvions argilo-sableuses beiges à brunâtres pouvant atteindre, voire même dépasser, 2 m d'épaisseur.

Ces dépôts accumulés dans une zone en creux, constituent une reprise par ruissellement des sables éoliens jaunâtres (NF2) et des sables et graviers plus ou moins argileux des formations fluviatiles de Castets-Argelouse (NF1), Onesse (IV) et Arengosse (p).

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.

Trias

Dès le début du Trias, le bâti paléozoïque subit les effets d'une distension de direction générale N 50°, 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 type 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 N 30° à N 60°, montrent l'importance du cadre morphostructural sur la répartition actuelle de ces dépôts et 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.

Lias inférieur

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 de bassin est amorcé.

Lias supérieur—Dogger

● 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 aquitain 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.

Malm

Cette période constitue un nouveau cycle sédimentaire qui se traduit par une nouvelle mégaséquence avec, à la base, un terme argileux (marnes à ammonites) et argilo-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-bassin subsidents de Parentis et de l'Adour—Mirande, séparés par une zone haute à dépôts réduits : le « seuil des Landes ».

Néocomien—Aptien inférieur

Après l'émersion complète de la fin du Portlandien, un nouveau cycle sédimentaire transgressif-régressif s'installe 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.

Aptien supérieur—Albien

C'est au cours de cette période que 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 l'Albien. 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'Arzacq, 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 cisaillante (transtension) crustale. Les fossés nouvellement créés sont assimilés par une majorité d'auteurs comme des « rhombo-grabens » fonctionnant en « pull-apart » le long d'accidents cisaillants, et dont le moteur serait dû au mouvement relatif senestre des plaques ibérique et européenne, précédant l'ouverture du golfe de Gascogne.

Crétacé supérieur

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 responsables de la structuration de la chaîne vont se localiser au niveau de la zone nord-pyrénéenne avec la formation, dès le Cénomani, 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.

Paléogène

● Le début du Tertiaire (**Paléocène—Éocène inférieur**) correspond, dans le sous-bassin de Parentis, à une période de relative vacuité sédimentaire liée aux premiers mouvements de compression N 20° (stade collisionnel) de l'orogénèse pyrénéenne.

- À l'**Éocène moyen**, les structures existantes s'accroissent et de nouvelles rides (Mimizan-Nord, Mimizan, Bias, Pontenx, Bourrache et Parentis) se créent en s'appuyant sur des failles chevauchantes à vergence S. Des décollements 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 sous-bassin marquent 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.

Néogène—Quaternaire

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

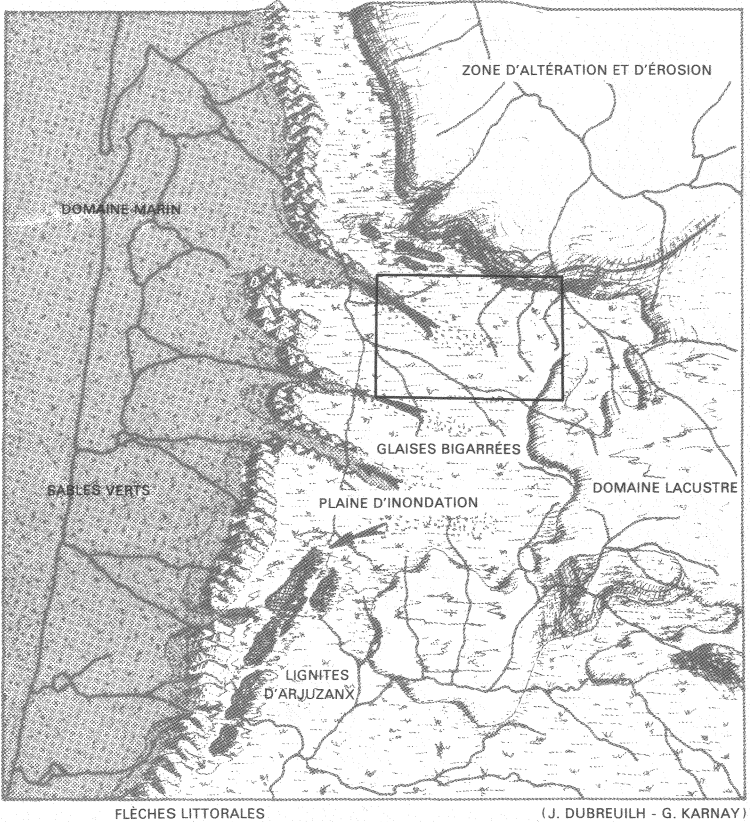
- Durant le **Miocène moyen** (Langhien—Serravallien), le maximum de transgression est matérialisé par des faciès de sables glauconieux verdâtres (Sables verts) et des marnes à huîtres. L'extension des influences marines est cependant très difficile à cerner en raison des fluctuations du niveau de la mer qui ont entraîné une altération pédogénétique de ces faciès, postérieurement à leur dépôt (Sables fauves). La limite entre les domaines continental et 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. 7), le calme relatif qui règne voit le développement de faciès de plaine d'inondation dans un 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.



**Fig. 7 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne :
Miocène terminal**

● Au **Pliocène** (Plaisancien ; fig. 8), la région landaise reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers. Deux séquences majeures positives à caractères progradant peuvent être reconnues, terminées par des flèches d'accumulations 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 penser que le domaine marin devait se situer à quelque distance.

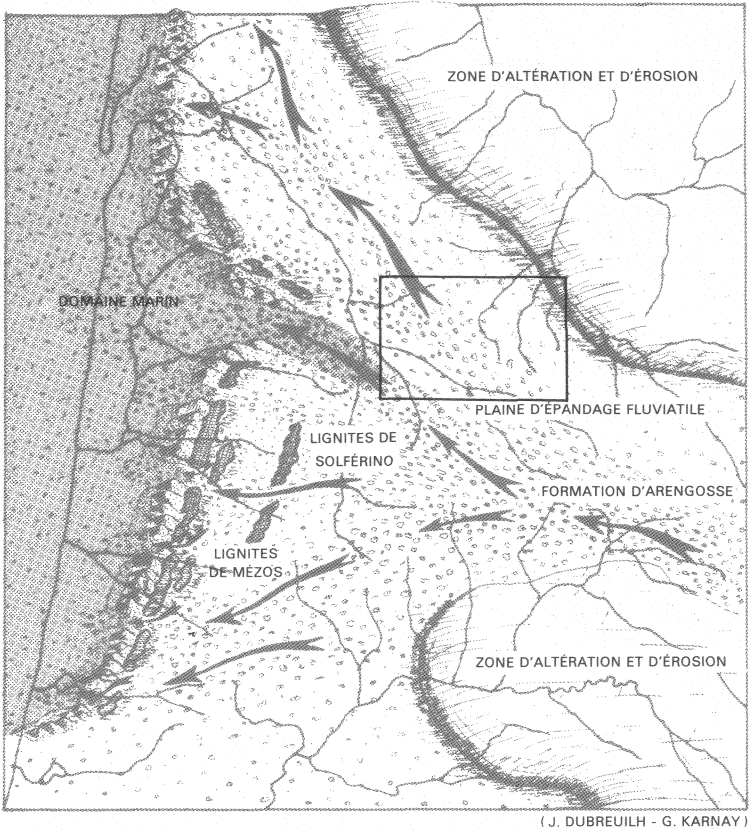
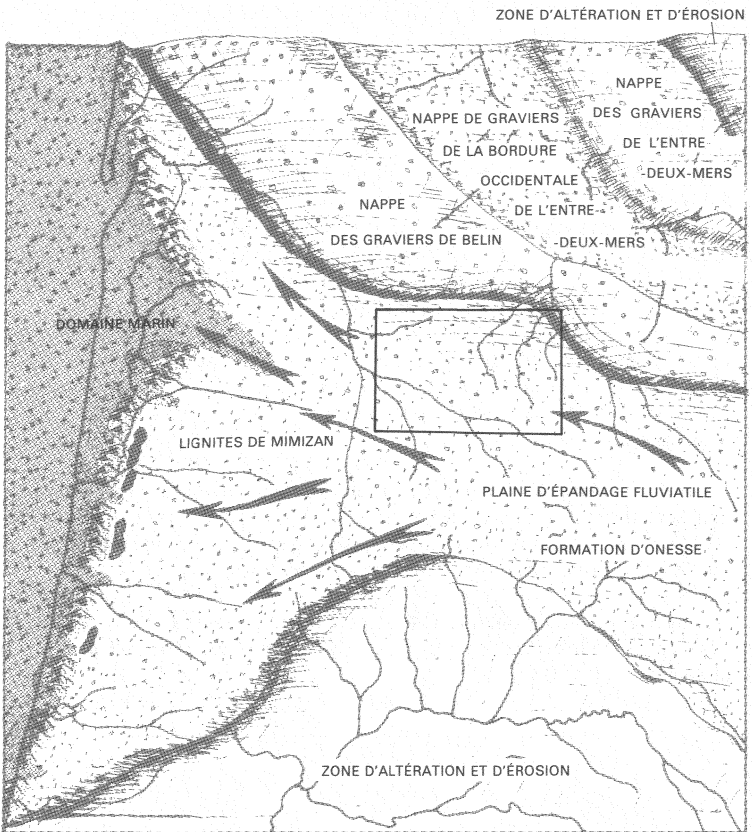


Fig. 8 - Evolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne : Pliocène

● Au **Quaternaire ancien** (fig. 9), 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.

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



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 9 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne :**
Quaternaire ancien anté-glaciaire

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

L'ensemble du domaine landais est recouvert par un manteau de sables très purs 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 peu affecter le sol en le décolorant sur 1 m à 1,5 m de profondeur ;
- enfin apparaît un horizon d'accumulation et de concentration des hydroxydes de fer mobilisés sous l'action des acides humiques et fulviques, où dominent 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, les sols sous forêts très anciennes 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 nord-est 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.

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 des plateaux 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 dont la disparition est due au drainage nécessaire à la sylviculture et à l'exploitation du maïs.

Les méthodes modernes de sylviculture (semis sur bandes) sont également responsables de l'appauvrissement de l'effectif du busard cendré, par suppression du tapis végétal servant à cacher son nid à terre ; mais aussi du circaète Jean-le-Blanc, par diminution de sa nourriture (serpents et lézards).

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 leurs migrations.

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,...).

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

RESSOURCES EN EAU

Nappe de l'Oligocène (calcaires sableux)

L'aquifère le plus profond sollicité sur le territoire de la feuille se situe à l'Oligocène inférieur, dans les niveaux attribués au Stampien. Les faciès sont des calcaires sableux jaunes, micacés, des calcaires détritiques, bioclastiques, parfois rognoneux, etc.

La qualité physico-chimique de l'eau est bonne ; cependant, les caractéristiques hydrodynamiques semblent assez médiocres.

Cet aquifère est essentiellement exploité pour assurer les besoins en eau de la région de Villandraut.

Nappe du Miocène (calcaires coquilliers et grès)

Cet aquifère, de qualité moyenne, est souvent chargé en oxydes de fer et montre des caractéristiques hydrodynamiques très variables. Il est utilisé pour l'irrigation du maïs car l'aquifère superficiel semble souvent peu productif.

Les faciès de la roche-magasin sont des calcaires souvent coquilliers, sableux, des grès tendres calcaires, ou même des niveaux de sables plus ou moins indurés.

Cette nappe semble souvent en relation avec l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire.

Nappe du Mio-Plio-Quaternaire (sables et graviers)

Cette nappe est en fait un ensemble aquifère localement multicouche, dont le réservoir est constitué par les formations des Sables fauves (Miocène moyen), d'Arengosse (Pliocène) et d'Onesse (Pléistocène inférieur), coiffées localement par un niveau argileux imperméable à leurs sommets.

Le faciès dominant est sablo-graveleux, avec cependant des granulométries très variables donnant des caractéristiques hydrodynamiques de nappe très diverses. L'eau est de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique, avec une résistivité moyenne et une teneur en fer total relativement faible, de l'ordre de 1 mg/l.

Nappes superficielles (sables)

Ces nappes superficielles intéressent les faciès sableux qui nappent l'ensemble du territoire : formations de Castets—Argelouse et du Sable des Landes, mais aussi sables dunaires ou sables soufflés associés aux édifices de type parabolique.

La base de ces aquifères repose localement sur les niveaux plus argileux du toit de la formation d'Onesse.

La piézométrie est directement en relation avec la topographie, ce qui traduit une alimentation par infiltration des eaux de pluie et un drainage par le réseau hydrographique.

La qualité des eaux est très médiocre, car fortement chargées en fer, d'où son utilisation pour des besoins très locaux (arrosage,...).

SUBSTANCES UTILES

Il n'existe pas de substance minérale actuellement exploitées de façon industrielle sur le territoire de la feuille ; toutefois des indices de matériaux sont connus, tels des sables extra-siliceux ou des argiles.

Sables industriels

L'ensemble du territoire landais peut fournir des matériaux sableux ou sablo-graveleux 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 % suivant les conditions du milieu de dépôt.

D'importants gisements de sables semblables à ceux exploités à Marcheprime (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 à tuiles

Des argiles communes existent à l'affleurement sur la feuille, dans la formation des Glaises bigarrées et dans les molasses argileuses, près de Cazalis, Le Tuzan, à l'Est de Mano et près de Sore.

Au début du siècle, ces argiles ont alimenté les petites tuileries pour la fabrication des pots à résine.

Argiles grésantes

Les matériaux utilisés pour la fabrication de grès céramiques sont le plus souvent des argiles de type illite, présentant une fusibilité naturelle en raison de leur faible teneur en alumine (Al_2O_3) et du taux assez élevé en fondants (alcalins et ferro-magnésiens), ainsi que de leurs caractéristiques physiques leur conférant une bonne plasticité, leur résistance mécanique et leur très faible porosité après cuisson à 1220 °C.

Un gisement a été mis en évidence dans le secteur d'Argelouse, dans les niveaux argileux de la formation de Castets—Argelouse.

Les grès obtenus après cuisson à 1280 °C présentent une porosité pratiquement nulle et une couleur brune convenant parfaitement pour l'élaboration de grès de type rustique.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE

Dans la région qui nous occupe, les premières traces d'activités humaines remontent au Néolithique (4000 à 2500 avant J.C.), avec une découverte apparemment isolée : le disque de silex taillé perforé de Saint-Symphorien (collection Béraud-Sudreau du musée d'Aquitaine). Ce type de pièce est très rare en France, en particulier au Sud de la Loire.

Les autres découvertes sont attribuées au premier âge du fer, avec les tumulus à incinération avec urnes et épée de fer de Villandraut, et quelques « fonds de cabane » de la région de Saint-Léger-de-Balson.

L'Aquitaine a conservé peu de traces matérielles de ses occupants du deuxième âge du fer ; cependant, par César (*De Bello Gallico*) et Pline l'Ancien (*Naturalis Historia*), on peut affirmer que la région de Saint-Symphorien fut occupée par les Vasates, à l'écart des grandes voies de circulation (Bordeaux—Dax et Bordeaux—Toulouse).

Aux 12^e-14^e siècles, on notera le fonctionnement d'un hôpital à Cazalis, à l'écart de la route de Saint-Jacques reliant Bazas à Dax.

On mentionne également en 1289 un chemin reliant Sore à Labrit, et même une route Bordeaux—Sore passant par Le Tuzan.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire, au départ de Villandraut, emprunte la D 9 en direction de Callen. Au passage du ruisseau de Taris, on peut observer en carrière les niveaux supérieurs de l'Aquitainien. Poursuivre la D 9 à travers les épanchages sablo-graveleux de la formation d'Arengosse jusqu'à Souis, puis tourner à gauche, traverser Cazalis par la D 115, puis tourner à droite. Peu après le lieu-dit Péchon, où affleurent les Glaises bigarrées, on atteint le magnifique complexe dunaire de type parabolique de Cazalis.

Après la traversée de la dune de Cazalis, tourner à gauche en direction de Callen, puis de Sore. À Sore, la formation des Glaises bigarrées affleure en bordure de route, près de la Petite-Leyre.

En remontant vers Argelouse par la N 651, on aperçoit, au niveau du ruisseau du Moulin, les termes argileux situés au toit de la formation d'Arengosse. Les graviers blancs de la formation d'Arengosse s'observent au franchissement de la Leyre, au Sud de Belhade.

Reprendre la N 651 et, peu avant Mano, tourner à droite en direction de Saint-Symphorien. Après avoir traversé les étendues sableuses de la formation d'Onesse, les calcaires sableux de l'Aquitainien supérieur affleurent sous les Sables fauves, dans la vallée de la Hure jusqu'au moulin de la Moullette.

On retrouve un de ces affleurements peu avant Villandraut, en rive droite du ruisseau du Baillon, et au niveau des douves du château de Bertrand de Got, plus connu sous le nom de Pape Clément V, qui déplaça le Saint-Siège en Avignon et abolit l'ordre des Templiers pour complaire à son protecteur Philippe IV le Bel.

ORIENTATION 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.

ASTIÉ H., DUBREUILH J. (1977) — L'irrigation du maïs dans les landes de Gascogne : protection 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 fluvial Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde. Thèse 3^e cycle, Bordeaux I, n° 91, 273 p., 41 fig., 73 tabl., 2 pl., 1 pl. hors texte.

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

DUBREUILH J., KARNAY G. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lit-et-Mixe (923). Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par J. Dubreuilh, J.P. Capdeville, J.M. Bouchet (1991).

DUBREUILH J., MARIONNAUD J.M. (1972) — Notice explicative, Carte géol. France, feuille Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer (730). 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., PRUD'HOMME 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.

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, 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.

PLATEL J.P., DUBREUILH J. (1991) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Parentis-en-Born (874). Orléans : BRGM, 63 p. Carte géologique par J.P. Platel (1991).

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 *La Teste-de-Buch*, 2^e édition, par M. Vigneaux, R. Séronie-Vivien (1962).

Feuille *La Réole*, par G. Vasseur, J. Repelin, J. Blayac (1909).

Feuille *Grignols*, par G. Vasseur, J. Repelin, J. Blayac (1910).

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

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Bazas*, par J.P. Capdeville (1992).

Feuille *Labrit*, par J.P. Capdeville, J. Dubreuilh (1991).

Rapports de fin de sondages pétroliers : Baloze 1, Le Tuzan 1, Mano 1, A, B, C, D, Sore 1.

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

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.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES

Palynologie : G. FARJANEL (BRGM, Orléans).

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

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 : 28 novembre 1991

Impression de la carte : 1993

Impression de la notice : avril 1993

