



SOUSTONS

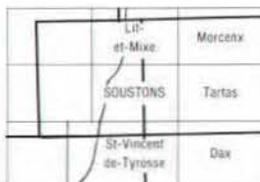
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SOUSTONS

par

G. KARNAY, J. DUBREUILH

La carte géologique à 1/50 000
SOUSTONS est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : VIEUX-BOUCAU (N° 214)
à l'est : MONT-DE-MARSAN (N° 215)



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
SOUSTONS À 1/50 000**

par

G. KARNAY, J. DUBREUILH

1991

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

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

— *pour la carte* : KARNAY G., DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Soustons** (949) — Orléans : BRGM. Notice explicative par KARNAY G., DUBREUILH J. (1991), 56 p.

— *pour la notice* : KARNAY G., DUBREUILH J. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Soustons** (949) — Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par KARNAY G., DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1949-2

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	6
<i>ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	24
Tertiaire	24
Quaternaire et formations superficielles	28
ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU COMBLEMENT RÉCENT DES LANDES DE GASCOGNE	37
OCCUPATION DU SOL	42
<i>SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES ET ACTIVITÉS</i>	42
<i>ARCHÉOLOGIE PROTOHISTORIQUE</i>	42
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	43
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	43
<i>SUBSTANCES MINÉRALES ET EXPLOITATIONS</i>	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	48
<i>ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE</i>	48
<i>COUPES RÉSUMÉES DES FORAGES PÉTROLIERS</i>	49
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	49
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	55
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES</i>	55
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	55
AUTEURS	56

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par cette feuille s'inscrit au Sud du département des Landes, il est uniformément recouvert par des formations sablo-graveleuses fluviatiles ainsi que des sables éolisés appartenant à la formation du Sable des Landes.

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

Tertiaire

- **Oligocène supérieur : Chattien (faluns d'Estoty) :** faluns calcaréo-gréseux et sableux jaunâtres.
- **Miocène moyen : Serravallien (formation des Sables fauves) :** sables plus ou moins agileux, ocre à blancs.
- **Miocène moyen : Serravallien (faluns bleus de Soustons) :** faluns sableux à passées argileuses bleutées.
- **Pliocène (formation d'Arengosse) :** sables et graviers dans une matrice argileuse kaolinique blanchâtre. Localement, accumulations ligniteuses.

Quaternaire et formations superficielles

- **Pléistocène inférieur (formation d'Onesse) :** petits graviers et sables argileux micacés, argiles gris-bleu.
- **Pléistocène inférieur (terrasses de très hauts niveaux) :** sables, graviers, argiles rubéfiées.
- **Pléistocène inférieur :** sables, graviers, argiles.
- **Pléistocène moyen :** sables et graviers rubéfiés.
- **Pléistocène inférieur (?) à supérieur (formation du Sable des Landes l.s.) :** sables fins blanchâtres fluviatiles (formation de Castets), éolisés au sommet (formation du Sable des Landes s.s.).
- **Holocène (période atlantique) :** sables coquilliers, argiles et graviers.
- **Holocène (alluvions récentes) :** argiles, sables, tourbes, limons et graviers.
- **Holocène (période subboréale) :** édifices dunaires de type parabolique et sables des espaces interdunaires ou « lettres ».
- **Holocène (fin de la période subboréale jusqu'au 19^e siècle) :** complexe dunaire constitué d'édifices de type barkhane et parabolique, et sables des espaces interdunaires ou « lettres ».
- **Dunes actuelles.**
- **Altérations liées à la zone affleurante de la structure de Sébastopol.**

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

L'étude des formations détritiques du triangle landais a nécessité la mise en œuvre de moyens importants (sondages, analyses, levés de terrain) afin de mettre en évidence la logique de mise en place des différentes formations ainsi que leur situation au sein du comblement.

Les investigations réalisées à partir de nombreux sondages à la tarière ont permis une approche à la fois sédimentologique et stratigraphique.

Par ailleurs, la découverte des premiers indices de lignite du gisement de Mézos, lors des travaux de reconnaissance, a amené un surcroît de moyens permettant la réalisation de nombreux sondages destructifs et carottés.

L'analyse stéréoscopique des photographies aériennes les plus récentes de l'IGN a permis une approche géomorphologique de certaines unités cartographiques, et notamment des ensembles dunaires du littoral atlantique.

L'effort principal a porté sur la compréhension de l'évolution du comblement et sur la datation, à l'aide des flores polliniques, des ensembles cartographiques mis en évidence.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Soustons borde la façade océanique atlantique entre Vieux-Boucau au Sud et Léon au Nord (fig. 1, en pages centrales).

Sur ce territoire correspondant à la région du Marensin, apparaissent plusieurs ensembles naturels :

- la bordure atlantique, occupée par les systèmes dunaires ;
- le domaine des étangs et des marais, situé au côté sous le vent des dunes (étangs et marais de Soustons et de Léon) ;
- la plaine sableuse de l'intérieur, seulement incisée par les petites vallées.

La forêt de pins constitue la majeure partie du boisement, à l'exception des abords des lacs de Soustons et de Léon où se développent le chêne vert et le chêne-liège.

C'est un secteur très touristique en période estivale, avec quelques pôles d'attraction principaux constitués par les étangs et leurs petites stations, en particulier Soustons, Léon, ainsi que la façade atlantique avec les plages de Vieux-Boucau-les-Bains et Moliets-et-Mâa.

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE

À la fin du Paléozoïque, le bâti hercynien plissé est affecté par d'importants décrochements sur lesquels va se mouler la structuration tectonique ultérieure. On peut schématiser cette structuration tardihercynienne par trois familles d'accidents : les accidents subparallèles N 90 à N 110 dextres,

qui vont constituer l'actuelle faille nord-pyrénéenne, les décrochements senestres N 20 à N 60 (faille de Toulouse, Sillon houiller, etc.), et les accidents N 135 à N 140 (« flexure celtaquitaine »).

Trias

La fin du Permien et le début du Trias sont caractérisés par le début d'une phase de distension qui va se prolonger jusqu'au Lias inférieur (Hettangien). Cette extension, de direction sensiblement N 50, se traduit par le rejeu des fractures tardihercyniennes et par la formation de petits bassins en demi-grabens limités par des accidents N 30 à N 60. Ces demi-grabens s'associent à une direction N 140 correspondant à l'axe de subsidence maximale et à la direction de la marge stable nord-aquitaine.

La sédimentation, guidée par le cadre morpho-structural, montre une organisation de dépôt correspondant à un modèle continental à évaporitique, à l'intérieur de chaque sous-bassin tectonique. Les différents stades du comblement sont matérialisés par une évolution des milieux de dépôts :

- cône alluvial (conglomérats, grès, brèches, argilites) ;
- plaine alluviale (grès fins à moyens, siltites, argilites) ;
- vasière (argilites, siltites plus ou moins dolomitiques et anhydritiques).

Sur ces dépôts caractéristiques du comblement du début du Trias (Bund-sandstein) va s'implanter un domaine évaporitique caractérisé par :

- des dolomies à intercalations d'argiles noires, représentant le stade pré-évaporitique et rapportées au Muschelkalk (« dolomie de Sébastopol ») ;
- le complexe salifère à halite dominante, avec intercalations d'argiles rouges, constituant le stade évaporitique proprement dit (Keuper).

Au toit de ces couches salifères viennent s'intercaler les passées d'ophites qui témoignent de la présence d'accidents crustaux importants et de l'intensité de la distension (subsidence importante). La venue de ces roches magmatiques confirme l'hypothèse du « rifting » triasique.

Vers la fin du Trias, les faciès argileux rouges à bariolés, à fréquents nodules d'anhydrite, montrent un retour à un environnement de vasière saline et caractérisent une rémission du contexte évaporitique.

Infralias (Rhétien—Hettangien)

Le Rhétien est caractérisé par le dépôt de la « dolomie de Carcans » et constitue le premier terme de la récurrence évaporitique. L'âge de ces « dolomies de Carcans » évolue du Rhétien moyen à l'Hettangien depuis le centre du bassin vers les bordures. Le stade évaporitique de l'Hettangien se singularise par le dépôt d'anhydrite, ce qui pourrait correspondre à une modification du climat et à une accentuation des influences marines.

L'absence de coulées ophitiques à l'Hettangien, et la subsidence moins prononcée, semblent indiquer que le système en distension du Trias tend à baisser en intensité.

L'Hettangien marque le comblement du bassin et le déclin de la phase de rifting qui a précédé l'ouverture de l'océan entre l'Afrique occidentale et l'Amérique du Nord.

Sinémurien à Toarcien

Le Sinémurien débute par une longue période de calme tectonique, avec une sédimentation de type plate-forme qui va se prolonger jusqu'à l'Oxfordien sur l'ensemble de l'Aquitaine.

Au Sinémurien on assiste au début de la transgression jurassique, avec une sédimentation carbonatée de mer épicontinentale (dolomies et calcaires dolomitiques). Peu à peu, l'influence marine s'accroît et la sédimentation devient marneuse au Pliensbachien et au Toarcien (marnes noires).

Aalénien à Oxfordien

Au Jurassique moyen, la mer a envahi l'ensemble de l'Aquitaine, et le bassin est occupé dans sa partie occidentale par une mer épicontinentale ouverte vers l'Ouest et soumise aux influences pélagiques, au centre par une zone de barrière récifale, dirigée sensiblement N-S, passant par Angoulême—Marmande—Tarbes, et à l'Est par une zone de plate-forme interne limitée par la faille de Toulouse et le môle occitan.

La sédimentation, d'abord carbonatée (calcaires à microfilaments), devient plus calme à l'Oxfordien avec le dépôt des « marnes noires à ammonites ».

Kimméridgien—Portlandien

La fin du Jurassique enregistre deux phénomènes déterminants qui vont conditionner la paléogéographie du bassin : la régression marine de la fin du Malm et la deuxième phase de distension qui commence dès la fin de l'Oxfordien et va se poursuivre jusqu'à l'Aptien moyen.

Cette seconde phase de distension (NNE-SSW) va provoquer l'apparition de nouveaux bassins tectoniques dirigés E-W (Parentis) et NW-SE (Adour—Mirande), qui vont se remplir au Jurassique terminal et pendant tout le Crétacé inférieur. Ailleurs, la forte érosion due à la régression marine va provoquer une lacune qui se poursuivra durant une partie du Crétacé inférieur. Notons cependant le dépôt de la « dolomie de Mano », qui marque le retrait de la mer au Portlandien. Malgré les différentes hypothèses avancées, une majorité d'auteurs assimilent ces bouleversements tectoniques à une nouvelle phase de rifting précédant l'ouverture du golfe de Gascogne.

Barrémien—Aptien moyen

Le style tectonique mis en place au Jurassique terminal va fonctionner durant la majeure partie du Crétacé inférieur, avec pour trait essentiel une forte subsidence dans les bassins tectoniques. À l'heure actuelle, plusieurs

interprétations sont avancées pour expliquer le dispositif structural en distension du Crétacé inférieur : une succession de horsts et grabens, des fossés tectoniques en « pull-apart » ouverts entre les décrochements senestres, ou bien un système de blocs basculés le long de failles listriques, ce qui assimilerait la bordure nord de l'Aquitaine à une marge passive.

Aptien terminal—Albien

Durant cette période, la subsidence s'accélère brusquement dans les bassins existants (Parentis,...) et de nouveaux bassins naissent, où s'accumulent des dépôts de type flysch (fossés de Tarbes et de Comminges).

Les dépôts de plate-forme situés au pourtour des bassins subsidés sont essentiellement constitués de calcaires micritiques beiges à pellets et bioclastes, avec une faune à orbitolines, miliolles, rudistes et gastéropodes. Ces calcaires sont souvent dolomitisés, laissant fréquemment planer le doute quant à leur attribution stratigraphique. C'est à l'Albien terminal que l'on rattache la mise en place des granulites et lherzolites situées au Nord de la faille nord-pyrénéenne, ainsi que le début du métamorphisme HT-BP des Pyrénées centrales et orientales donnant les faciès à cornéennes.

Cénomaniens—Turonien

Au Crétacé supérieur, l'Aquitaine peut être considérée comme une marge stable, avec un domaine de plate-forme où se déposent sous une faible tranche d'eau des calcaires siliceux et des calcaires dolomitiques à faune typique d'une zone photique, et une fosse flysch active où alternent calcaires gréseux, calcaires argileux noirs, marnes feuilletées et niveaux de brèches. Le métamorphisme se manifeste dans les Pyrénées occidentales avec une intensité plus faible (faciès à séricite-chlorite), sauf dans la nappe des marbres où il est bien marqué.

On assiste également, depuis l'Albien terminal jusqu'au Turonien, à des phénomènes volcaniques alcalins qui vont provoquer des épanchements sous-marins de basaltes et de trachytes, ainsi que des intrusions de picrites et syénites néphéliniques dans les sédiments crétacés.

Tous ces phénomènes montrent que le contexte général est à la distension crustale, due probablement à un vaste décrochement senestre entre les plaques européenne et ibérique.

Sénonien

La tectonique en décrochement senestre se poursuit durant tout le Sénonien en provoquant des événements compressifs locaux près des zones de cisaillement (faille de Bigorre, accident de Calamo, Bilbao, etc.). À cette époque, la faille transverse basque semble jouer en cisaillement dextre.

La paléogéographie du Sénonien reflète la dernière avancée marine du Crétacé, tout particulièrement au Campanien dont les dépôts peuvent être transgressifs, en bordure de bassin, sur des terrains très anciens. Les dépôts

de plate-forme sont constitués de matériaux calcaro-dolomitiques, tandis que dans les bassins prédomine le faciès « aturien » calcaro-marneux à « lagénas » et autres formes pélagiques.

Paléocène—Éocène inférieur

Le Paléocène et l'Éocène inférieur constituent la transition entre le régime en distension du Crétacé supérieur et celui en compression de l'Éocène moyen. L'Éocène inférieur est marqué par un cycle sédimentaire complet, représenté sur le territoire de la feuille par des séries marno-calcaires à faune pélagique indiquant un domaine de mer ouverte. L'Aquitaine semble soulevée au Nord près de la flexure celtaquitaine et fortement affaissée à l'extrême Sud (taux de sédimentation important) près du chevauchement pyrénéen, ces phénomènes apparaissant comme le résultat de la convergence des plaques ibérique et européenne, dès l'aube du Cénozoïque.

Lutétien à Priabonien

Connue à l'Est de la chaîne dès la fin du Crétacé, la phase majeure de compression pyrénéenne, dirigée grossièrement N-S, se manifeste dans les Pyrénées occidentales vers le Lutétien moyen. Le moteur de cette compression trouve son origine dans le rapprochement et la collision des plaques européenne et ibérique probablement poussée par la dérive de la plaque africaine vers le Nord-Ouest.

D'importants bouleversements structuraux vont se produire, en particulier la reprise des discontinuités existantes en accidents de type chevauchant, facilitée par la présence du Trias salifère, le rejeu senestre de la transversale basco-landaise (N 30) et des accidents landais (faisceaux de Dax—Parentis).

Ces phénomènes vont provoquer la surrection de la chaîne dont l'érosion va permettre l'accumulation des puissantes séries de piémont et le dépôt des séries molassiques.

Ce stade de collision va induire un rajeunissement du Massif central comme en témoignent les importantes venues détritiques du Nord-Est du bassin (Dubreuilh, 1987).

À la fin de l'Éocène, la continentalisation du Bassin aquitain est pratiquement achevée.

Oligocène

Au Stampien, le style tectonique change et une distension NW-SE fait rejouer les accidents N 50 en failles normales. Cette direction d'extension semble généralisée à une grande partie de la France et provoque la formation des principaux bassins d'effondrement.

La sédimentation est à dominante continentale avec le dépôt des molasses, malgré une pulsion marine plus intense qu'à l'Éocène supérieur.

Miocène à actuel

Au Miocène, les dépôts enregistrent deux avancées marines attestées par les passées à faluns au sein du vaste édifice continental aquitain.

Les mouvements enregistrés sont ceux du contre-coup de la compression de la chaîne alpine (N 70-80) au Miocène moyen et supérieur, ainsi que la compression N-S du Plio-Quaternaire. Ces événements sont surtout visibles en bordure du bassin sur les plates-formes carbonatées (Quercy).

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS (SOUS-SOL PROFOND)

Treize forages pétroliers exécutés sur le territoire de la feuille Soustons permettent de caractériser la constitution des terrains en profondeur (cf. tableau des coupes résumées des principaux forages profonds).

Paléozoïque

Le soubassement paléozoïque reste néanmoins mal connu dans ce secteur ; seuls deux forages pétroliers ont traversé les terrains antétriasiques : Saint-Girons-en-Marensin 1 (SGM 1)* et Contis 1 (CTS 1) sur la feuille Lit-et-Mixe.

Les cuttings prélevés entre 4 250 m et 4 276 m dans les niveaux argileux de SGM 1 ont permis d'effectuer quelques diagnostics palynologiques. La présence de disaccates et de *Torispora* a fixé l'attribution stratigraphique de ces dépôts au *Carbonifère supérieur*.

Les carottages effectués entre 4 315 m et 4 366 m ont fourni des formes trop mal conservées, ne permettant pas d'attribuer un âge avec certitude.

La lithologie est relativement monotone : quartzite essentiellement siliceux et quartzites illitiques, avec quelques intercalations d'argilites indurées, brunes, rubéfiées.

Les quartzites sont en général compacts, de couleur grise, rougeâtre, rouille, blanc laiteux, et souvent fracturés. La fracturation peut parfois être intense et constituer un réseau plus ou moins anastomosé qui donne à la roche un aspect de fausse brèche. Le remplissage des fissures est surtout constitué d'oxydes de fer et notamment d'oligiste parfois altéré en limonite brun rouille.

Outre les quartzites, le forage a traversé des niveaux de brèche véritable, notamment entre 4 210 m et 4 235 m et vers 4 300 m, constituée d'éléments anguleux à subanguleux quartzitiques, noyés dans un ciment soit d'argilite rougeâtre ou vert foncé, soit de quartzite.

* voir coupe en dépliant, en fin de notice.

Le forage a également traversé des bancs métriques de grès ferrugineux, poreux et perméables, à éléments de quartz fin à moyen et à ciment essentiellement constitué d'oxydes de fer donnant à la roche une couleur brun rouille.

Dans le forage CTS 1, le socle paléozoïque est représenté par une série monotone de dolomies microcristallines à macrocristallines, blanches, grises à noirâtres, à passées bréchiques, à 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. Son âge est probablement attribuable au *Dévonien*, ce qui indiquerait un rajeunissement des séries paléozoïques vers le Sud.

Ces terrains paléozoïques ont subi une compression générale dirigée N 10 à N 20 au Westphalien supérieur, puis les phases de compression tardihercyniennes durant le Stéphano-Autunien.

Dès le *Permien*, on assiste à la mise en place d'un système en distension qui va provoquer la naissance d'un compartimentage du socle suivant une direction N 30 à N 60. Ces compartiments vont régler la sédimentation pendant le Trias suivant un modèle en semi-graben définissant un chapelet de bassins endoréiques limités à l'Ouest par une marge structurellement active (faille synsédimentaire) et vers l'Est par une bordure relativement passive. Notons également l'axe N 140 qui correspond à la « flexure celtaquitaine » et les directions N 90 à 110 qui constituent l'azimut de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. Cette structuration posthercynienne du socle paléozoïque est confirmée par les isopaches des dépôts triasiques de l'ensemble du bassin (fig. 2).

Buntsandstein

Le forage de Saint-Girons (SGM 1) recoupe l'ensemble de la série triasique d'une puissance de 2 592 m, dont 1 738 m pour le seul Keuper.

Elle débute à la base par 77 m de conglomérats formés d'éléments roulés de quartzite brunâtre ou gris clair, de taille importante (1 à 10 cm), et de galets de lydiennaise, emboîtés les uns dans les autres et présentant des empreintes de dissolution (galets impressionnés). Le ciment est constitué par un grès à tendance quartzitique, fin à moyen, légèrement argileux, micacé, contenant de l'oligiste et différents oxydes de fer. Ces conglomérats alternent avec des niveaux de brèche, de grès psammitiques moyens, rougeâtres, à stratification entrecroisée, et des argilites brun chocolat, micacées et silteuses.

Au-dessus, la série détritique de base se poursuit par 125 m de dépôts alternants, avec des bancs de grès fins à moyens, lie-de-vin ou blanchâtres, argileux, dolomitiques et micacés, des niveaux de silstones argileux brun-chocolat et des passées d'argilites brun-rouge, micacées et silteuses.

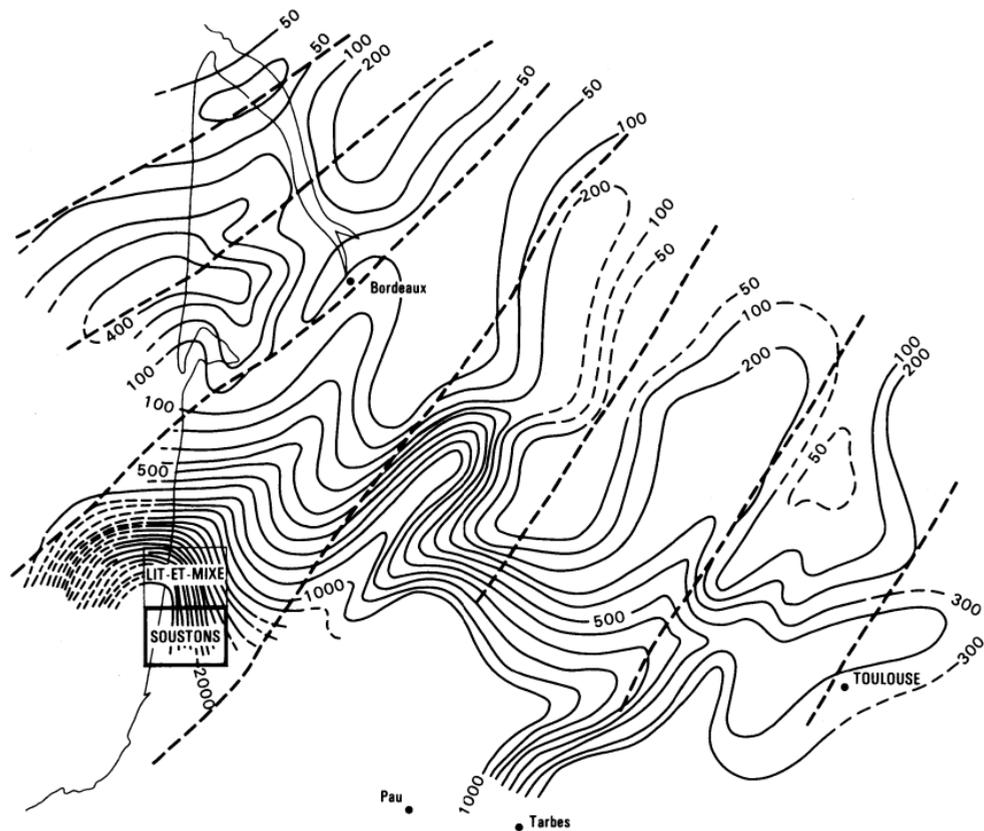


Fig. 2 - Isopaches du Trias et accidents du socle paléozoïque (d'après R. Curnelle, 1983)

Cet ensemble, correspondant pour sa partie inférieure à une sédimentation de type cône alluvial, et pour sa partie supérieure à un environnement de type plaine alluviale intermittente, se retrouve trois fois dans le forage de Saint-Girons, avec une lithologie très similaire.

Les épaisseurs enregistrées sont de 77 m, 80 m et 90 m pour les apports conglomératiques, et de 125 m, 115 m et 50 m pour les niveaux gréseux.

Au total, le forage de Saint-Girons a traversé 540 m de dépôts conglomératiques et gréseux constituant la base détritique de la série triasique, assimilable aux premiers termes du Buntsandstein de la terminologie germanique.

Plus au Nord, dans le forage de Contis (CTS 1) on ne retrouve que deux séquences détritiques sur une épaisseur de 606 m, avec un premier terme conglomératique de 71 m, à galets polygéniques reprenant en particulier les dolomies dévoniennes du socle paléozoïque, puis un terme gréseux à intercalations d'argilites comme à Saint-Girons, avec la présence systématique de dolomie dans les ciments, le tout sur une épaisseur de 107 m. Au-dessus, nous retrouvons 44 m de dépôts conglomératiques, puis 172 m de grès, silstones et argilites.

Au-dessus de la série gréseuse de base, les forages montrent un niveau essentiellement argileux à rares intercalations gréseuses vers la base, avec présence d'anhydrite vers le sommet, le plus souvent rouge à brun chocolat, plus ou moins silteux. Ces dépôts de type vasière présentent une puissance de 262 m dans le forage de Saint-Girons et se réduisent à 62 m dans celui de Contis, caractérisant une sédimentation de basse énergie.

Muschelkalk

Après l'envoyage des reliefs, une sédimentation de type évaporitique va pouvoir s'installer pendant la fin du Trias et une partie du Lias. Elle débute par un stade pré-évaporitique représenté par la formation appelée « dolomie de Sébastopol ». De bas en haut, on y trouve 26 mètres de dolomie gris foncé, compacte, microcristalline, azoïque, à fissures remplies de dolomie secondaire blanche. Au-dessus, séparé par 5 m d'argiles indurées grises dolomitiques, le toit de la formation de Sébastopol montre 21 m de dolomie grise, à passées de halite blanche translucide et filonnets avec nodules d'anhydrite blanchâtre cristalline. Une carotte prélevée dans ces niveaux supérieurs a fourni quelques pollens (*Camerosporites*, *Duplicisporites* et *Cristaepollenites*) que la zonation utilisée par la SNPA plaçait au toit du Muschelkalk.

Keuper—Rhétien

Les dépôts strictement évaporitiques rapportés au Trias supérieur sont constitués par 1 634 m de halite rose à blanchâtre, translucide, alternant avec de fines passées d'argiles grises, rouges, injectées d'anhydrite et parfois pyriteuses. Ces intercalations argileuses peuvent atteindre une puissance de 10 à 20 mètres entre 2 400 m et 2 200 m de profondeur. Vers le haut de la série

salifère, le forage a traversé trois niveaux à ophites respectivement de 26 m, 22 m et 20 m d'épaisseur, intercalés d'un mélange d'argile et d'ophite altérée.

La série triasique se poursuit par des argiles plastiques, plus ou moins imprégnées de sel à filonnets et nodules d'anhydrite, qui marquent le retour à un régime de décantation de vases plus ou moins salifères, caractérisant un stade postévaporitique de la sédimentation. Le toit de cette série est probablement manquant dans le forage de Saint-Girons, ainsi que toute la série du Jurassique et du Crétacé inférieur, car les dolomies du Crétacé supérieur reposent directement sur les argiles anhydritiques du Keuper.

Le Trias terminal est par contre représenté plus à l'Est, dans le forage Laborde 1 (feuille Lit-et-Mixe)*, par 49 m d'argiles brun-rouge à intercalations d'anhydrite argileuse gris verdâtre et d'anhydrite blanche, puis 39 m de tuf volcanique gris, blanchâtre, noir, vert foncé, surmonté de 25 m d'anhydrite argileuse blanche, grise et verdâtre à éléments de tuf altéré.

Au-dessus, les termes rhétiens montrent, après 48 m d'argiles légèrement dolomitiques, grisâtres et brun-rouge, une tendance à un régime postévaporitique avec le dépôt d'argiles et de marnes dolomitiques gris-noir à passées d'anhydrite blanche et de dolomicrite argileuse gris-beige. Ces argiles et marnes ont fourni la microflore suivante (cf. rapport de fin de sondage SNEA-P) : *Ovalipollis ovalis*, *Rhaetipollis germanicus*, *Classopollis* sp. et *Kraenollisporites reissingeri*.

La fin du Rhétien se caractérise par un retour au stade pré-évaporitique avec le dépôt de la « dolomie de Carcans ». Dans le détail, on trouve à la base 25 m de calcaire micritique gris-beige à intercalations de calcaire oolitique ou bioclastique et de gravelles dolomitiques, puis 14 m d'argiles et marnes bariolées, et enfin 26 m de calcaire micritique gris-beige, légèrement dolomitique et localement argileux.

Le retour à un épisode pré-évaporitique annonce la récurrence du Lias inférieur. L'âge de la « dolomie de Carcans » n'est pas synchrone et peut évoluer du Rhétien moyen au centre du bassin à l'Hettangien vers les bordures, d'après les analyses palynologiques effectuées par P. de Reneville (SNEA-P).

Hettangien

Le Jurassique inférieur est bien développé dans le forage Laborde 1, où il débute à l'Hettangien par 386 m de dépôts évaporitiques.

À la base, il est représenté par 40 m environ de sel translucide, jaunâtre, à intercalations d'anhydrite blanche et grisâtre, puis par 21 m d'anhydrite massive, blanchâtre, et de dolomie gris-beige à intercalations de calcaire dolomitique et de marnes grises.

Au-dessus, la série est constituée d'anhydrite massive blanche à grisâtre à intercalations de sel jaunâtre translucide, avec de rares passées

* voir coupe en fin de notice.

dolomitiques et marneuses. La série hettangienne se poursuit avec 92 m d'anhydrite blanche à passées argileuses grises, et se termine par une alternance d'anhydrite blanche et de calcaire dolomitique beige à fines passées argileuses noires.

Au Sud, le forage Sébastopol 102 montre un faciès typiquement évaporitique avec 133 m d'alternance de sel blanc à rosé, d'anhydrite blanchâtre et de fines passées argileuses noirâtres ; puis 138 m d'anhydrite blanchâtre à grisâtre, localement rubanée de marnes noirâtres et à intercalations dolomitiques grises, microcristallines, au toit de la série.

Sinémurien

Il représente le terme carbonaté du Lias connu sous le nom de « dolomie supérieure ». Il est constitué, dans le forage Laborde 1, par 8 m de dolomie oolitique ; puis 13 m d'argiles dolomitiques noires, silteuses et pyriteuses, alternant avec des dolomies beige brunâtre, microcristallines ; puis 24 m de calcaire dolomitique fin ; à nouveau 26 m de dolomie calcaire beige, compacte ; puis 57 m de calcaire dolomitique beige à fantômes de bivalves ; et enfin 10 m de dolomie fine, grise à beige, localement calcaire ou argileuse.

Dans le forage Sébastopol 102, les dépôts sinémuriens débutent par 6 m de calcaire gris, dur, compact, veiné de calcite, puis 32 m de dolomie légèrement calcareuse, microcristalline. La série se poursuit par 18 m de calcaire beige, microcristallin, graveleux ou à oolites pyriteuses, généralement dur, à débris d'échinodermes, lagénidés, mollusques et ostracodes ; puis par 79 m de calcaire fin gris-beige, dur, compact, veiné de calcite, à passées argileuses contenant des débris de mollusques, échinodermes et ostracodes, attestant probablement d'un milieu plus franchement marin.

Pliensbachien—Toarcien

Ces deux étages constituent le terme marneux du Lias et confirment l'installation d'une sédimentation de type plate-forme peu profonde qui a débuté dès la fin de l'Hettangien en Aquitaine.

Dans le forage Laborde 1, le Pliensbachien débute par 23 m de dolomie grisâtre plus ou moins marneuse, puis 25 m de marnes à *Lingulina* et 17 m de calcaire à ostracodes, annélides et stellerides.

Dans le forage Sébastopol 102, les dépôts sont constitués de marnes et marnes argileuses avec localement des passées de calcaires gris argileux, à lagénidés, mollusques, échinodermes et radiolaires.

Dans les deux forages, le Toarcien se présente sous forme de marnes grises à noires ayant fourni, à Laborde 1, de rares foraminifères (*Falsopalmula deslongchampsii*, *Nodosaria globula*), des débris de mollusques, échinodermes et de rares lagénidés à Sébastopol 102. Les épaisseurs rencontrées sont du même ordre de grandeur : 42 m à Laborde 1 et 48 m à Sébastopol 102.

La sédimentation marneuse du Lias terminal va brusquement changer dès le début du Dogger avec le dépôt des « calcaires à filaments ».

Dogger

Au Dogger, la mer a envahi toute l'Aquitaine et on assiste à une sédimentation de plate-forme sur l'ensemble du bassin. On observe deux domaines bien distincts — la plate-forme interne à l'Est et une plate-forme externe à l'Ouest —, séparés par une zone de barrière dirigée sensiblement N-S passant par Angoulême, Marmande et Tarbes.

Le Dogger est présent dans le forage Laborde 1 où il est représenté par la succession suivante : à la base, 51 m de calcaire argileux gris-beige compact, à intercalations de calcaire beige à microfilaments ; puis 75 m de calcaire beige à mouchetures noires et passées argileuses, à nombreux microfilaments, montrant des stylolites à dépôt brunâtre ; et enfin 116 m de calcaire plus ou moins argileux gris-beige à brunâtre, à microfilaments.

Dans le forage Léon 2, la base de la série dolomitique, d'âge indéterminé, localement bréchique, entrecoupée de passées argilo-dolomitiques, située entre 2020 m et 1947 m de profondeur, peut représenter l'équivalent des calcaires à microfilaments postérieurement dolomitisés.

Oxfordien

On peut distinguer deux termes dans les dépôts du Jurassique supérieur : le terme inférieur, le plus souvent marneux, en général oxfordien, et le terme supérieur calcaro-dolomitique, kimméridgien à portlandien, soulignant la grande régression du Jurassique terminal qui va découvrir la majeure partie de l'Aquitaine jusqu'à la transgression cénomaniennne.

À l'Oxfordien, la paléogéographie ne varie pas par rapport au Dogger, et les dépôts sont constitués, dans toute la partie ouest de l'Aquitaine, par la formation des « marnes à ammonites » qui caractérise la sédimentation de la plate-forme externe.

Dans le forage Laborde 1, il est représenté par 151 m de marnes plus ou moins calcareuses, noires, compactes, lustrées, à fines passées de marnes argileuses rouges, finement pyriteuses, à débris d'échinodermes, nombreuses petites ammonites et foraminifères : *Lenticulina quenstedti*, « *Globigerina* » *oxfordiana*.

Au Sud, dans le forage Sébastopol 102, l'Oxfordien débute par 38 m de dépôts marno-calcaires grisâtres renfermant des spicules, des radiolaires et des débris d'échinodermes. La série se poursuit par 186 m de marne plus ou moins argileuse, gris foncé, localement finement gréseuse, à débris d'échinodermes, lamellibranches et à rares lagénidés, ostracodes et « globigérines ».

Kimméridgien—Portlandien

Des changements dans la paléogéographie ont lieu à la fin du Malm, avec le début de la formation du bassin de Parentis dans un contexte général en distension, et surtout avec l'amorce de la régression de la fin du Jurassique.

À Laborde 1, seul le Kimméridgien est présent avec 53 m de calcaire fin, gris-beige, légèrement pyriteux et argileux vers la base.

Dans le forage LF7, le Jurassique supérieur constitue la base du sondage et montre des calcaires argileux, noirâtres, fins, compacts, puis des calcaires gris à beiges sublithographiques, durs, compacts, à filonnets de calcite, attribués au Portlandien.

Le Portlandien est également présent à Magescq 1 sous forme de calcaire beige à pâte fine, dur, compact, à spirocyclines, débris de tests divers et petits foraminifères. Au-dessus, 10 m de calcaires noirs, fins, souvent rubanés, montrent des restes de foraminifères dolomités. La série se poursuit par des marnes grises indurées, azoïques, des calcaires beiges, fins, à characées et ostracodes, puis se termine par des calcaires gréseux gris brunâtre, rubéfiés, à miliolles, cunéolines, dicyclines, algues et petits foraminifères.

Cénomaniens—Turonien

Au forage Laborde 1, le Crétacé supérieur est représenté par 15 m de calcaire compact, azoïque ; puis 165 m de dolomie cristalline beige, blanche ou rosée, azoïque, localement poreuse ; puis 14 m de calcaire gris-beige compact à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Chrysalidina gradata* et *Dicyclina cretacea*. Le Turonien, constitué de calcaire plus ou moins graveleux ou crayeux, blanc, a fourni des oligostégines.

Au Sud, le forage Magescq 1 recoupe 14 m de calcaire graveleux, puis 15 m de calcaire blanchâtre à grisâtre, fin, plus ou moins compact, parfois crayeux, à miliolles, textulariidés et petits foraminifères. Au-dessus, après 51 m de dolomie azoïque, cristalline, dure, blanche à rosé, à passées poreuses, le Cénomaniens se termine par 19 m de calcaire crème à blanchâtre, dur, compact, légèrement dolomitique, à orbitolinidés, miliolles et textulariidés.

Le forage Soustons 2 a traversé 66 m de dolomie blanche et saccharoïde puis finement cristalline, grumeleuse et glauconieuse, blanchâtre, verdâtre, jaunâtre et violacée.

Au Sud de la feuille, le forage Sébastopol 102 a recoupé une série plus importante : à la base 152 m de dolomie beige blanchâtre, rosée, bien cristallisée, dure, azoïque, à passées de calcaire dolomitique à débris de préalvéolines, miliolles, verneuilinidés, mollusques, algues. Au-dessus, on trouve 14 m de calcaires gris-beige micritiques, grumeleux, durs, compacts, à rhomboèdres de dolomite. Le Cénomaniens se termine par 35 m d'alternance de calcaire gris à préalvéolines et miliolles et de marnes argileuses à calcaires, grises, finement gréseuses, à débris d'échinodermes.

Le Turonien est constitué par une série de 85 m de calcaires beiges plus ou moins clairs, entrecoupés de niveaux dolomitiques :

- à la base, 34 m de calcaire beige microcristallin, dur, graveleux, à miliolidés, textulariidés, lituolidés, bryozoaires et mollusques ;
- 6 m de dolomie beige azoïque ;
- 18 m de calcaire dolomitique à débris de rudistes abondants et rares verneuilinidés ;
- 13 m de calcaire blanchâtre, graveleux, grumeleux, plus ou moins dolomitique, à textulariidés, milioles et débris de mollusques et échinodermes ;
- 14 m de calcaire beige clair, blanchâtre, crayeux, graveleux, à débris de mollusques, en particulier des rudistes.

Sénonien

Le Sénonien marque la dernière avancée marine du Crétacé, en particulier sur les bordures où le Campanien peut être transgressif sur des terrains très anciens.

À Laborde 1, le Sénonien est constitué de 48 m de calcaire graveleux, beige clair, à passées de calcaire blanc, crayeux, à rhomboédres de dolomite, ayant fourni *Rotalia* gr. *skourensis* ; puis 89 m d'un ensemble calcaire blanc, crayeux, plus ou moins dolomitique, à rognons de silex blanc laiteux à spicules, puis devenant beige, localement silicifié, compact, puis beige et ocre, riche en glauconie, compact, et enfin gris, légèrement argileux à points de glauconie, à oligostégines, *Globotruncana arca* et *G. stuartiformis*, caractéristiques du faciès « aturien » de mer ouverte.

Le forage Léon 2 montre à la base 67 m de dolomie cristalline rose ou blanchâtre, azoïque, poreuse, assez dure, à passées de calcaires fortement dolomitisés ; puis 64 m de calcaire blanc grisâtre, dur, compact, à oligostégines, « roselines », « globigérines » et foraminifères divers.

À Magescq 1, les dépôts sont constitués de 13 m de calcaires dolomitiques gris clair, détritiques à glauconie abondante, et passées marneuses à oligostégines, surmontés par 37 m de calcaire argileux compact à granules de pyrite, avec passées dolomitisées à oligostégines et « roselines ».

Au Sud, le forage Soustons 2 débute par 18 m d'alternances de marno-calcaire gris plus ou moins foncé et de marnes légèrement gréseuses, puis 76 m de calcaire beige, finement vacuolaire, glauconieux plus ou moins marneux et dolomitique, à fines passées argileuses organiques noirâtres plus ou moins fracturées. On y rencontre de nombreux débris d'échinodermes, lamellibranches, lagénidés, « roselines », rotaliidés et « globigérines ». La série sénonienne se termine par 44 m de calcaires gris-beige à silex blonds et brunâtres abondants, plus ou moins glauconieux, à traces de lignite au sommet. La faune est constituée de débris de lamellibranches et de petits foraminifères.

Plus à l'Ouest, les forages Sébastopol 1 bis et 102 montrent le même type de faciès (faciès « aturien ») avec les faunes suivantes pour le forage 102 :

- à la base, *Goupillaudina daguini*, *Rotalia*, *Lagena*, échinodermes et rares débris de mollusques ;
- au toit, une série marneuse à *Lagena*, *Navarella*, oligostégines, spicules et *Globotruncana*.

La carte en courbe isohypses au toit du Crétacé fait apparaître les différentes structures reconnues par sismique ou forages pétroliers (fig. 3).

Paléocène

Le Paléocène semble peu représenté sur le territoire de la feuille Soustons.

On retrouve les dépôts paléocènes dans le forage Laborde 1 où ils sont constitués par 60 m de calcaires blancs crayeux à bryozoaires, fins débris coquilliers et petits foraminifères planctoniques (*Globigerina triloculinoides*, *Globorotalia pseudobulloides*), *Discocyclina seunesi* et *Planorbulina cretae*.

À Magescq 1, le Paléocène est probablement représenté par 100 m de dolomie cristalline et 40 m de marnes, toutes deux azoïques, situées entre les calcaires du Sénonien supérieur et les dolomies attribuables à l'Éocène inférieur.

Plus au Sud, à Soustons 2, des calcaires beiges, finement grumeleux, plus ou moins marneux à organodétritiques, glauconieux, localement gréseux, ont fourni des débris d'ostracodes, d'échinodermes, de lamellibranches et de bryozoaires, ainsi que de petits foraminifères (globigérines abondantes, globorotalidés, etc.), permettant de leur attribuer un âge paléocène. À Sébastopol 102, les craies du toit du Paléocène ont fourni *Discocyclina seunesi*, *Rotalia*, *Cuvillierina*, *Coskinolina*, *Operculina heberti*, *Planorbulina*, *Miscellanea*, globigérines, mélobésiées, bryozoaires, échinodermes et poly-piers.

Éocène inférieur

La période éocène peut être découpée en trois grandes phases de sédimentation correspondant pour l'Éocène inférieur à un cycle complet, pour l'Éocène moyen à une phase transgressive bien marquée, et pour l'Éocène supérieur à la progradation généralisée du domaine continental.

À l'Éocène inférieur, le secteur occupé par la feuille Soustons est situé dans un domaine de mer ouverte comme l'atteste la faune pélagique rencontrée dans les dépôts.

Au Sud, dans le forage Soustons 2, l'Éocène inférieur est constitué de marnes gris verdâtre très finement gréseuses et micacées, à intercalations calcareuses vers la base. La faune que l'on y rencontre est très abondante : écailles de poissons, ostracodes et de très nombreux foraminifères (globigérines, globorotalidés, cibicidés, anomalines, épistomines, lagénidés, milioles, dentalines, bulimines, et de rares débris charbonneux de plantes).

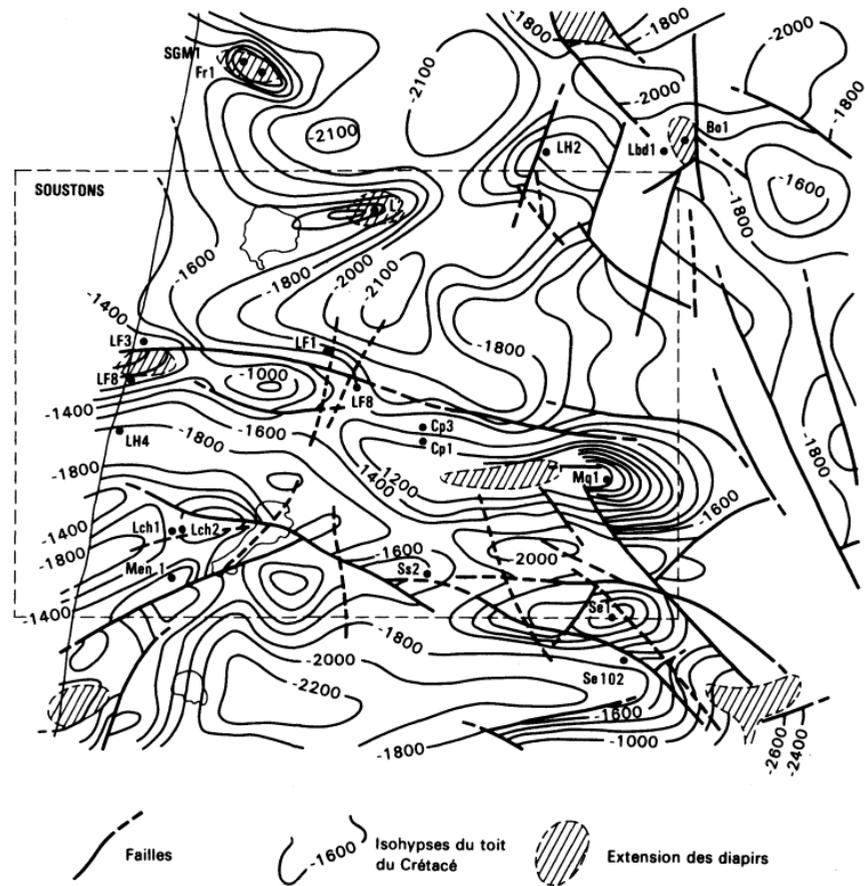


Fig. 3 - Carte en isohypses d'un horizon proche du toit du Crétacé

Dans le sondage Léon 2, l'Yprésien se réduit à 10 m de calcaire blanc à gristâtre, fin, dur, compact, à *Globorotalia*, globigérines, *Lagena*, bryozoaires.

Plus à l'Est, dans le forage Laborde 1, sur une puissance de 72 m, les calcaires sont beiges à blancs, à passées crayeuses, bioclastiques. On y trouve *Nummulites* spp., *Discocyclus* spp., *Globorotalia subbotinae*, mélobésiées et polypiers.

À l'Ouest, le forage de Frouas (feuille Lit-et-Mixe) a montré des argiles et marnes grises à *Globorotalia crassata*, *G. densa*, *G. cf. aragonensis*.

Éocène moyen à supérieur

Il représente le deuxième cycle sédimentaire de l'Éocène, avec la transgression lutétienne et la continentalisation de l'Aquitaine par les apports du Massif central rajeuni par les événements pyrénéens sur toute la partie septentrionale, et dans le Sud-Est par les apports de la chaîne.

Le territoire de la feuille Soustons est encore en domaine de mer ouverte, mais la proximité du talus progradant est cependant marquée par la présence de niveaux détritiques.

Les dépôts sont en général constitués par des séries monotones de marno-calcaires, de grès plus ou moins calcaires et d'argiles carbonatées de teinte grise à gris verdâtre.

Les épaisseurs rencontrées sont assez variables d'un forage à l'autre : 162 m à Frouas, 992 m à Sébastopol 102, mais plus couramment 300 à 400 mètres.

À Frouas 1 ont été recueillies des microfaunes caractérisant des dépôts de type pélagique (*Cibicides* cf. *hispaniolae*, *Vulvulina colei*, *Plectina eocenica*, *Globorotalia centralis*, *G. cerroazulensis* et débris de discocyclus). Au forage Laborde 1, la série atteint 371 m et est constituée de marnes plus ou moins gréseuses, légèrement glauconieuses, ayant fourni *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globigerinatheka index*, *G. kugleri*, *Globorotalia pomeroli*, *G. cocoaensis*, *G. gr. cerroazulensis*, *G. cunialensis*, *G. bullbrookii*, *G. broedermanni*, « *Globigerinoides* » *higginsii*, *Hantkenina primitiva* et *Globigerina corpulenta*.

Plus au Sud (Soustons 2), les 335 m de marnes argileuses à sableuses ont fourni une microfaune comparable à celle du Bartonien de Biarritz.

Oligocène

À l'Oligocène, la continentalisation se poursuit avec le déplacement vers l'Ouest de la limite mer ouverte—plate-forme, malgré une extension plus grande du milieu marin de plate-forme qu'à l'Éocène supérieur.

Si l'on considère les épaisseurs des dépôts oligocènes, on constate l'existence de deux domaines séparés par une limite sensiblement E-W, passant

par Herm et Moliet. Au Nord de cette limite, les épaisseurs rencontrées sont toujours supérieures à 600 m, sauf sur les diapirs de Saint-Girons (506 m dans le forage Saint-Girons 1), et dépassent les 1000 m de puissance à Laborde 1. Au Sud, les épaisseurs semblent conditionnées par les structures pyrénéennes qui provoquent une grande variabilité dans les puissances de dépôt : plus de 680 m à Léon H4 et 205 m à Léon-Franck 7 situé à 2,5 km au Nord.

Les faciès rencontrés sont cependant assez constants : marnes plus ou moins argileuses vers l'Ouest, à sableuses, gréseuses et calcaires dans le domaine de plate-forme. La faune et la microfaune sont relativement abondantes comme à Frouas 1 avec : *Uvigerina mexicana*, *Cibicides cushmani*, *Marginulina asperuliformis*, des débris de mélobésiées, miliolidés, rotalidés, nummulitidés et, vers le haut de la série, *Valvulina granulosa*, *Tritaxilina* cf. *pupa*, *Clavulinoides szaboi*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina venezuelana*, *Cibicides perucidus*, *Uvigerina rustica* et *Karrerrella hantkeniana*.

Au forage Laborde 1, l'Oligocène inférieur est constitué par 836 m de marnes grises légèrement silteuses puis sableuses, à microfaune typique d'un milieu pélagique avec *Globigerina officinalis*, *G. tapuriensis*, *G. ampliapertura*, *Globorotalia increbescens*, et *Almaena escornebovensis* que l'on retrouve plus communément au toit de l'Oligocène.

L'Oligocène supérieur est représenté par 276 m de marnes grisâtres à passées sableuses à calcaro-sableuses, débris coquilliers et nummulites abondantes, caractérisant un milieu de dépôt de type plate-forme avec *Globorotalia acrostoma*, *Lepidocyclina* sp., *Nummulites* spp., *Almaena escornebovensis* et *Operculina complanata*.

Au Forage Léon-Franck 1, des marnes argileuses à sableuses, légèrement micacées, plus ou moins glauconieuses, à fines passées gréseuses friables, ont fourni à la base *Clavulinoides*, operculines, rotalidés, uvigérines, globigérines, lagénidés, *Robulus*, et vers le toit de la série *Clavulinoides szaboi*, *Almaena escornebovensis* et *Robulus*, *Lagena*, globigérines, uvigérines, rotalidés, operculines et anomalinidés.

Le forage Magescq 1 n'a pas rencontré de dépôts oligocènes, et le Miocène marneux repose directement sur les marne de l'Éocène supérieur.

Miocène

Après la régression de la fin de l'Oligocène, le début du Miocène est marqué par la transgression aquitainienne. Le bassin est rejeté à l'Ouest et la sédimentation a lieu dans un domaine essentiellement de plate-forme. Après la régression burdigalienne, l'ultime avancée marine se place au Miocène moyen, avant le retrait définitif de la mer et le comblement final du bassin par les dépôts détritiques continentaux au cours du Plio-Quaternaire.

La lithologie observée dans les forages obéit au schéma suivant :
– au Miocène inférieur, un cycle sédimentaire, avec à la base des niveaux argilo-sableux puis argileux à marneux, parfois molassiques ;

— au Miocène moyen, des dépôts plus détritiques, sablo-gréseux plus ou moins calcaireux, se terminant dans la partie orientale par des sables argileux et argiles de type continental.

Les niveaux sableux sont souvent fossilifères et constituent de véritables faluns, les argiles et marnes marines renfermant également une riche microfaune.

Des sondages effectués à la tarière dans le secteur de Magescq ont fourni des échantillons avec la faune suivante :

— microfaune benthique : *Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp., cibicidés, bolivinités, nodosariidés, ostracodes, *Operculina* gr. *complanata*, *Cribononion dollfusi*, *Discorbis* gr. *discoïdes*, *Pararotalia armata*, *P. lithothamnica*, *Asterigerina* sp., *Hanzawaia boueana* ;

— microfaune planctonique : *Globigerinoides immaturus*, *G. trilobus*, *G. bisphaericus*, *G. subquadratus*, *Globorotalia acrostoma*, *Globoquadrina dehiscentes*, *Globigerina* gr. *praebulloïdes*.

Les argiles calcaires, sableuses, à passées gréseuses, plus ou moins glauconieuses, qui constituent le Miocène inférieur du forage Laborde 1, ont fourni, outre des débris de gastéropodes et de lamellibranches : *Ammonia beccarii*, *Operculina complanata*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia acrostoma*, *Globigerina ciperoensis* et de rares *Miogyssina* sp.

Plus à l'Ouest, à Frouas, le haut de la série miocène, constitué de marne argileuse gris verdâtre, sableuse et glauconieuse, a livré de nombreux débris de lamellibranches, gastéropodes et une riche microfaune : *Ammonia beccarii*, *Robulus calcar*, *R. echinatus*, *Cibicides dutemplei*, *C. lobatulus*, *Globigerina bulloïdes*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia menardii*, *G. gr. scitula* *Dorothia burdigalensis*, *Uvigerina laviculata*, *U. pygmaea*.

Les épaisseurs des dépôts, assez variables, sont de 70 m à Capcosle 3 pour 569 m à Saint-Girons-en-Marensin, avec une moyenne se situant vers 300 m.

À la fin du Miocène, le bassin est pratiquement comblé dans le secteur de Soustons. Ce substratum marin constituera le soubassement des arrivées détritiques continentales du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire qui vont achever le processus du comblement de l'Aquitaine.

TERRAINS AFFLEURANTS

Tertiaire

Oligocène

g3. **Chattien. Faluns d'Estoty** (quelques mètres). Dans l'angle sud-est de la feuille, des dépôts appartenant à l'Oligocène affleurent près des lieux-dits Estoty, Abbesse et Pouy (Oligocène supérieur à terminal ; cf. Cahuzac, 1980).

Les affleurements d'Estoty et Abesse montrent des calcaires sableux bioclastiques plus ou moins durs, à intercalations de sables et faluns sableux ayant fourni une faune très riche en espèces : bryozoaires, mollusques (500 espèces), échinodermes (*Cidaris* aff. *gastaldii*, *Scutella* aff. *agassizi*, *Echinolampas subsimilis*), de nombreux coraux (*Astreopora* cf. *microcalix*, *Pavona matheroni*, *Turbinaria cyathiformis*, *Porites girundicus prima*, *Tarbellastraea ellisiana*, *Acropora lavandulina*,...), de rares dents de sélaciens (*Procarcharodon megalodon*), de nombreux ostracodes (*Schuleridea perforata cambesensis*, *Cnestocythere reticulata*, *Pokornyella pennata*, *Cyamocythere punctatella*, *Krithe papillosa*, *Kangarina abyssicola*, *Bairdoppilata gliberti*,...) et de nombreux foraminifères parmi lesquels *Miogypsinoidea complanatus*, *Nephrolepidina morgani*, *Operculina complanata*, *Nummulites boulei*, *Neoeponides schreibersii*, *Pararotalia lithothamnica*, *P. viennoti*, *Falsocibicides aquitanicus*, *Asterigerina carinata*, *Hanzawaia americana*, *Almaena escornebovensis*, *A. delmasi* (cf. Cahuzac et Poignant, 1988).

Les espèces planctoniques sont représentées par *Globigerina* aff. *woodi*, *G. praebulloides*, *G. leroyi*, *G. angustiumbilocata*, *G. ciproensis*, *Globigerinoides primordius*, *Globorotalia siakensis*, *G. obesa*, *Globorotaloides suteri*. Le nanoplancton est très peu abondant et n'a livré que *Braarudosphaera bigelowi* et *Cyclicargolithus abisectus*.

Miocène

m4b. **Serravallien. Faluns bleus de Soustons** (quelques mètres). Ces faluns constituent le seul affleurement miocène marin de la feuille Soustons. Ils apparaissent à la faveur de l'entaille du vallon du ruisseau de Bouyic, près du moulin du Pey, sous forme de sables plus ou moins argileux bleutés, micacés, à niveaux riches en organismes divers (lamellibranches, gastéropodes, etc.). Longtemps considérés comme tortoniens (F. Daguin) puis burdigaliens (A. Magne, M. Vigneaux), la tendance actuelle incite à les rattacher au Miocène moyen par la macrofaune (*Cardita jouanneti*, *Ostrea gryphoides* et des *Pectinidae*, *Venus*, *Turritella*, *Dentalium*,...). L'étude récente de la microfaune par B. Cahuzac et C. Pujol a permis de reconnaître les espèces planctoniques suivantes : *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *G. woodi*, *G. druryi*, *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus*, *G. immaturus*, *Globorotalia continuosa*, *G. pseudocontinuosa*.

m4. **Serravallien. Formation des Sables fauves** (de l'ordre d'une dizaine de mètres). Ils affleurent à l'extrême Sud-Est de la feuille et sont constitués par des sables moyens à fins, silteux, argileux et micacés, de teinte jaunâtre, orangé à ocre, azoïques. On les retrouve en forage près de Herm, mais sont en général déblayés par les paléocours de l'Adour.

Les Sables fauves constituent la base de la première séquence détritique de la succession lithostratigraphique définie sur les feuilles à 1/50 000 Lit-et-Mixe et Morcenx. Chaque séquence détritique présente une géométrie à caractère progradant où des accumulations ligniteuses viennent ponctuer localement l'ultime avancée. Ainsi, cinq séquences majeures ont été définies de bas en haut, sur les calcaires coquilliers, grès et marnes du substratum marin du Miocène et de l'Oligocène (fig. 4) :

Séquence 1 – *formations des Sables fauves et des Glaises bigarrées* : sables plus ou moins fins, ocre et blanchâtres (Sables fauves) ; lignite (type Arjuzanx) ; argiles bariolées (Glaises bigarrées).

Séquence 2 – *formation d'Arengosse inférieure (type Solférino)* : sables et graviers roux ; sables organiques brun foncé ; lignite (type Solférino) ; argiles gris bleuté à marbrures rouille (argiles type Solférino).

Séquence 3 – *formation d'Arengosse supérieure (type Mézos)* : sables et graviers blanchâtres kaoliniques ; argiles silteuses kaoliniques blanchâtres à taches rouille ; lignite (type Mézos) ; argiles grises et rouille à rares graviers emballés.

Séquence 4 – *formation d'Onesse* : sables blanchâtres et graviers ; silts et argiles gris sombre micacés ; lignites (type Mimizan) ; argiles silteuses gris bleuté.

Séquence 5 – *formation du Sable des Landes (l.s.)* : sables grossiers blanchâtres fluviatiles (formation de Castets), éolisés au sommet (Sable des Landes s.s.) ; argiles gris sombre à débris organiques ; argiles et sables gris.

Pliocène

p. **Formation d'Arengosse.** (20 à 40 m). Les deux séquences majeures constituant cette unité cartographique, définies sous les vocables de Solférino et Mézos, présentent une répartition spatiale progradante d'Est en Ouest où la séquence de Solférino occupe la partie la plus orientale de la feuille, relayée à l'Ouest par celle de Mézos. Chacune d'entre elles est terminée localement par un cordon de lignite qui indique la proximité de la côte à une période donnée.

- **Séquence 2 (de base) de type Solférino** (quelques mètres à 15 mètres maximum). Définie plus au Nord sur la feuille à 1/50 000 Sabres, elle est constituée par une quinzaine de mètres de sables à matrice kaolinique blanchâtre présentant des altérations de couleur ocre et des graviers de quartz hyalins, terminés par quelques mètres d'argiles bleues à gris bleuté à taches rouille, silteuses, compactes, à débris de matière organique, voire des accumulations de lignites de 4 à 6 mètres de puissance, comme à Solférino ou Labouheyre.

Ces argiles constituaient notamment la matière première utilisée par la tuilerie de Pissos (feuille Parentis à 1/50 000) et certaines petites unités de fabrication de terre cuite implantées autrefois à proximité de la vallée de la Leyre.

- **Séquence 3 (supérieure) de type Mézos** (quelques mètres à une vingtaine de mètres). Ce second ensemble détritique, terminé par les cordons de lignites de type Mézos, est constitué à la base par des sables et des graviers de quartz hyalins semblables à ceux de la séquence de base. Le pourcentage de graviers varie de 10 à 20% en moyenne avec une forte représentation de grains émoussés luisants. Les faciès de base, très souvent à matrice argileuse, laissent place localement à des sables propres et des graviers, comme au Sud-Ouest de Castets ou aux environs de la commune de Linxe, matérialisant une barre d'allongement Nord-Sud.

Quant aux corps ligniteux de type Mézos, ils sont localisés suivant deux, voire trois bandes subparallèles d'orientation N 20, n'excédant pas un kilomètre de large, dont la puissance varie de 2 m à 12 m maximum. Des argiles beiges à grises et des sables argileux, le plus souvent ligniteux, constituent le mur de ces accumulations. À la partie orientale de ces dépôts, les formations sablo-graveleuses matérialisaient une levée à l'abri de laquelle se constituait une zone de marécages propice au développement d'une végétation importante. Ce type de phénomène se produit actuellement avec les courants d'Huchet ou de Messanges qui, suivant une dérive N-S, ne trouvent leur exutoire vers l'océan qu'après plusieurs kilomètres, favorisant ainsi le développement d'une végétation arborescente à proximité de leur cours. Le toit de la formation d'Arengosse varie de + 10 NGF aux environs d'Onesse et Laharie à l'Est, à - 55, - 60 NGF près du lieu-dit Cap-de-l'Homy en bordure de l'océan.

Les analyses morphoscopiques montrent, sur l'ensemble de la série, une forte population de grains émoussés luisants et non usés ayant subi un transport aquatique, alors que sur les zones affleurantes de la région de Morcenx (feuille à 1/50 000 Morcenx) l'usure éolienne prédomine. La fraction argileuse est constituée par un mélange de kaolinite et d'illite dans des proportions variables, voire d'interstratifiés de ces deux minéraux. Les minéraux lourds sont bien représentés par staurotide, sphène, grenat, zircon, épidote et sillimanite dans la fraction fine inférieure à 50 μ , alors que dans la fraction moyenne comprise entre 50 μ et 350 μ on ne trouve que staurotide, disthène, andalousite et tourmaline. Ce cortège minéralogique suggère des apports majeurs en provenance du Massif central, seuls quelques secteurs plus au Sud pouvant témoigner d'atterrissements méridionaux issus des Pyrénées. Par ailleurs, ces dépôts apparaissent assez semblables à ceux définis dans le bassin des Charentes sous l'appellation de formation d'Oriolles (Dubreuilh, 1987), dérivant de la bordure limousine du Massif central.

Les lignites sont constitués de nombreux débris de bois fibreux et de troncs fossilisés emballés dans une pâte amorphe noire, localement pyriteuse. La microflore est peu abondante, représentée par des pollens de pins fortement dominants (*Pinus diploxylon* et *haploxylon*), associés à des feuillus (*Quercus*, *Alnus*, *Ulmus* et *Betula*) avec quelques espèces subtropicales (symptlocacées et *Nyssa*).

L'ensemble de cette flore suggère un âge pliocène, comme le contenu floristique recueilli dans les argiles sus-jacentes aux lignites, qui est cependant plus diversifié et montre la présence d'arbres à affinité tertiaire dont *Pinus haploxylon*, *Liquidambar*, *Engelhardtia*, *Simplocos*, *Nyssa*, *Carya* et *Pterocarya*.

Quaternaire et formations superficielles

IV. **Pléistocène inférieur. Formation d'Onesse** (quelques mètres à 30 m). La formation d'Onesse (définie sur la feuille Lit-et-Mixe) représente la quatrième séquence majeure du comblement landais.

Il s'agit de sables plus ou moins grossiers et de petits graviers (10 à 15 mm) roulés, blanchâtres, avec de très nombreux quartz hyalins. Ces faciès occupent quelques mètres à la base de la série, surmontés par des sables plus ou moins argileux, micacés, gris à gris bleuté, terminés par des argiles silteuses gris-bleu sombre, parfois organiques. Localement, des horizons ligniteux, avec de nombreux bois flottés, s'intercalent au sein des assises supérieures, comme aux environs de Mimizan plus au Nord. Une seconde séquence, très réduite, apparaît au Nord, vers le sommet de la formation d'Onesse (cf. notice Lit-et-Mixe).

Des accumulations importantes de micas de type muscovite ont pu être observées localement près des lieux-dits Chardine ou Les Campères sur la commune de Saint-Girons-en-Marensin, ou non loin des marais de Lit-et-Mixe, près du lieu-dit Le Point-du-Jour.

La base de cet ensemble nettement progradant d'Est en Ouest, varie de + 65 NGF à + 70 NGF dans les environs de Morcenx à l'Est de la feuille, où il affleure, alors qu'à l'Ouest elle atteint la cote - 60 NGF sous le système dunaire proche de la côte actuelle. Son toit évolue de la même manière de + 70 NGF à l'Est à - 22 ou - 25 NGF à la partie occidentale, où il est toujours recouvert par les faciès sableux de la séquence 5. Ces dépôts affleurent sur la feuille Lit-et-Mixe à la faveur de l'évidement du marais de Saint-Julien-en-Born qui draine le courant de Contis. En amont du marais, ces faciès affleurent en bordure du grand ruisseau d'Onesse, aux environs de la cote + 29 à + 27 NGF à la bordure orientale de la feuille, pour arriver plus à l'Ouest dans le ruisseau du Courlis à la cote + 25 NGF. Plusieurs érosions, matérialisées par des chenaux, ont été observées au toit de cette formation sur une épaisseur de 8 m à 10 m, comme c'est le cas au lieu-dit Moulin-Labat sur la commune de Mézos. À l'Ouest de Mézos, plusieurs sondages ont rencontré cette formation, dont la partie sommitale se situe aux environs de + 12 NGF près de Saint-Julien-en-Born ou + 17 à + 18 NGF aux abords immédiats du bourg d'Uza. C'est à partir de Lit-et-Mixe que la pente des dépôts s'accuse, probablement en raison de la proximité du talus matérialisant la limite entre la zone terrestre et le domaine marin de bordure.

Plusieurs analyses du contenu floristique ont été effectuées tant sur les niveaux ligniteux, tel que celui de Mimizan, que sur les argiles silteuses organiques du sommet de la formation. Le contenu sporo-pollinique obtenu sur les échantillons de cinq sondages est résumé dans le tableau 1.

Ces différentes associations, assez semblables quant à leur contenu, situeraient cette formation au sein du Pléistocène inférieur entre le Reuvérien et le Tiglien, probablement très près de la limite Plio-Quaternaire. G. Farjanel considère que ces associations sont comparables à celles décrites par Oldfield dans la région de Biarritz, au ruisseau de Chabiague. Au plan de l'organisation des dépôts, une attribution à la fin du Pliocène paraîtrait nettement plus probable.

NF₁; NF₂. **Pléistocène inférieur (?) à Pléistocène supérieur. Formation du Sable des Landes (l.s.)** (10 à 30 m). Cette formation correspond à deux

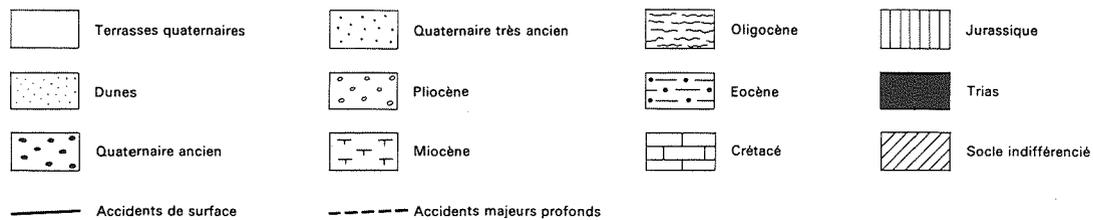
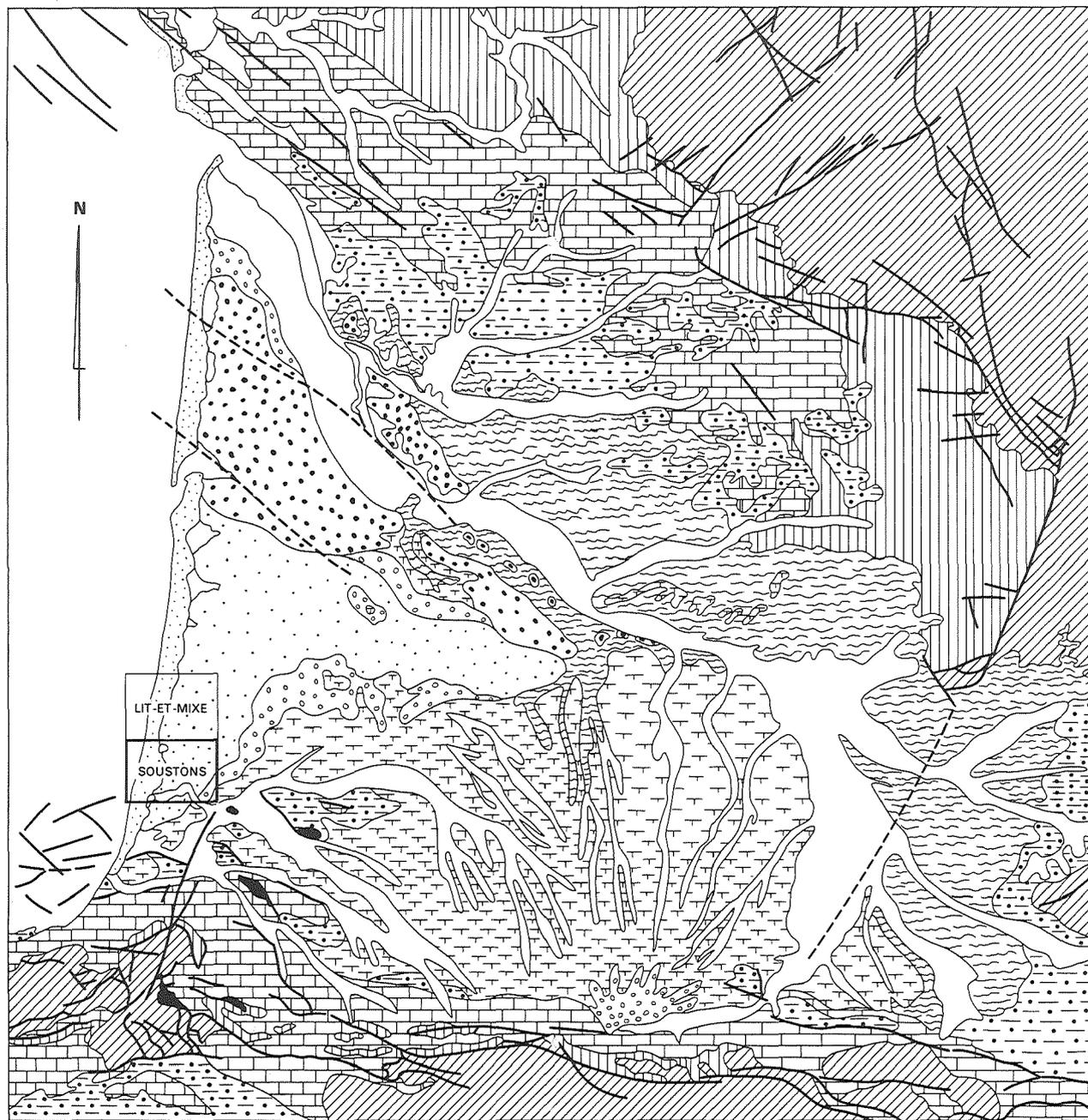


Fig. 1 - Situation géologique (G. Karnay; J. Dubreuilh - 1990)

Tableau 1 – Analyses palynologiques

Sondage LM (feuille Lit-et-Mixe)	LM3 n°2	LM7 n°2	LM11 n°4	LM12 n°1	LM14 n°3
Microflore	PA	PA	TA	TA	PA
Spores					
<i>Leiotriletes</i> sp.			+		
<i>Laevigatosporites haardti</i>		+	+	+	+
Osmondacées			+++	++	
Sphagnacées	+	+	+	++	+
Pollens					
<i>Pinus diploxylon</i>	++	+	+	+	+
<i>Pinus haploxylon</i>			+		
<i>Abies</i>					+
<i>Picea</i>			+		+
<i>Tsuga</i>			+		
<i>Sciadopitys</i>			+		
Cupressacées		+	+		+
Taxodiacees			+		
<i>Sequoia</i>			+		
<i>Engelhardtia</i>	+		+	+	+
<i>Pterocarya</i>			+		+
<i>Carya</i>					+
Juglandacées	+				
Myricacées	+		+	+	
<i>Nyssa</i>	+				
Symplocacées			+		
Monocolpées			+		
Oléacées	+				
<i>Quercus</i>	+	+	+	+	+
<i>Fagus</i>	+			+	+
<i>Ulmus</i>		+	+	+	+
<i>Tilia</i>		+		+	+
<i>Corylus</i>		+		+	
<i>Alnus</i>		+	+	+	+
<i>Ilex</i>			+		
<i>Carpinus</i>				+	
<i>Parthenocissus</i>			+		
<i>Betula</i>	+	+		+++	+
Araliacées	+				
Composées	+	+		+	+
<i>Artemisia</i>	+				
Ombellifères		+		+	
Graminées		+	+	+	+
Ericacées		+	+	+	
Chenopodiacees		+		+	+
Caryophyllacées	+			+	
Dispsacacées				+	
Cypéracées	+	+			
Nymphéacées			+		
<i>Nuphar</i>					+
<i>Typha</i>	+			+	+
Phytoplancton d'eau douce					
Zygnématacées			+		+
<i>Ovoidites</i>				+	+
Phytoplancton marin			+		

+ }
 ++ } fréquence relative
 +++ }

PA : peu abondant

TA : très abondant

assises superposées qui passent progressivement de l'une à l'autre. Elle représente la cinquième et dernière séquence de comblement du bassin landais.

NF1. **Sables fins, blanchâtres, fluviatiles** (formation de Castets). Cette accumulation détritique est formée de sables fins, gris-beige à blanchâtres, avec quelques minéraux lourds, très souvent homométriques, dont la partie supérieure est localement occupée par des lignites très sableux, voire des alternances de strates argilo-organiques centimétriques entrecoupées par des dépôts de sables blancs bien classés.

NF2. **Sables éolisés** (formation du Sable des Landes s.s.). La partie supérieure de la formation est très souvent éolisée et marquée par une phase de ruissellement. Une podzolisation, matérialisée par un alios ocre à brun ou une « garluche », s'imprime à la partie sommitale de cette formation.

Localement, des argiles silteuses grises, sur la commune d'Argelouse (feuille Saint-Symphorien) par exemple, à fins débris organiques, ont été observées, voire des sables argileux grisâtres épais de quelques décimètres à 1,50 mètre maximum. Cette formation, définie à proximité immédiate du bourg de Castets, a été reconnue sur l'ensemble du territoire couvert par la feuille, notamment aux abords des vallées. Son extension la plus orientale se situe sur la feuille Morcenx et s'étend au Sud jusqu'aux abords de la plaine alluviale des environs de Soustons-Magescq. Les études morphoscopiques révèlent un peu plus de 20 % en moyenne de grains émoussés luisants, attestant d'un polissage en milieu aquatique pour les sables de la base de série. Quant à la partie supérieure des dépôts, on y observe de fortes éolisations, ainsi que les traces d'une influence glaciaire (fracturation des grains).

Le toit de la formation est affecté par l'érosion du réseau hydrographique et le débordement des étangs et des marais. Son pendage général vers l'Ouest est de l'ordre de 3 %.

Les débris organiques et les argiles grises situés au toit de la série, ont fourni une microflore typiquement quaternaire caractérisée par l'abondance des conifères (*Picea* et *Pinus diploxylon*) associés à une strate herbacée à composées et éricacées.

Par ailleurs, C. Thibault (1965) attribue la partie supérieure éolisée (NF2) aux deux derniers stades de la glaciation wurmienne (Würm III et IV), suite à la découverte de deux pointes à cran solutréennes aux environs de Sabres. Ces vestiges archéologiques étaient placés sous quatre mètres de sables éolisés couronnés par un podzol ferrugineux très développé, au sommet d'un lit argileux bleuâtre que l'on peut attribuer à la formation d'Onesse l.s.

Quant à l'ébauche des petits édifices dunaires de type parabolique, le plus souvent très remaniés de l'intérieur des terres, il semble qu'ils puissent être attribués à cette époque. Il n'existe cependant pas d'argument majeur en faveur de cette attribution.

Systèmes dunaires

Trois ensembles dunaires peuvent être observés dans ce secteur à proximité de la façade atlantique : les dunes actuelles en mouvement, alimentées à partir de sables de l'estran ; puis un complexe distinct où dominent les édifices de type barkhane ; et enfin un système de dunes paraboliques.

Dya. Dunes protohistoriques. Édifices dunaires de type parabolique et sables des espaces interdunaires ou « lettes ». La majeure partie de cet ensemble dunaire présente des édifices en forme de U dont l'ouverture, de direction occidentale, se situe au vent. Les observations concernant l'ensemble des systèmes dunaires de la façade atlantique conduisent à situer leur édification pendant les âges du cuivre et du bronze au cours de la période subboréale. En Médoc (feuille à 1/50 000 Saint-Vivien — Soulac-sur-Mer), cet ensemble sableux est compris entre deux horizons tourbeux datés par 14 C à 5 100 \pm 90 ans B.P. et 3 000 \pm 90 ans B.P. (Dubreuilh, 1971).

Quant à leur mise en place, il convient de distinguer les édifices situés à l'intérieur, le plus souvent disséminés selon un « chapelet » le long de vastes couloirs de déflation matérialisant des zones déprimées au toit du Sable des Landes, et les ensembles dunaires plus continus proches de la façade océanique. Plusieurs observations amènent à penser que la situation géographique des édifices de ce type est fonction de la configuration de la côte à cette époque, marquée soit par un talus sableux au toit de la formation du Sable des Landes (*l.s.*), permettant l'empilement des édifices, soit par une zone déprimée facilitant leur migration vers l'intérieur des terres. En règle générale, les zones basses matérialisent des « couloirs » qui préfigurent l'amorce du réseau de drainage actuel. L'accumulation et l'enchevêtrement des édifices ont entraîné un blocage des eaux de l'intérieur, qui est à l'origine de la formation des zones de marécages par déficit de drainage, et du déblaiement des sables éolisés de la formation du Sable des Landes *s.s.*

Dyb-d. Dunes historiques. Complexe dunaire constitué d'édifices de type barkhane et parabolique, et sables des espaces interdunaires ou « lettes ». Ce complexe dunaire, fixé par la végétation, postérieur aux dunes paraboliques, est en réalité constitué de trois générations d'édifices qui sont de la plus ancienne à la plus récente :

- de puissantes barkhanes adossées aux édifices paraboliques responsables de la formation des étangs (Dyb) ;
- un ensemble de petites dunes de type paraboliques (Dyc) ;
- une seconde génération de barkhanes 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 3 000 à 2 900 ans B.P. pour se poursuivre jusqu'au 13^e siècle, alors que le

bref épisode marqué par la formation de dunes paraboliques se situe entre le 13^e et le 17^e siècle environ et que 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).

Dz. **Dunes actuelles.** Le cordon dunaire actuel (de 10 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, à débris coquilliers, légèrement carbonatés, sont constitués de plus de 99% de grains de la taille des arénites.

Cet ensemble s'engraisse ou au contraire s'érode fortement lors des grandes marées d'équinoxe, à la faveur des courants côtiers.

Formations fluviales et fluvio-marines, altérites

Aucune datation n'a pu être effectuée dans les différents niveaux rencontrés. Néanmoins, des âges ont pu être avancés, en tenant compte d'une part des altitudes relatives des bases de remblaiement des différentes terrasses, et d'autre part des corrélations avec les réseaux des feuilles voisines.

Ft. **Pléistocène inférieur. Alluvions très anciennes de très haut niveau** (3 à 10 m). Les dépôts alluviaux des plus anciens témoins d'une terrasse étagée, sont visibles dans l'angle sud-est de la carte, près du ruisseau de Candale. Ils sont constitués de sables, graviers essentiellement de quartz, et cailloutis polygéniques (quartz laiteux, lydiennes,...) à matrice plus ou moins argileuse, blanchâtre à jaunâtre. La base du comblement, visible au lieu-dit Le Piston et près du ruisseau, se situe vers l'altitude + 50 à + 53 NGF.

Il n'existe pas de datation précise de ce niveau de terrasse ; toutefois, il semble constituer le passage entre les alluvions fluviales déposées en nappe, et celles du réseau structuré, ce qui le place selon toute probabilité au sein du Pléistocène inférieur.

Fu. **Pléistocène inférieur. Alluvions très anciennes** (8 à 20 m). On les rencontre en sondage près de Herm et le long d'un paléocours probable de l'Adour, depuis l'étang d'Abesse à l'angle sud-est de la feuille, jusqu'au lieu-dit Quartier-Mora au Sud de Soustons.

La base de cette terrasse est située vers la cote + 28 à + 32 NGF dans la région de Herm, et vers + 18 à + 22 NGF dans la partie aval, près de Soustons. La base des dépôts est visible à l'affleurement dans la vallée du ruisseau de Bouyic, au-dessus des faluns bleus de Soustons. On y trouve des galets polygéniques, bien roulés, plus ou moins rubéfiés, emballés dans une matrice sablo-graveleuse légèrement argileuse de teinte jaune à ocre.

La partie sommitale est généralement constituée par des sables et graviers légèrement organiques à niveaux argileux, grisâtres à brunâtres, parfois altérés et devenant jaunâtres.

Ces terrasses ne se distinguent pas dans la morphologie car elles appartiennent à un ou plusieurs paléocours inscrits dans la topographie et obliérés par les sables éoliens postérieurs.

Fv. **Pléistocène moyen. Alluvions anciennes** (10 à 15 m). Elles affleurent près de Soustons et sont rapidement cachées, comme la plupart des terrasses de ce système emboîté, par un nappage plus ou moins continu de sables éoliens pouvant atteindre jusqu'à 12 m d'épaisseur suivant la morphologie.

La base du comblement se situe vers la cote + 8 à + 15 NGF. Les affleurements de Mercé, Labarraque et Leplante montrent des graviers centimétriques bien roulés de quartz blanc souvent rubéfiés et présentent une pellicule parfois importante d'oxydes de fer. Au lieu-dit Leplante, le forage communal a traversé 11 mètres de graviers plus ou moins rubéfiés avant d'atteindre le substratum marneux.

Ces terrasses anciennes, rubéfiées, semblent reprises par un système alluvial plus récent dont la base du surcreusement se situe aux alentours de la cote + 2 à + 3 NGF à Magescq, et constitués par 7 m de graviers et d'argiles silteuses grises et ocre, surmontées par 5 m de sables fins gris clair et gravillons à passées argileuses grisâtres à bleutées.

D'après les archives, c'est dans l'un de ces niveaux argileux gris-bleu qu'ont été découvertes, à 1 km au Sud-Est de Magescq, deux molaires supérieures d'*Elephas primigenius*, dans des exploitations d'argiles à tuiles.

Du fait de l'emboîtement des terrasses et du nappage systématique par les sables éoliens, il n'a pas été possible de représenter les contours du système alluvial récent.

Fy, Fz, Fy-z. **Holocène. Formations des Marais et alluvions récentes** (4 à 10 m). Ces dépôts constituent la fin du comblement des chenaux creusés à la faveur de la dernière phase glaciaire. Les dépôts sont essentiellement représentés par des sables fins à grossiers gris, jaunes à brun noirâtre, à passées argileuses et tourbeuses. L'âge de ces atterrissements peut être rattaché à une période débutant à l'Atlantique et se poursuivant jusqu'à l'actuel. Durant cette période, on enregistrera les incursions marines du Flandrien à l'Ouest, la formation des édifices dunaires de la côte et le nappage éolien de l'intérieur.

Les **tourbes** (T) sableuses de bordure des étangs de Léon et Soustons débutent probablement au Subboréal avec l'édification du premier système de dunes paraboliques de la côte (Dy_a).

MFy. **Holocène. Sables coquilliers, argiles et graviers**. Les dépôts mixtes, à la fois fluviatiles et marins vers l'Est et franchement marins vers l'Ouest, comblent d'anciennes « vallées » wurmiennes et viennent se raccorder aux alluvions récentes de la région de Soustons.

Les faciès les plus couramment rencontrés sont des sables quartzeux grossiers à fins, de couleur grisâtre à verdâtre, tantôt micacés, coquilliers, à

graviers et parfois à galets bien roulés pouvant atteindre 15 cm de diamètre. Le toit de cette formation est souvent argileux, gris verdâtre, coquillier ; il se situe à une cote de + 2 à + 3 NGF et correspond au maximum d'extension de la transgression flandrienne (vers 6 500 BP). La base de la série à graviers et galets se situe vers - 28 à - 32 NGF.

Le remplissage de ces anciennes « vallées » débute probablement dès les premiers signes de déglaciation mais devient plus important au Préboréal, puis au Boréal et se termine pendant la période atlantique, avant l'édification des plus anciens systèmes encore observables de dunes paraboliques de la côte (fin Atlantique à Subboréal).

g-m. **Altérites, remaniement et dépôts résiduels de la structure de Sébastopol.** Il s'agit de dépôts d'altération et de résidus de formations oligo-miocènes très altérés et atypiques, le plus souvent représentés par des sables plus ou moins argileux de couleur jaune à ocre, pouvant être confondus avec la formation des Sables fauves lorsqu'elle est azoïque.

Sédiments déposés sur le plateau continental

Les sédiments détritiques déposés sur le plateau continental ont été représentés d'après la carte biosédimentologique réalisée par J.M. Bouchet en 1979, concernant la région Sud-Gascogne. La distribution de ces sédiments superficiels est matérialisée par la médiane ; ainsi il apparaît, du plus fin au plus grossier :

- des pélites ($> 63 \mu$) superficielles évoluant de 0,1 % à plus de 5 % au large, pouvant recouvrir tous les autres dépôts ;
- des sables fins (médiane entre 125 μ et 250 μ) ;
- des sables moyens, le plus souvent constitués par des dunes hydrauliques (médiane comprise entre 250 μ et 500 μ) ;
- des sables grossiers et des graviers (médiane supérieure à 500 μ).

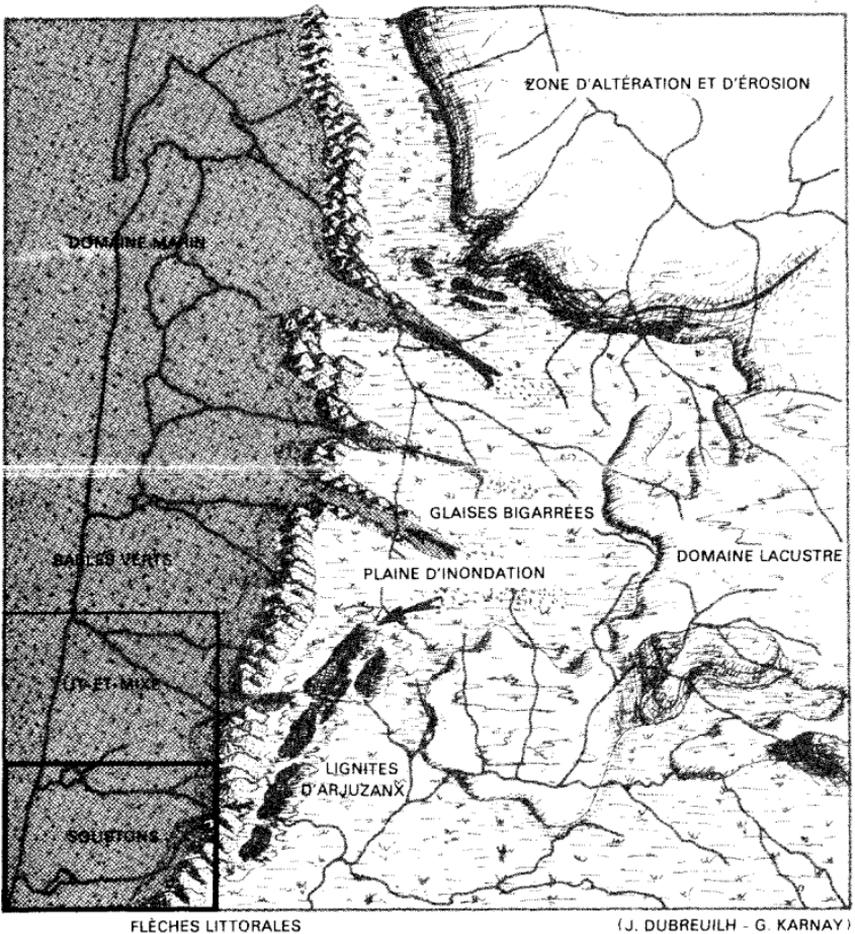
Ces derniers dépôts grossiers peuvent s'être « nourris » localement à partir de la formation d'Onesse.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU COMPLEMENT RÉCENT DES LANDES DE GASCOGNE

● Durant le **Miocène moyen** (Langhien—Seravallien), 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 (Sables fauves), postérieurement à leur dépôt. 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 à l'intérieur, 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. Quant à la zone marine plus profonde, elle se situe selon une position proche de la ligne de côte actuelle.

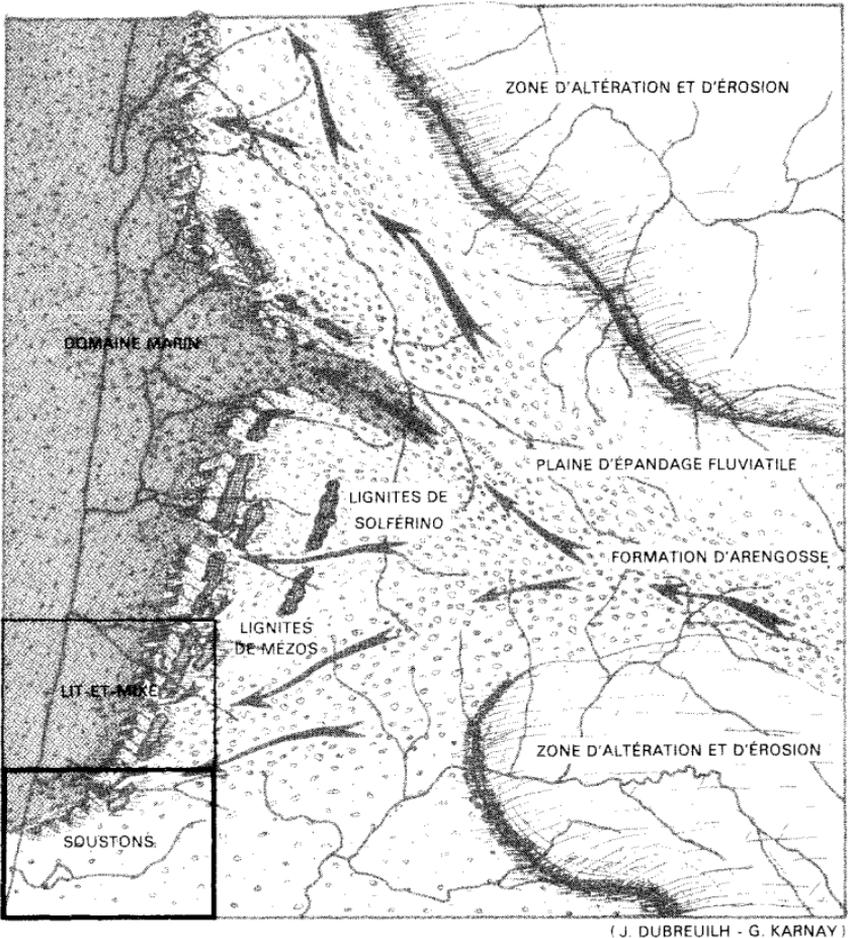
● Au **Miocène supérieur** (Tortonien—Messinien ; fig. 5), le calme relatif qui règne voit le développement de faciès de plaine d'inondation dans un contexte relativement plat de marécage côtier, sans que les influences marines soient nettement perceptibles dans la sédimentation. À l'Est, un secteur surélevé par rapport à la plaine d'épandage accueille des dépôts à tendance molassique et lacustre.



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

À l'Ouest, des faciès fluviatiles (Glaises bigarrées) occupent les zones plus basses tandis que se développent des accumulations ligniteuses (lignites d'Arjuzanx) 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 (p). Deux séquences majeures à caractères progradant (formation d'Arengosse) 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



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

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 des Landes et du Médoc intervient avec différentes épandages, selon un mouvement en éventail balayant l'Ouest et le Nord-Ouest de la région nord-aquitaine.

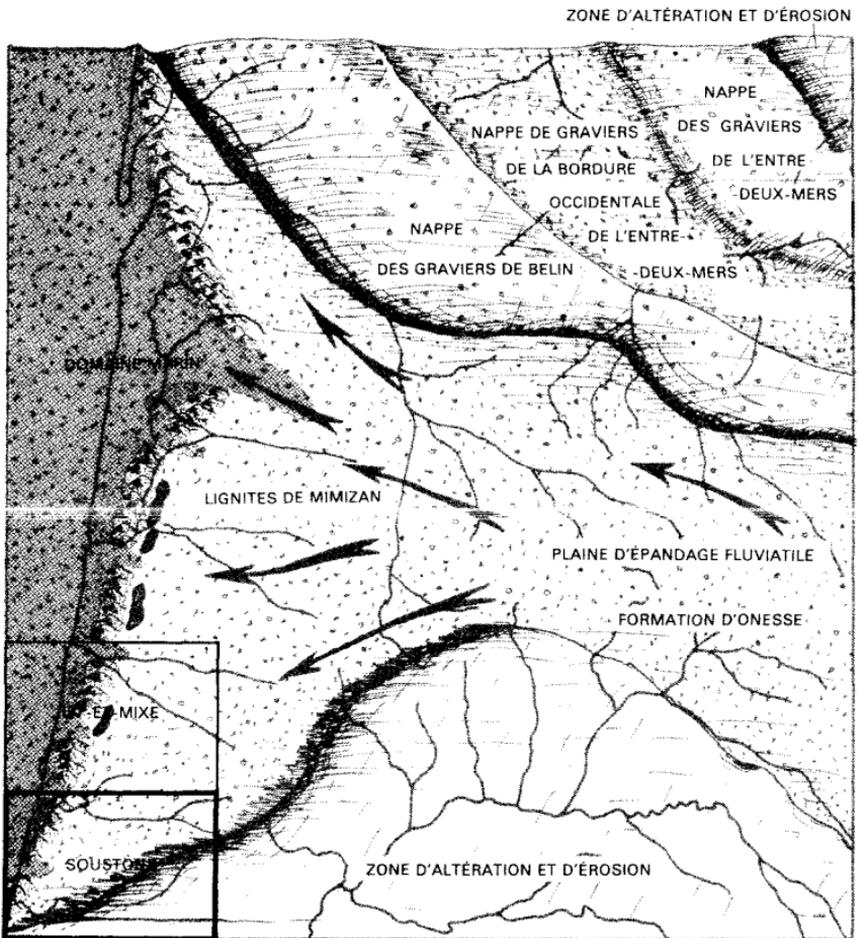
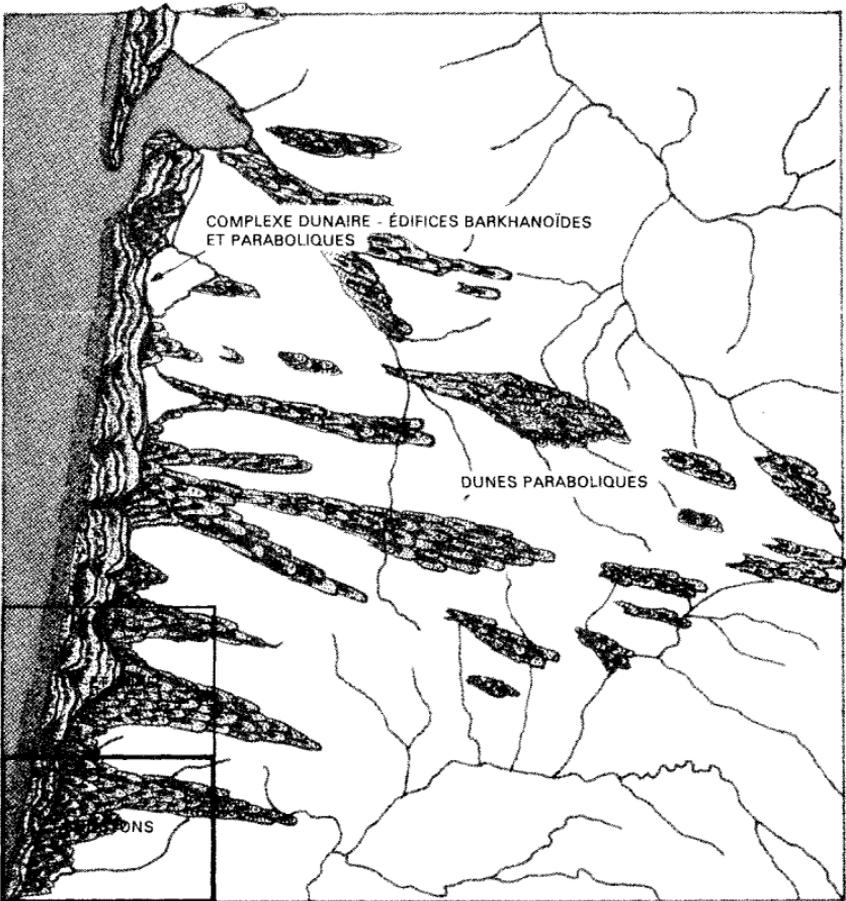


Fig. 7 - Evolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne : Quaternaire ancien anté-glaciaire

Alors que la formation d'Onesse (IV) 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 Bourgeois 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. C'est au cours des phases glaciaires qui suivront que le réseau structuré entamera profondément ces deux derniers épandages.

Pendant le même temps, la région landaise est soumise aux phénomènes glaciaires, à un ruissellement et une éolisation intenses, avec le dépôt de la formation de Castets (NF1), éolisée par la suite au Würm récent (NF2), donnant le Sable des Landes.



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

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

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

OCCUPATION DU SOL

SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES ET ACTIVITÉS

Le territoire couvert par la feuille appartient au site inscrit des étangs landais-Sud. La vocation forestière des landes de Gascogne ne s'est réellement concrétisée qu'au siècle dernier, à partir de 1857 lorsque la loi autorisa le partage des communaux (A. Pinaud), ce qui eut pour conséquence d'activer l'assainissement des landes humides ainsi que le boisement par le pin maritime.

Il faut distinguer, dans les secteurs boisés, deux ensembles, constitués l'un par les zones plates mal drainées et très humides, couvertes de forêts de pins, et l'autre par les bordures des entailles topographiques qui, mieux drainées, présentent un mélange où se mêle une population de feuillus.

Quant aux zones de marais situées au côté sous le vent des dunes où se développent la molinie, les bruyères et une faible végétation, elles servent localement à la culture du maïs ou à la culture maraîchère (asperges, haricots verts, pommes de terre) dans les secteurs les plus tourbeux.

La forêt constitue la ressource essentielle avec le sciage du bois (Castets), la fabrication de lambris et parquets, pâte à papier, ainsi que l'élaboration de produits résiniques et terpéniques (Saint-Girons-en-Marensin) à partir du gemmage.

Au Sud, sur les anciennes terrasses de l'Adour, on pratique localement la culture de la vigne, mais presque essentiellement celle du maïs qui trouve une valorisation sur place avec l'élevage (foie gras) et l'industrie de la plume et duvets. Il faut également compter avec la pisciculture, d'implantation récente, sur les petites rivières à fort débit estival constituant des exutoires de nappe (Castets).

ARCHÉOLOGIE PROTOHISTORIQUE

Sur le territoire couvert par la feuille, assez peu de vestiges archéologiques ont été découverts même en ce qui concerne les temps protohistoriques, du 4^e millénaire aux derniers siècles avant notre ère. Deux communes sont mentionnées par Dufourcet (1877) ou H. du Boucher (1878), sur lesquelles ont été recueillies des flèches à ailerons et pédoncules : il s'agit de

Vielle-Saint-Girons et Castets. Il est également signalé, sur cette dernière, un tumulus non encore fouillé pouvant appartenir au premier âge du fer. La faiblesse des découvertes enregistrées dans la Haute-Lande n'est pas sans poser quelques questions qui tendent soit à mettre en relief une réelle pauvreté en vestiges archéologiques, soit une certaine désaffection des préhistoriens pour cette région.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Nappes profondes

Les nappes aquifères profondes ne sont pas vraiment sollicitées, à part celles du Miocène et de l'Oligocène, ce qui implique une très mauvaise évaluation de leurs caractéristiques hydrodynamiques.

● **Éocène inférieur—Paléocène—Crétacé supérieur** (dolomie, calcaires dolomitiques). Ces niveaux aquifères plus ou moins en liaison hydraulique suivant les secteurs considérés, ont en général fourni des eaux douces d'assez bonne qualité chimique et surtout avec des caractéristiques hydrodynamiques intéressantes.

Les réservoirs sont essentiellement constitués de dolomies et calcaires dolomitiques souvent fissurés et vacuolaires. Les forages ont recoupé ces niveaux en général dans les zones anticlinales, il est donc prudent d'envisager une dégradation des paramètres hydrauliques au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers les flancs des structures.

Un autre danger, celui de la détérioration de la qualité chimique, peut apparaître dans les zones diapiriques lorsque ces réservoirs ne sont pas protégés des niveaux salifères triasiques par un écran imperméable.

● **Oligocène—Éocène** (sables et grès calcaires). C'est un ensemble de nappes généralement discontinues, recoupées à la faveur des forages pétroliers. Le magasin est le plus souvent constitué par des passées gréseuses et calcaires séparées par des argiles et marnes. Les tests effectués par les pétroliers ont montré que, la plupart du temps, la qualité des eaux était médiocre (forte teneur en sel).

● **Miocène basal—Oligocène** (calcaires et grès stampiens — aquitaniens). C'est un aquifère de bonne qualité physico-chimique, mais avec des caractéristiques hydrodynamiques assez médiocres. Il fournit l'essentiel de la demande des agglomérations qui ont la chance d'avoir un faciès grésocalcaire dans leur sous-sol. À Dax, le Stampien, constitué de calcaires crayeux, a une transmissivité variant de $1,4$ à $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et un débit spécifique de $2,5$ à $3 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ de rabattement. Vers l'Ouest, les faciès deviennent plus marneux et la qualité se dégrade rapidement.

● **Miocène moyen à supérieur** (sables et grès calcaires). Cet aquifère de qualité moyenne est souvent chargé en oxydes de fer et possède une

productivité variable. Il est surtout utilisé pour l'irrigation du maïs, là où l'aquifère superficiel est peu productif. Cette nappe est souvent en relation avec l'aquifère plio-quaternaire, comme c'est le cas dans le forage Soustons F3.

Nappes du Plio-Quaternaire

Si l'on observe d'Est en Ouest la distribution paléogéographique des formations du comblement miocène à quaternaire, on constate l'existence de deux domaines distincts :

- à l'Est, un complexe Sables fauves—Glaises bigarrées ;
- à l'Ouest, un ensemble de faciès à dominante sablo-graveleuse de puissance variable.

La feuille, située à la partie occidentale du territoire landais, est recouverte par le second ensemble, dont le réservoir compréhensif est représenté par les formations d'Arengosse, d'Onesse et du Sable des Landes (*l.s.*), qui constituent un aquifère bicouche interrompu de manière assez continue par le sommet imperméable de la formation d'Onesse.

● **Formation aquifère inférieure d'Arengosse—Onesse.** Les faciès sablo-graveleux de la formation d'Arengosse (séquences de Solférino et de Mézos) et de celle d'Onesse, constituent localement un excellent aquifère captif (sous les argiles d'Onesse), très apprécié par les producteurs de maïs et les pisciculteurs.

De nombreux ouvrages, non jaillissants, révèlent un artésianisme important.

La valeur de la transmissivité de l'aquifère est de l'ordre de $5.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. L'eau est de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique, avec une résistivité d'environ 8 000 ohm.cm, une teneur en fer total de l'ordre de 1 mg/l et une température avoisinant 13 °C.

● **Formation aquifère supérieure du Sable des Landes (*l.s.*).** Cet aquifère superficiel intéresse les faciès sableux de la formation de Castets et du Sable des Landes (*s.s.*). La base repose sur les argiles de la formation d'Onesse, ce qui l'isole, au moins localement, de l'aquifère inférieur d'Arengosse. Les courbes isopièzes sont très influencées par la topographie, ce qui traduit une alimentation par infiltration des eaux de pluie et un important drainage par les ruisseaux et leurs affluents qui modifient nettement la surface piézométrique. Comme pour l'aquifère sous-jacent, l'écoulement général de la nappe s'effectue d'Est en Ouest en direction de l'océan.

Dans la région, cette nappe libre possède une transmissivité moyenne en pompage de $3.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, une teneur en fer total de 1 mg/litre et une température de 14 °C. Il s'agit d'une eau de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique, dont la résistivité est de l'ordre de 5 000 ohm.cm.

Ces eaux de surface, relativement chargées en fer, sont utilisées pour les besoins locaux dans les secteurs de Saint-Girons et Magescq où le coefficient de perméabilité (coefficient de Darcy) atteint $3,0.10^{-4}$.

Nappes des systèmes dunaires

Quelques niveaux aquifères perchés, alimentés par la pluviométrie, apparaissent localement et de manière temporaire à la faveur de petits horizons tourbeux inclus dans les édifices dunaires.

SUBSTANCES MINÉRALES ET EXPLOITATIONS

Peu de substances sont exploitées sur le territoire couvert par la feuille ; il existe néanmoins des gisements potentiels de matériaux dont des tourbes, des sables extra-siliceux, des argiles et des micas.

D'autres accumulations ligniteuses ont été reconnues dans les environs de Labouheyre et Solférino (feuille Sabres) entre les dépôts les plus orientaux d'Arjuzanx et ceux de Mézos à l'Ouest. Ainsi, plusieurs accumulations ligniteuses ponctuent les avancées du prisme de dépôt des formations fluviatiles au cours du Néogène et du Quaternaire.

Tourbes (T)

Plusieurs indices de tourbes ont été mis en évidence sur le territoire couvert par cette feuille, dont l'un d'entre eux a fait l'objet de travaux de développement : il s'agit de la tourbière de Saint-Michel-Escalus. Ces marais se développent en amont de l'étang de Léon, en bordure du ruisseau la Palue, et sont localisés au sein du site inscrit des étangs landais-Sud.

Ces accumulations tourbeuses sont le résultat de l'évolution d'associations végétales à l'abri de l'air, constituées de plantes hydrophiles phanérogames mais également de cryptogames tels que des mousses (sphaignes) ou des hépatiques, bien adaptés à ces milieux particuliers très acides.

La création et la croissance de la tourbière sont conditionnées par la présence d'eau qui s'accumule et stagne en amont de l'étang sans grande différence de niveau entre l'été et l'hiver. Les tourbes rencontrées lors de l'évaluation du potentiel de la tourbière ont été individualisées suivant la classification de Von Post, en fonction de leur degré d'humosité. Cinq classes ont été rencontrées le plus souvent de haut en bas :

- tourbes blondes très fibreuses, essentiellement composées de sphaignes ;
- tourbes brunes à blondes assez fibreuses, plus répandues à la partie supérieure de la tourbière ;
- tourbes nettement brunes, plus ou moins décomposées, avec un tissu fibreux moins élastique présentant un aspect pâteux ;
- tourbes brunes à noires, assez fortement décomposées par bandes plus ou moins larges, sans gros débris ;
- tourbes noires, presque totalement décomposées, se présentant sous la forme d'une boue noirâtre fétide dans laquelle apparaissent de larges débris de roseaux jaunâtres (phragmites) en cours de décomposition.

Les espèces végétales acidophiles sont caractérisées par des flores de bas-marais, avec des joncacées, des cypéracées et des graminées en ce qui concerne les strates herbacées et sous-arbustives, ainsi que des sphaignes et autres bryophytes dans la strate muscinale.

Ces petites tourbières portent l'empreinte d'actions anthropiques tendant à améliorer leur drainage, ce qui se traduit par un embryèvement massif et un début de colonisation par la flore arbustive, consécutifs à la modification du régime hydrique de la tourbière.

La teneur en cendres varie suivant l'évolution de la matière organique et s'échelonne d'environ 5 % pour les tourbes blondes à près de 30 % pour les tourbes noires. Quant à leur degré d'évolution, quantifié par le rapport carbone sur azote total, il varie de 40 à 70 dans ses valeurs extrêmes, montrant en règle générale un matériau moyennement évolué. Le pH de l'eau de constitution est compris entre 4,2 et 6,0.

Les qualités des tourbes brunes à blondes et brunes correspondent aux normes AFNOR (U 44 551 et U 44 051) concernant les supports de culture et amendements organiques.

Les matériaux exploitables concernant ces deux dernières catégories de tourbes représentent 1,3 million de mètres cubes en place. Quant aux tourbes noires constituant la base de l'accumulation, elles peuvent être évaluées à plus de 700 000 m³.

D'autres indices de tourbes ont été rencontrés, principalement à proximité de l'étang de Soustons où elles se présentent le plus souvent sous des faciès comparables à celles du marais de Saint-Michel-Escalus.

Sables micacés (Sm)

La formation d'Onesse, constituée de sables micacés, présente dans certains secteurs des accumulations importantes de micas blancs aluminopotassiques de type muscovite.

L'aire de sédimentation de ces dépôts semble se situer dans une lagune protégée par un cordon sableux plus ou moins continu, édifié à la partie occidentale de la feuille, grossièrement à l'aplomb des systèmes dunaires subactuels. Quelques indices ont été rencontrés en forages près de Moliets-et-Mâa.

La séparation des différents éléments par flottation révèle 22 % de micas, 18 % d'argile de type kaolinite et des feldspaths altérés associés, et 60 % de silice.

Ces micas pourraient constituer des produits de charges utilisables dans la fabrication de peintures spéciales, le revêtement des baguettes de soudure ou autres applications de type industriel.

Sables fins extra-siliceux (Sab)

Les sables extra-siliceux (> 95 % de silice) existent principalement dans la formation de Castets (NF1). Il s'agit de sables fins légèrement argileux (1 à 5 %) bien classés, avec une médiane entre 0,25 et 0,30 mm, présentant plus de 20 % de grains émoussés luisants témoignant d'un polissage en milieu aquatique.

Les isopaches de cette formation montrent des épaisseurs d'une vingtaine de mètres à l'Est d'une ligne passant par Saint-Michel-Escalus—Saint-Girons-en-Marensin (feuille Lit-et-Mixe), le maximum d'épaisseur (30 mètres) se situant au Nord de la commune de Vielle-Saint-Girons.

Ces sables ont été autrefois exploités pour les besoins locaux de la fonderie. Semblables à ceux exploités à Marcheprime (feuille à 1/50 000 Audange), ils peuvent être employés en verrerie, en fonderie ou dans le bâtiment pour la confection des enduits. Quelques petites exploitations, le plus souvent ouvertes en bordure des vallées, servent actuellement aux besoins locaux.

Minerai de fer ou « garluche »

La garluche, nom local donné à un grès quartzeux à ciment ferrugineux, a également reçu la dénomination de « pierre de Pissos » ou « pierre de Comensacq ». Ce matériau, employé dans la construction des maisons ou des édifices publics, a également été utilisé comme minerai de fer depuis le 13^e siècle. Cet horizon à concentration ferrugineuse a une épaisseur moyenne de 20 à 40 cm, il est le plus souvent horizontal et discontinu.

D'après N. Gourdon-Platel et P. Legigan (1985), ce cuirassement se développe dans la zone d'écoulement de la nappe au niveau des zones déprimées, à la faveur de l'oxygénation des eaux de la nappe phréatique.

Les analyses chimiques montrent un taux de fer compris entre 15 et 25 % de Fe_2O_3 , l'alumine est faible (0,8 à 3,2 %), la matière organique est nettement inférieure à 1 %.

Sur le territoire couvert par la feuille, il existait des forges sur la commune de Castets au cours du 19^e siècle, ainsi que sur celle de Saint-Paul-lès-Dax au lieu-dit L'Abesse où l'on recensait, semble-t-il une activité extractive depuis 1626. Le maximum d'exploitation du minerai de fer apparaît aux alentours de 1855-1860 où il atteint 25 000 tonnes, et c'est en fait sur toute la période allant de 1830 à 1870 que sera concentré l'essentiel de l'activité extractive.

Substances diverses

L'exploitation temporaire des faluns bleus de Soustons a fourni des amendements carbonatés pour l'agriculture.

De la même manière, les argiles bleutées de la formation d'Onesse ont jadis alimenté de petites tuileries, briqueteries et poteries pour la résine, comme ce fut le cas dans la région de Magescq.

À Soustons, ce sont les alluvions récentes argilo-sableuses qui ont alimenté de petites unités.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE

L'ensemble de ce circuit à travers le site classé des étangs landais-Sud nous conduit, à partir du lac de Léon, à une promenade en barque tout au long du courant d'Huchet qui naît de l'étang et serpente entre dunes actuelles et anciennes jusqu'à l'océan, à travers une végétation luxuriante où le chêne-liège plusieurs fois centenaire et la roselière donnent un cachet de microclimat à cet univers de « forêt vierge ».

Outre la maison natale du poète Loys Labèque, on peut admirer dans la commune de Léon quelques demeures de type médiéval ainsi que des maisons landaises en torchis avec colombages de la meilleure facture. Cette station climatique accueille de nombreux touristes amateurs de plein air, ainsi que les adeptes de la chasse au gibier d'eau et les pêcheurs.

À partir de Léon, prendre la RD 652 vers Moliets-et-Mâa, où ces deux communes constituaient deux paroisses distinctes de la baronnie de Marenzin faisant partie intégrante du duché d'Albret. Au 12^e siècle, Moliets abritait une commanderie de templiers, et de nombreux vestiges céramiques de l'époque gallo-romaine y ont été découverts. Par ailleurs, la chapelle de Saint-Laurent-de-Mâa, à clocher-pignon et auvent en bois, permettra un arrêt très agréable.

Puis prendre la direction du Sud vers Messanges et Vieux-Boucau par la RD 652. Messanges se situait déjà sur le « camin arriau » des Romains, qui allait devenir plus tard la route des Lacs. On retrouve vers 1289 la mention de cette halte sur la route de Saint-Jacques-de-Compostelle, avec une hôtellerie de l'ordre de Malte.

Après un arrêt dans cette commune, où l'on pourra également admirer le château de Bayle dont l'édification remonte aux années 1830 et a été réalisé avec les pierres d'un ancien couvent des Cordeliers de Vieux-Boucau, prendre la RD 652 en direction du Sud-Est pour rejoindre Soustons à travers les systèmes dunaires. Son lac et son courant offrent de multiples possibilités, qu'il s'agisse de baignade, sports nautiques, chasse ou pêche. Le promeneur retrouvera au cœur de la cité les témoins de l'occupation anglaise durant le Moyen-Âge, au détour de certains quartiers.

À partir de Soustons, prendre la RD 116 en direction de Magescq pour venir y admirer son église fortifiée du 12^e siècle à chœur et abside romans, ou celle de Saint-Blaise-de-Maurignac de la fin du gothique. C'est aussi une

halte gastronomique dont la renommée n'est plus à faire, qui laissera au voyageur le goût du terroir landais dans ce qu'il a de plus somptueux.

À partir de Magescq, il est possible soit de reprendre la RN 10 et de terminer ainsi l'itinéraire, soit de le poursuivre en direction du Sud-Est par la RD 16 avant de tourner au lieu-dit Le Poulit-Hardy en direction du Nord-Est pour rejoindre le vallon du ruisseau du Bosquet et le lieu dit Abesse où affleurent des dépôts marins de l'Oligocène terminal. C'est dans ce secteur que se perpétua une importante activité de forge depuis le 18^e siècle jusqu'à nos jours. L'itinéraire pourra se poursuivre vers Saint-Paul-lès-Dax et la vallée de l'Adour ou se terminer par un retour vers la RN 10.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Elles font l'objet du tableau 2.

BIBLIOGRAPHIE

ALVINERIE J. (1969) — Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique. Thèse, Bordeaux, n° 218, 2 t., 404 p., 31 cartes, 60 fig., 16 pl.

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. Colloque national : « 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. 1987-1989.

BOILLOT G., MONTADER L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) — Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Paris : Masson édité.

BONIJOLY D. (1980) — Étude structurale et minéralisations d'une plateforme carbonatée : le Quercy. *Doc. BRGM*, n° 26, 303 p., 81 fig.

BREMONTIER N.T. (1797) — Mémoires sur les dunes et particulièrement sur celles qui se trouvent entre Bayonne et la pointe de Grave, à l'embouchure de la Gironde. Paris : Imp. de la République, 78 p., et Ann. Ponts-et-Chaussées, 1833.

Tableau 2 – Coupes résumées des forages pétroliers.

		Indice BRGM	Z sol	Plioc.	Mioc.	Oligocène sup. inf.	Éoc. sup. moyen	Éoc. inf.	Paléoc.	Sén.	Turon Céno.	Crét. inf.	Port. Kimm.	Oxford.	Dogger	Toarc. Plien.	Siném.	Hett.	Trias sup.	Trias moy.	Trias inf.	Paléo- zoïque	Série de base	Prof. finale
Capcosle 1	(Cp 1)	949.5.10	+ 48	29	45	71	571	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éoc. moy. à sup.	1 066
Capcosle 3	(Cp 13)	949.5.9	+ 51	33	64	103	1 094	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éoc. moy. à sup.	1 150
Lache 1	(Lch 1)	949.5.5	+ 13	?	56	355	898	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bartonien	940
Lache 2	(Lch 2)	949.5.6	+ 11	?	56	355	1 005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bartonien	1 057
Léon F1	(LF 1)	949.2.1	+ 32	?	145	425	1 125	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éoc. moy. à sup.	1 204
Léon 2	(L 2)	949.3.2	+ 29	?	73	456	1 110	1 585	-	1 595	1 720 ?	-	1 760	1 909 ?	1 947 ?	?	2 020 ?	-	2 064	-	-	-	Trias supérieur	2 525
Léon F3	(LF 3)	949.1.1	+ 15	?	66	550	1 182	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éoc. moy. à sup.	1 221
Léon H4	(LH 4)	949.5.1	+ 15	?	120	520	1 170	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éoc. moy. à sup.	1 199
Léon F7	(LF 7)	949.1.2	+ 10	?	47	425	630	775	-	863 ?	-	1 058	1 130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Jurassique sup.	1 221
Léon F8	(LF 8)	949.2.2	+ 38	?	50	360	1 112	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éoc. moy. à sup.	1 203
Magescq 1	(Mq 1)	949.8.1	+ 63	-	35	-	92	332	418	558	885	-	984	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Portlandien	1 202
Montagnotte 1	(Mon 1)	949.5.7	+ 15	?	54	235	695	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bartonien	734
Sébastopol 1 bis	(Selbis)	976.4.5	+ 35	-	-	20	136	-	602 ?	815	958 ?	1 011	-	-	-	1 300	1 903 ?	1 474 2 019	1 685	-	-	-	Hettangien	2 155
Soustons 2	(Ss 2)	949.7.1	+ 44	?	43	90	470	1 250	1 441	1 460	1 600	-	1 664 ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Jurassique sup.	1 928

Les cotes données sont celles du toit des formations

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.

CAHUZAC B., POIGNANT A. (1988) — Les foraminifères benthiques dans l'Oligocène terminal du vallon de Poustagnac (Landes, bassin d'Aquitaine, Sud-Ouest de la France). Découverte de *Cycloclypeus* et de *Pararotalia* à loges équatoriales supplémentaires. *Rev. de Paléobiologie*, Genève, vol. spéc., n° 2 : « Benthos'86 », p. 633-642.

CHOUKROUNE P., MATTAUER M. (1978) — Tectonique des plaques et Pyrénées. *Bull. Soc. géol., Fr.* (7), t. XX, n° 5, p. 689-700, 7 fig.

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. Instit. géol. bassin Aquitaine*, 12, p. 59-67.

CROUZEL F. (1956) — Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 248, 1957, 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.

DAGUIN F. (1948) — L'Aquitaine occidentale. Géologie régionale de la France V. *Actualités scient. et industr.*, n° 1050, 232 p., 29 fig., 7 pl. h.t. Paris : Hermann édit.

DECHELOTTE H. (1985) — Le profil de résistivité appliquée à la définition et à la cubature d'un gisement de lignite dans les landes de Gascogne (gisement de Mézos-Nord). Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 156 p., 140 fig., 3 tabl. et annexes.

DUBOUCHER H. (1878) — Quelques nouvelles trouvailles préhistoriques landaises. *Bull. Soc. de Borda*, Dax, p. 55-64.

DUFOURCET E. (1877) — Quelques notes archéologiques et historiques sur le pays de Marensin. *Bull. Soc. de Borda*, Dax, t. 2, p. 345-359.

DUBREUILH J. (1971) — Étude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de corrélations stratigraphiques. D.E.S., Bordeaux, 147 p. 30 fig., 2 pl. h.t.

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, Bordeaux I, n° 91, 273 p., 41 fig., 73 tabl., 2 pl. et 1 pl. h.t.

DUBREUILH J. (1987) — Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du Nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux for-

mations palustres, lacustres et marines. Thèse État, Bordeaux III, 461 p., 79 fig., 9 tabl., 1 pl. photo, 15 annexes.

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 des mouvements tectogénétiques récents. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, t. 100, p. 33-38, 3 fig.

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

HUARD J. (1966) – Paléobotanique. Étude anatomique des bois de conifères des couches à lignite néogènes des Landes. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 105, 85 p., 12 pl.

HUARD J. (1967) – Étude de trois bois de lauracées fossiles dans les formations à lignite néogènes d'Arjuzanx. *Rev. générale botanique*, Paris, t. 74, p. 81-105, 4 fig., 5 pl.

HUARD J. (1973) – Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignite néogènes des Landes (France). 5^e Congrès Néogène méditer., 1971, Lyon. *Mém. BRGM*, n° 78, t. 2, p. 509-512.

HUARD J., KLINGEBIEL A. (1965) – Recherches paléobotaniques et sédimentologiques sur les couches à lignite d'Arjuzanx (Landes). *Bull. Soc. de Borda*, Dax, p. 77-83, 2 fig.

HUARD J., LAVOCAT R. (1963) – Sur la découverte de fossiles dans les formations à lignite d'Arjuzanx et leur signification stratigraphique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 257, p. 3979-3980.

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

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

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

KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., NICOLAS G., ROBERT P. (1981) – Le lignite d'Arjuzanx. *Bull. centres rech. expl. 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.

MATTAUER M. (1968) — Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), XVIII, fasc. 1, p. 49-66.

MOTET D. (1984) — Étude des formations plio-quaternaires de la partie sud des landes de Gascogne par sondages électriques. Application à la recherche de lignites. Thèse 3^e cycle, Bordeaux I, 230 p., 96 fig.

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

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

RICHARD P. (1986) — Étude structurale et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays-Basque français). Université d'Orléans.

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.

SUBRENAT M. (1970) — Géomorphologie dunaire du littoral aquitain (région s'étendant du courant de Contis jusqu'à l'Adour). T.E.R. Inst. géogr. Bordeaux III, 86 p., 14 fig., 5 pl. phot.

THIBAUT C. (1965) — A propos de la pointe à cran solutréenne de Sabres (Landes) et des sables des landes de Gascogne. *L'Anthropologie*, t. LXIX, n° 3-4, 1965, p. 377-380, 1 fig.

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

VIGNEAUX M. (1950) — Sur l'Helvétien de la lande de Morcenx (Landes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1-2, p. 26-27.

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

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

Autres publications consultées : H. Enjalbert (1960), A. Vatan (1948), M. Kieken (1973).

Carte géologique de la France à 1/80 000

— Feuille *Vieux-Boucau* (214), 1^{ère} éd. par E. Jacquot (1888) ; 2^e éd. par J. Goguel (1965).

— Feuille *Sore—Contis-les-Bains* (203), 1^{ère} éd. par E. Jacquot (1888) ; 2^e éd. par J. Goguel (1965).

— Feuille *Mont-de-Marsan* (215), 1^{ère} éd. par E. Jacquot (1888) ; 2^e éd. par J.J. Burger, J. Schoeffler, J. Dupouy-Camet, M. Vigneaux, L. Damesin, H. Feinberg (1966).

Carte géologique de la France à 1/50 000

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

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

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

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

Rapports de fin de sondages pétroliers : Laborde 1, Saint-Girons-en-Marensin 1, Sébastopol 102, Frouas 1, Soustons 2.

Atlas géologique du plateau continental aquitain à 1/250 000 : Institut de géologie du bassin d'Aquitaine, BRGM.

Atlas géologique du Bassin d'Aquitaine : BRGM, ELF-RE, ESSO-REP, SNPA (1974).

La Grande-Lande : Histoire naturelle et géographie historique. Actes colloque de Sabres (27-29 novembre 1981).

Documentation BRGM recueillie au titre du Code minier.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire de l'ensemble 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 Docteur Albert Schweitzer, 33600 Pessac ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES

Microfaune: forage Laborde 1 et secteur de Magescq: P. Andreieff (BRGM); affleurements tertiaires: B. Cahuzac (univ. Bordeaux).

Microflore: G. Farjanel (BRGM).

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

Feuille Soustons à 1/50 000	Feuille Mont-de-Marsan à 1/80 000	Feuille Vieux-Boucau à 1/80 000
Dz - Fz] Ad
Dyb-d		
Dya		
Fy-z, T		a2 + m4
MFy		
NF1; NF2] A1S] A1S
Fv		
Fu		
Ft		
IV		
p		
m4		
g3	m1	m1

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1988 par Gabriel KARNAY et Jacques DUBREUILH, ingénieurs géologues au BRGM.

Présentation au CCGF : 30 juin 1989

Acceptation de la carte et de la notice : 6 mars 1990

Impression de la carte : 1991

Impression de la notice : octobre 1991

