



BOULOGNE- -SUR-GESSE

La carte géologique à 1/50 000
BOULOGNE-SUR-GESSE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : CASTELNAU (N° 228)
- au nord-est : AUCH (N° 229)
- au sud-ouest : TARBES (N° 240)
- au sud-est : ST-GAUDENS (N° 241)

VIC- EN-BIGORRE	MIRANDE	LOMBEZ
TARBES	BOULOGNE- -SUR-GESSE	LE-FOUSSERET
BAGNERES- -DE-BIGORRE	MONTRÉJEAU	ST-GAUDENS

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

BOULOGNE- -SUR-GESSE

XVIII-45

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE, DU COMMERCE ET DE L'ARTISANAT
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE	2
DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS	3
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	3
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	10
TECTONIQUE	18
ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE	19
PÉDOLOGIE	21
PRÉHISTOIRE	22
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	22
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	22
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	23
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	23
<i>ITINÉRAIRE POUR LA VISITE RAPIDE DE LA SÉRIE MAESTRICHTIEN</i> <i>SUPÉRIEUR A THANÉTIEN</i>	23
<i>AUTRES ITINÉRAIRES</i>	24
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	24
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	25
AUTEURS DE LA NOTICE :	25

INTRODUCTION

Le territoire de la feuille Boulogne-sur-Gesse s'étend, aux limites des départements du Gers, de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées, au-delà de la bordure nord-est du plateau de Lannemezan. Il groupe une partie de plusieurs petits pays : le Comminges, le Magnoac, l'Astarac.

Il est constitué par un soubassement molassique recouvrant des plis pré-pyrénéens localement remis à jour par l'érosion, par la formation de Lannemezan, élément principal du piémont pyrénéen, et par une série de formations alluviales qui, durant tout le Quaternaire, se sont mises en place à mesure d'une intense érosion.

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Au Keuper et à l'Infra-Lias se déposent, dans des lagunes et des mers fermées, les plus anciens terrains reconnus : une série salifère et gypsifère.

Au Lias supérieur une mer recouvre la région, provisoirement, car pendant tout le Jurassique se sont déposés des sédiments plutôt typiques de zones côtières ou de lagunes. En effet, il existe vers le Nord-Est une terre émergée, la péninsule de Toulouse, et l'histoire géologique de la région est marquée par les déplacements de son rivage.

Avec la fin du Kimméridgien apparaissent de nouveau, au moins dans le Nord du territoire de la feuille, des couches d'évaporites qui annoncent le retrait de la mer et l'exondation de la fin du Berriasien. La région semble alors correspondre, jusqu'au Barrémien, à un détroit faisant communiquer une dépression septentrionale (le bassin de Mirande) et la mer ouverte, au Sud (la Mésogée, ancêtre de la Méditerranée).

Des éruptions volcaniques témoignent dès le Lias inférieur de l'instabilité du tréfond ; des mouvements épirogéniques fini-jurassiques et la migration du sel triasique provoquent la formation des rides diapiriques d'Antin (Trie-sur-Baïse) et de Gensac immédiatement soumises à l'érosion qui enlèvent sur leurs crêtes la totalité des dépôts jurassiques.

La mer revient localement sur la région à l'Aptien ; elle est peu profonde et son rivage est très proche. Elle subsiste pendant la majeure partie de l'Albien dont la fin voit le comblement de la plate-forme par des formations terrigènes, sauf vers le Sud où demeure un sillon profond.

Des mouvements de distension se produisent alors, accompagnés d'épanchements et d'intrusions volcaniques localisés dans la partie sud de la feuille, tandis que débute avec le Cénomaniens et le Turonien la transgression du Crétacé supérieur. Aux dépôts néritiques et côtiers du Sénonien inférieur (grès de Gensac) succèdent, alors que le rivage s'éloigne vers le Nord et que la subsidence s'affirme au Sud, des sédiments de mer profonde, le « flysch » marneux, très épais dans la moitié sud du territoire de la feuille.

Celle-ci se trouve ainsi divisée en une zone de plate-forme, au Nord et une zone de talus continental et de mer profonde, au Sud. Le comblement progressif par les apports venus du continent proche (péninsule toulousaine) fait réapparaître à la fin du Crétacé supérieur, et à partir de la côte, des dépôts néritiques ou lagunaires (marno-calcaires de Gensac, dolomies). Le rivage stationne sur la région pendant le Danonien vers la fin duquel ont pu se produire des émergences (calcaires lacustres à *Microcodium*, érosion, karstification).

Au Thanétien débute un nouveau cycle sédimentaire qui se poursuit jusqu'à l'Yprésien (Ilerdien) avec le dépôt de matériel néritique : sables, marnes sableuses, calcaires très fossilifères.

La mer quitte ensuite la région, reculant vers l'Ouest, alors que commence la surrection des Pyrénées dont la phase majeure se situe à l'Éocène moyen. Au Nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen se crée, sur l'emplacement de l'ancienne ride de Gensac des temps fini-jurassiques et de la fosse subsidente du Crétacé, l'actuel pli-faïlle anticlinal à coeur triasique de Gensac déversé au Nord sur une zone moins affectée par le plissement.

Les reliefs, immédiatement attaqués par l'érosion, fournissent pendant la fin de l'Éocène, l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène, le matériel de l'épaisse série continentale, alternativement lacustre, palustre et fluviatile, de la Molasse.

Au Quaternaire enfin se creusent les vallées et se remblaient les plaines alluviales qui donnent à la région son modelé actuel.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Trias

Le Trias a été atteint au coeur de l'anticlinal Galan-Gensac et à l'Est de Mirande, sur la terminaison orientale de la ride d'Antin.

Le sondage de Recurt 1 (6-14)^(*) a traversé de 2 526 m jusqu'à son arrêt, à 2 783 m, des argiles bariolées alternant avec des couches d'anhydrite et de sel. A Gensac 4 (6-7) la même formation a été rencontrée de 1 500 m à 2 803 m, cote du fond ; relativement moins profond qu'à Recurt 1 (1 000 de dénivelée pour 3 000 m de distance entre les deux forages) et directement surmonté par quelques mètres de terrains du Crétacé inférieur, ce matériel salifère appartient à une structure diapirique, comme il s'en trouve beaucoup dans l'Aquitaine méridionale. C'est aussi le cas à Antin 2 (1-1) du sel gemme et des argiles bariolées que surmonte à 2 200 m le Crétacé supérieur transgressif. Ces évaporites appartiennent à la partie supérieure du Keuper (Trias supérieur).

Lias

Le Lias n'a été reconnu que dans quelques sondages. C'est à Charlas 1 (8-6) sur le flanc sud-est de la structure de Lespugue que la série est la plus complète. Ailleurs on a seulement rencontré les zones inférieures du Lias.

Le Lias inférieur est représenté, de bas en haut, par :

— des argiles verdâtres puis noirâtres alternant avec des bancs d'anhydrite et de dolomies grises ou brunes à nombreuses inclusions d'anhydrite ; elles ont été recoupées sur 38 m au fond du sondage de Gensac 8 (7-1) et constituent vraisemblablement le passage du Trias au Lias inférieur ;

— des dolomies alternant souvent avec des bancs d'anhydrite grise ou blanche, rubanée et des calcaires bruns à inclusions d'anhydrite, rencontrés à Lespugue 1 (8-1) et Gensac 8 (30 à 40 m d'épaisseur) ;

— un épisode volcanique : à Lespugue 1, il s'agirait d'une coulée basique (25 m) tandis qu'à Gensac 8 ce serait un tuf volcanique bréchique (8 m) interstratifié dans des calcaires légèrement dolomitiques (40 m) ; cette manifestation volcanique est à rapprocher du Tuf de Dubar connu dans l'Ariège, au Pays basque et dans divers sondages du Sud de l'Aquitaine (Auch) ;

— une formation à évaporites constituée à Gensac 8 par des dolomies alternant avec de l'anhydrite (120 m), à Bonrepos 1(5-7) par de l'anhydrite massive, rubanée,

(*) Numéro d'archivage au Service géologique national.

à fines intercalations d'argiles noires à flore du Lias inférieur (88 m), à Lespugue 1 par des dolomies brunes (60 m) ;

— un ensemble de brèches de composition variable : éléments de calcaire oolithique ou pseudo-oolithique et ciment calcaire légèrement dolomitique à Charlas 1 (110 m) ; éléments de dolomie et de calcaire et ciment dolomitique à Lespugue 1 (194 m) ; brèche dolomitique à ciment dolomitique à Bonrepos 1 (158 m, sous la discordance de l'Aptien) ;

— des calcaires fins, parfois oolithiques à pseudo-oolithiques, bréchiques, à Charlas 1 (80 m), des calcaires (16 m) plus ou moins bréchiques également, surmontés d'une nouvelle coulée éruptive (15 m), à Lespugue 1.

Le Lias moyen est représenté à Charlas 1 par des calcaires argileux gris-beige alternant avec des calcaires foncés à Pentacrines, Térébratules et Bélemnites (150 m).

Le Lias supérieur n'est connu à Charlas 1 que par 16 m de marnes gris foncé et on lui attribue à Lespugue 1 des niveaux de brèches alternant avec des dolomies et de l'anhydrite (20 m), des brèches dolomitiques surmontées de brèches à éléments calcaires, parfois pseudo-oolithiques, et ciment calcaire (34 m). On lui rapporte également les calcaires irrégulièrement dolomitiques touchés au fond du sondage de Mondilhan 1 (4–2).

On a évoqué, pour expliquer l'importance des brèches dans cette série, des phénomènes de dissolution de niveaux d'anhydrite peu protégés de l'action des eaux météoriques provoquant la fracturation puis la désagrégation des bancs calcaires les encadrant.

Les étages supérieurs et moyens du Lias sont fréquemment supprimés par d'importantes érosions : à Charlas 1 où les marnes du Lias sont directement recouvertes par le Jurassique supérieur transgressif, à Gensac 8 où la série à évaporites est surmontée normalement par le Crétacé inférieur, à Bonrepos 1 où l'Aptien repose en discordance sur le Lias inférieur alors que le Lias semble complet au-dessus de la zone à anhydrite au sondage Galan 1 (1031–8–1) distant de 2 km seulement vers le Sud-Ouest.

Dogger — Oxfordien inférieur

Il s'agit essentiellement de dolomies sombres à inclusions ou passées d'anhydrite, admettant quelques alternances de calcaires dolomitiques ou pseudo-oolithiques. Cette série monte probablement dans l'Oxfordien mais il est difficile, du fait de la rareté de la microfaune, de situer avec précision la limite inférieure de cet étage qui, par ailleurs, en Aquitaine, est souvent condensé ou manquant. L'ensemble a été traversé sur 185 m au sondage Mondilhan 1. Les sondages effectués sur le territoire des feuilles voisines, en particulier Mirande, montrent une épaisseur croissant vers le Nord : elle serait d'environ 250 m à la limite septentrionale de la feuille. Dans la zone Gensac–Bonrepos, par contre, le Dogger semble souvent supprimé par érosion.

Oxfordien supérieur

Il est généralement érodé sur la structure de Gensac où il n'a été recoupé qu'au sondage Mondilhan 1 entre 3 950 m et 4 000 m ; il s'agit de calcaires beige foncé, plus ou moins dolomitiques et parfois pseudo-oolithiques. Les mêmes faciès sont connus vers le Nord (feuilles Mirande et Auch) avec une accentuation du caractère évaporitique.

Kimméridgien inférieur

Le Kimméridgien inférieur n'a été rencontré dans l'anticlinal à Gensac qu'à Mondilhan 1. Mais il existe vers le Sud-Est à Blajan 1 (7–12), Lespugue 1 (8–1) et Charlas 3 (8–32).

A Charlas 3, on relève depuis le fond (3 080 m) la succession suivante :

- brèche à éléments de calcaire micritique ou de calcaire à texture jointive ou de calcaire empâté (33 m) ;
- calcaire fin, micritique (40 m) ;

— alternance de calcaires micritiques, de calcaires à texture jointive, de dolomies à fantômes d'oolithes et de gravelles, de calcaires dolomitiques à Lituolidés, Miliolidés, petits Arénacés.

La corrélation des deux premiers termes et d'une partie du troisième a été faite par diagraphies(*) avec la Formation des calcaires de Cagnotte, le reste étant l'équivalent de la Formation des calcaires de Lons ; ces formations définies plus à l'Ouest, dans le bassin de l'Adour, correspondent par leurs faunes d'Ammonites et de Foraminifères aux parties inférieure et moyenne du Kimméridgien inférieur pour la première, à la partie supérieure du Kimméridgien inférieur pour la seconde.

Une série équivalente a été traversée sur 368 m à Lespugue 1 ; on y note des niveaux à nombreux débris d'Echinodermes, d'Ostréidés, de Brachiopodes, et à Ostracodes. Blajan 1 a reconnu seulement, entre 4 365 m et le fond à 4 497 m, la partie supérieure de la Formation des calcaires de Lons avec des calcaires graveleux, oolithiques, à débris de Lamellibranches, Echinodermes, et à Lituolidés dont *Everticyclammina* (*Pseudocyclammina*) *virguliana*.

La série est différente à Mondilhan 1 avec, de bas en haut :

- calcaires beiges à pâte fine, plus ou moins dolomitiques ou pseudo-oolithiques, continuant les faciès de l'Oxfordien supérieur sous-jacent (100 m),
- alternance de calcaires plus ou moins dolomitiques et de dolomies cristallines, à inclusions d'anhydrite (134 m),
- brèches calcaires (33 m),
- alternance de calcaires oolithiques beiges et de calcaires gris à pâte fine (62 m),
- calcaire à pâte fine, à petites Huîtres et Lamellibranches (200 m).

Les premiers termes montrent que persiste ici, au début du Kimméridgien inférieur, le milieu néritique et confiné du Dogger et de l'Oxfordien. Les termes supérieurs rappellent la Formation des calcaires de Lons.

Kimméridgien supérieur—Portlandien

Il s'agit d'un ensemble caractérisé par l'importance des dolomies : la Formation de la dolomie de Mano (du nom d'une localité des Landes où fut implanté le premier forage du bassin de Parentis) dont la corrélation avec des zones fossilifères du Nord de l'Aquitaine a été faite de sondage en sondage.

Les dolomies admettent des intercalations d'anhydrite, de calcaires et de brèches, surtout vers le sommet de la formation. L'ensemble a 100 m à 200 m de puissance.

Des variations, tant dans l'épaisseur que dans la nature des faciès, apparaissent de forage à forage :

- à Charlas 3 et Blajan 1, des dolomies (90 m et 94 m) sont surmontées par des brèches (65 m et 75 m) à éléments de dolomie et ciment dolomitique ;
- à Mondilhan 1, la série montre de bas en haut :
 - dolomie beige brunâtre légèrement calcarifère (16 m),
 - calcaire beige, fin, à débris de Lamellibranches et de Gastéropodes, devenant plus ou moins dolomitiques ou pseudo-oolithiques (143 m),
 - dolomie grise veinée d'anhydrite (100 m) ;
- à Lespugue 1, on signale des calcaires parfois pseudo-oolithiques à la base des dolomies (330 m) ; mais à Charlas 1, on ne connaît que des brèches à éléments de dolomie et de calcaire et à ciment calcaréo-dolomitique (50 m), surmontées de dolomie bréchique et de calcaire légèrement dolomitique (30 m) ; à Panassac 1 (4—1), les brèches sont à éléments et ciment calcaires.

Les dolomies admettent parfois des niveaux plus ou moins importants de calcaires oolithiques et révèlent à l'examen microscopique des restes d'oolithes, de gravelles et de débris d'organismes. Elles se sont formées dans un milieu marin peu profond et confiné.

Les brèches proviendraient de la fracturation de bancs carbonatés par suite de la disparition par dissolution de l'anhydrite qui les encadrait.

(*) Diagraphie : enregistrement de certains caractères des terrains traversés par un sondage.

Néocomien — Barrémien

La région, après une émergence probable au Berriasien, correspond à un seuil entre le bassin de Mirande, au Nord, et la mer ouverte, au Sud. De violents courants remaniant sur place les sédiments, il se constitue des brèches intraformationnelles qui ont été recoupées, sur 100 m en moyenne, par six sondages. On y distingue une brèche à éléments et ciment surtout dolomitiques, occupant les deux tiers inférieurs de la formation, et une brèche à ciment calcaire et à éléments de calcaires parfois graveleux ou pseudo-oolithiques dont certains renferment des Orbitolines et des Miliolles.

Aptien

L'Aptien inférieur est très réduit dans les rares sondages qui l'ont traversé : brèches calcaires à Orbitolines continuant les dépôts barrémiens à Charlas 1, calcaires littoraux à débris de Lamellibranches, petites Orbitolines et Miliolles (40 m) à Mondilhan 1, calcaires argileux et calcaires graveleux à Coskinolines et Characées (26 m) et calcaires graveleux à Choffatelles et Orbitolines (36 m) à Blajan 1.

L'Aptien supérieur paraît discordant sur le Lias à Bonrepos 1 et Gensac 8. Il s'agit encore de faciès littoraux avec des calcaires graveleux ou bioclastiques à ciment plus ou moins abondant, à Orbitolines, Miliolles et Foraminifères arénacés, dont l'épaisseur varie de 300 à 400 m à Galan 101, Charlas 1, Blajan 1 et Bonrepos 1 où, toutefois, la moitié inférieure est constituée de calcaires argileux et de marnes puis de brèches calcaréo-dolomitiques. On remarque des épaisseurs moindres à Mondilhan 4 (68 m) et surtout à Panassac 1 où l'on rencontre des calcaires argileux et des calcaires dolomitiques (33 m) et à Gensac 8 avec des brèches dolomitiques (26 m), faciès traduisant une situation plus littorale.

Albien

A l'Albien la sédimentation demeure longtemps analogue à celle de l'Aptien supérieur ; on a considéré comme base de l'étage une limite pratique : l'apparition des Algues Mélobésiées (dites du type de Vimport) qui n'a pas une grande valeur chronostratigraphique. Son sommet est plus ou moins complet sous la discordance du Crétacé supérieur.

Reconnu à Charlas, Gensac, Montastruc, l'Albien est constitué par une puissante série de calcaires à Algues et Polypiers (700 à 800 m) passant d'une part, vers le haut, à des grès et argiles lagunaires, d'autre part, vers le Sud-Ouest, et sur une courte distance (de Galan 101 à Montastruc 3), à des marnes, argiles et calcaires argileux de mer profonde.

Il y a une lacune de l'Albien, au Nord, sur la rive d'Antin, vers Saint-Blancard et à Mondilhan 1.

Le sondage de Gensac 8 donne une bonne représentation de l'Albien au centre de la partie méridionale du territoire de la feuille ; on y relève de bas en haut :

- calcaires à caractères péri-récifaux, grumeleux à pseudo-oolithiques, parfois gréseux, à Algues Mélobésiées, Polypiers, Bryozoaires, Rudistes, Huîtres, spicules, Foraminifères dont de nombreuses Orbitolines (250 m),

- grès argileux azoïques (60 m),

- calcaires identiques à ceux de l'ensemble inférieur, toujours péri-récifaux mais très souvent gréseux (300 m), (ces grandes épaisseurs de sédiments de mer peu profonde supposent une subsidence notable),

- des marnes noires à nodules de calcaire à Orbitolines (80 m) puis à intercalations de dolomies devenant gréseuses vers le haut (200 m),

- des calcaires gréseux à passées de microbrèches et de calcaires zoogènes à Orbitolines (50 m),

- une succession d'argiles, de calcaires argileux, gréseux, de marnes et de grès se terminant par des marnes noires sableuses à débris charbonneux (70 m).

La série est identique à Mondilhan 4 et Blajan 1 où, toutefois, manque la partie supérieure marno-gréseuse. A Charlas 3, on a seulement des calcaires plus ou moins graveleux à Orbitolines et Mélobésiées (270 m), tandis qu'à Lespugue 1, ce sont des

calcaires argileux noirâtres à débris d'organismes (250 m) surmontés de quelques mètres d'argile à débris charbonneux et pyriteux.

Vers le Sud-Ouest, on ne trouve, à Gensac 4 et Recurt 1, que quelques mètres de marnes noires sur les flancs du diapir, et à Galan 101, que des calcaires grumeleux à Algues et Orbitolines (158 m) représentant peut-être la base de l'Albien.

On retrouve l'Albien plus complet dans l'angle sud-ouest du territoire de la feuille. Mais, si à Montastruc 1 (5–8) la série rappelle celle de Gensac 8 avec :

- calcaires subrécifaux à Algues Mélobésiées (150 m),
 - calcaires gréseux et grès fins (50 m),
 - calcaires graveleux à Mélobésiées (160 m),
 - calcaires argileux à Orbitolines, spicules, Lamellibranches, Echinodermes (140 m),
- on passe brusquement à Montastruc 3 (5–11) à des marnes noires (570 m), tandis qu'à Bonrepos 1 on a, de bas en haut :

– calcaires argileux à intercalations d'argile noire et, vers la base, quelques lentilles de calcaires à Mélobésiées (180 m),

– argile noire (15 m),

– calcaires argileux micritiques ou faiblement graveleux, à spicules, Miliolles, débris d'Echinodermes (44 m),

– argile sombre à spicules et rares Globigérines (*Hedbergella*, *Ticinella*) (77 m).

La région de Gensac apparaît ainsi à l'Albien comme une zone de plate-forme externe, localement subsidente, recevant des apports détritiques momentanés (grès) de la bordure située plus à l'Est, tandis que vers le Sud-Ouest on entre dans une zone de bassin. A la fin de l'Albien, des formations lagunaires (dolomies, argiles gréseuses, lignite) témoignent du comblement de la plate-forme.

Cénomaniens – Turonien – Sénonien inférieur

La transgression qui débute au Cénomaniens amène le dépôt sur la région d'une formation à faciès côtier : *grès et calcaires gréseux*. La base de cette série est caractérisée, sur l'axe Mondilhan – Bonrepos, par des *formations volcaniques* qui paraissent se succéder durant le Cénomaniens et le Turonien. Ce volcanisme est en relation avec la subsidence qui permet dans cette zone l'accumulation de près de 1 000 m de sédiments détritiques, alors que vers le Nord, en remontant la pente continentale, l'épaisseur de la formation diminue jusqu'à être nulle vers Saint-Blancard (Panassac 1), en bordure du rivage.

Le forage Gensac 1 montre, au-dessus des marnes albiennes :

– *la formation volcanique* : alternance de roches basaltiques, de tufs, lapillis, cendres volcaniques et de calcaires et marnes à Foraminifères et Lamellibranches (235 m),

– *calcaires* :

. calcaires à Miliolles et Polypiers (15 m),

. calcaires gréseux (35 m) ;

. calcaires récifaux à Polypiers, Rudistes (10 m),

– *la formation des grès de Gensac* :

. conglomérat, grès grossier (10 m),

. brèche calcaréo-gréseuse à ciment marneux noir (50 m),

. grès violacés (7 m),

. calcaires gréseux à niveaux silicifiés (200 m),

. grès bréchiques (100 m),

. grès rouges ou gris, plus ou moins grossiers, à quelques intercalations carbonatées (700 m),

. marnes gréseuses à intercalations de grès (50 m).

Cette succession : formation volcanique – épisode carbonaté – grès de Gensac, se retrouve dans presque tous les sondages de l'axe Mondilhan–Gensac–Bonrepos.

Formation volcanique. Elle a été étudiée par Alb. Michel—Levy (1944) puis par G. Tchimichkian (1971).

Il s'agit le plus souvent de roches effusives (ankaramites, spilites et k ratophyres) et, dans une faible proportion, de roches intrusives (diabases, th ralites, picrites, syénites augitiques) et de filons lamprophyriques. Leur sont associées des roches pyroclastiques et des formations volcano-sédimentaires avec une grande variété de tufs : brèches, lapillis, cinérites. Elles alternent avec des calcaires, des marnes et des grès à faune marine. Il semble qu'il y ait eu successivement une phase effusive vers la fin de l'Albien et le début du Cénomanien, une place intrusive pendant le Cénomanien et le Turonien.

La puissance de cet ensemble est de 430 m   Mondilhan 4 et Recurt 1, 235 m   Gensac 1, 210 m   Montastruc 1, 50 m   Bonrepos 1, 20 m   Mondilhan 1. La formation volcanique est absente à Charlas, Blajan et Lespugue, ou seulement représentée dans les grès par des éléments d'origine volcanique.

Cette formation se limite, au Nord, à l'alignement Mondilhan—Galan. Connue également à l'Est (feuille le Fousseret), elle dépasse de peu vers l'Ouest la limite de la feuille Boulogne-sur-Gesse.

L  où la formation volcanique est absente ou peu épaisse, le Cénomanien-Turonien est constitué, au-dessus de quelques mètres de gr s argileux à lentilles de lignite et à Orbitolines, de calcaires parfois gréseux, généralement graveleux et bioclastiques, à Echinodermes, Rudistes, Bryozoaires, Algues Mélobésiées, à passages de grès et de marnes renfermant selon les niveaux des Orbitolines, des Pr alv olines dont *Praevalveolina cretacea* (160 m   Bonrepos 1, 120 m   Recurt 1, 60 m   Montastruc 1, 145 m   Charlas 1). On trouve cependant des dolomies gréseuses surmontées de calcaires gréseux à silex   Antin 2 (200 m), couches qui correspondent en partie à la Formation des grès de Gensac.

Formation des grès de Gensac. Elle varie en importance et en composition :

— de 700 m   1 000 m de puissance dans la zone Blajan—Gensac—Galan, elle n'a plus que 150 m dans la zone Charlas—Mondilhan et 200   400 m dans l'angle sud-ouest de la feuille.

— d'Est en Ouest la grosseur des grains diminue, de même que la proportion des minéraux lourds ; les grès deviennent de plus en plus calcaires puis passent à des calcaires gréseux, tandis qu'à un faciès de « gr s en couches » succède un faciès de « grès noduleux ». A Montastruc 1 et à Bonrepos 1, des calcaires plus ou moins gréseux, bioclastiques, surmontent des grès peu épais, marquant ainsi l'éloignement du domaine côtier. A Charlas, la formation est couronnée par des calcaires récifaux (30 m) qui se sont révélés productifs d'hydrocarbures gazeux.

Sénonien supérieur

La poursuite de la transgression commenc e au Cénomanien amène le dépôt sur la partie méridionale du territoire de la feuille, dans une mer ouverte, de 700 m   2 000 m de marnes à faune pélagique, tandis que vers le Nord sédimente un matériel de plus en plus côtier : des grès, calcaires gréseux et dolomies à faune néritique. Il se réalise un comblement progressif à partir de la côte (progradation) si bien qu'au sommet de la série réapparaissent, au moins dans la moitié est de la feuille, à partir des zones côtières, des faciès de mer peu profonde : les marno-calcaires jaunâtres   Orbito ides et Huîtres des affleurements de Gensac.

Deux coupes de sondage illustreront cette répartition des dépôts :

—   Blajan 1, on trouve de bas en haut :

- marnes sableuses grises à intercalations de calcaires sableux, puis de calcaires argileux, à Globig rinid s (300 m),
- argile grise à intercalation de grès fin (70 m),
- marnes finement sableuses à rares niveaux de grès fins (113 m),
- marnes à intercalations de calcaires argileux plus ou moins sableux, présentant dès la base *Globotruncana arca*, *Gl. lapparenti*, *Gl. fornicata* (380 m),

- marnes sableuses renfermant *Globotruncana elavata*, *Gl. stuarti*, *Gl. contusa* (540 m),
- calcaires argileux sableux à *Orbitoïdes*, *Lepidorbitoïdes*, *Clypeorbis*, débris de Bryozoaires, d'Echinodermes et de Lamellibranches, à intercalations de marnes (215 m).

Les deux derniers termes, avec l'association *Gl. stuarti*, *Gl. contusa*, correspondent au *Maestrichtien*, les termes inférieurs représentant le *Campanien* et probablement une partie du *Santonien*.

— à Mondilhan 1, succèdent à des calcaires gréseux du Sénonien inférieur :

- marnes gris foncé, sableuses (40 m),
- grès et calcaires argileux à *Orbitoïdés*, *Miliolidés* (200 m),
- calcaires argileux, gréseux à la base (100 m),
- marnes (30 m),
- dolomie calcaire à *Orbitoïdes*, *Siderolites*, Lamellibranches (60 m),
- calcaires plus ou moins gréseux et dolomitiques (115 m),
- grès à ciment calcaire-dolomitique, à *Orbitoïdés* (225 m).

(Épaisseurs déduites des cotes de sondage pour un pendage moyen des couches de 60°)

Plus au Nord, à Panassac 1, on voit succéder à des calcaires gréseux à *Lacazina elongata* un ensemble très néritique de calcaires gréseux et de grès à quelques niveaux dolomitiques (500 m).

Danien et Paléocène

Les calcaires daniens constituent partout un niveau repère précieux pour les explorations géophysiques (sismique) et dans les sondages. Leur épaisseur est en général de 100 à 150 m, la partie inférieure étant généralement dolomitique. Toutefois, dans l'angle sud-ouest, ces calcaires n'ont plus que 20 m de puissance et parfois moins (de Gensac 102 à Bonrepos 1).

Leur succèdent, dans la moitié est de la feuille,

- des sables (30 m à Panassac 1, 45 m à Mondilhan 1),
- des calcaires à Algues (45 à 80 m),
- des marnes sableuses (100 m à Panassac 1),
- des sables grossiers (40 m),

représentant le Thanétien.

Cette succession varie vers l'Ouest, tout en gardant un type plate-forme ; à Antin 2 on relève au-dessus des calcaires daniens :

- calcaires zoogènes, à Miliolles, parfois pseudo-oolithiques (120 m),
- marnes sableuses, glauconieuses, à petits bancs de calcaires marno-gréseux à Operculines, Bryozoaires, débris de Lamellibranches et d'Echinodermes (43 m),
- calcaires à Algues (30 m),
- calcaires graveleux zoogènes à Miliolles, Coskinolines, Alvéolines (45 m).

Vers le Sud-Ouest, en s'éloignant de la zone côtière, des marnes remplacent progressivement les calcaires et les grès ; à Bonrepos 1 on a :

- marnes gris foncé (18 m),
- grès à ciment calcaire (10 m),
- alternance de calcaires et de marnes grises à *Globorotalia* (49 m),
- grès à ciment calcaire (9 m),
- marnes à rares intercalations de calcaires argileux à Rotalidés et Globigérinidés (460 m).

Eocène (Ilerdien)

Les faciès paraissent régis par les apports sableux en provenance du Nord ; quand ils sont importants, les bancs carbonatés, bien représentés dans la partie sud-est de la feuille, s'amincissent et disparaissent et des marnes sableuses alternent avec des bancs de grès ; dans l'angle sud-ouest, plus loin des côtes, il y a prédominance des faciès marneux. La fin de l'Eocène inférieur est marquée par le dépôt de grès ou calcaires gréseux à Nummulites et de sables régressifs, surtout dans la moitié nord-ouest de la feuille.

Ainsi, à Panassac 1, l'Eocène correspond à des marnes sableuses ou argileuses à rares intercalations de sables et de grès (100 m), mais à Castelnau-Magnoac 1 la succession est la suivante :

- calcaire sublithographique et calcaire microgrenu à Nummulites (45 m),
- argiles sableuses à intercalations de calcaires (25 m),
- calcaires fins à Nummulites et intercalations de marnes légèrement sableuses (35 m),
- sables fins et argiles sableuses à rares intercalations de calcaires sublithographiques (15 m),
- calcaires sublithographiques zoogènes (30 m),
- sables puis argiles à lignite (20 m),

tandis qu'à Galan 101, vers le Sud-Ouest, on a :

- calcaires gréseux et grès calcaires à Nummulites, Assilines, Operculines, Discocyclines, Alvéolines (30 m),
- marnes sableuses grises à minces intercalations de grès (300 m).

Viennent ensuite, sur plusieurs centaines de mètres, les molasses et poudingues (Poudingue de Palassou vers l'Ouest de la feuille) de l'Eocène moyen et supérieur.

TERRAINS AFFLEURANTS

Crétacé supérieur

C7a-b. Maestrichtien moyen à supérieur. Marnes de Saint-Loup. Le terrain le plus ancien, affleurant dans la zone anticlinale Blajan—Bazordan, correspond à une série marneuse appelée localement Marnes bleues de Saint-Loup du nom du village de Saint-Loup-en-Comminges près duquel elles affleurent largement vers les rives de la Gesse où elles sont exploitées pour les tuileries de Blajan. De petits affleurements sont dispersés au Nord et à l'Ouest de Bazordan, dans le prolongement de la structure. Le plus occidental des affleurements, qui est aussi le dernier affleurement de la série marine vers l'Ouest, est celui du moulin de Laran à 1 km au Sud-Ouest de Monléon-Magnoac.

Il s'agit de marnes gris bleuâtre en bancs de 0,10 m à 0,30 m d'épaisseur alternant avec des niveaux plus tendres. L'épaisseur de la partie affleurante de la formation est de 40 m environ. Ces marnes sont surmontées directement par les marno-calcaires jaunâtres du Maestrichtien supérieur ainsi qu'on peut l'observer dans une carrière sur la route de Montplaisir à Gensac. Elles correspondent aux Marnes de Plagnes et de Saint-Martory qui affleurent dans le cadre de la feuille voisine le Fousseret, dans le dôme d'Aurignac. La microfaune abondante (ces marnes sont très souvent pétries d'Orbitoïdes) comprend, entre autres, les formes suivantes :

- *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*, *Omphalocyclus macroporus*, caractéristiques d'un milieu épicontinental mais que la présence de :
 - *Globigerina cretacea*, *Globotruncana arca*
- montre proche, au moins par périodes, du milieu franchement pélagique.

Cette formation fournit des Brachiopodes (*Crania ignabergensis*, *Terebratulina venei*), des Echinodermes (*Echinocorys tenuituberculatus*, *Cidaris* sp.), des Lamellibranches (*Neithea striato-costata*, *Pycnodonta vesicularis*, *Plicatula plicatuloides*, *Agerostrea unguolata* très abondante, *Exogyra* cf. *columbella*, *Lima*, *Cyrena*, *Mytilus*, *Cardium*,...), des Gastéropodes (*Turitella*), des Céphalopodes (*Haploscaphites constrictus*, *Pachydiscus*, *Baculites anceps*, *Nautilus charpentieri* fréquent).

C7c. Maestrichtien supérieur. Marno-calcaires jaunâtres à *Simplorbites gensacicus*, calcaires crayeux blanchâtres. Les marnes de Saint-Loup sont directement surmontées par des calcaires ou des calcaires argileux jaunâtres de 40 m de puissance environ, à intercalations marneuses plus ou moins importantes, sur lesquels repose la barre grise des calcaires du Dano-Montien. Leur correspond sur le territoire de la feuille le Fousseret, dans le dôme d'Aurignac, la formation bien plus épaisse (120 à 150 m) du Calcaire nankin.

Ils forment la base de la falaise de la rive droite de la Gesse, entre Gaussiran et le bois de Serres, et apparaissent largement sur la rive gauche, en contrebas des fermes de Sartine et de la Coulane. On les observe également entre Pouy et Monléon—Magnoac et au moulin de Laran.

Les variations latérales de faciès sont fréquentes et progressives ; on a seulement représenté sur la carte deux faciès principaux :

C7c1. *Calcaires crayeux blanchâtres*. Ils constituent sur la rive droite du Cier, à l'Est de Monléon—Magnoac, une petite falaise presque continue. Leur épaisseur atteint au moins 10 mètres. Il s'agit de calcaires argileux fins à nombreux débris de Bryozoaires, Echinodermes, *Textulariidae*, *Rotalidae* et à granules ferrugineux.

C7c2. *Calcaires compacts et marno-calcaires jaunâtres à Simplorbites gensacicus*. Près de la source de l'Herd et sur la route de Montplaisir à Gensac, on observe 4 à 5 m de calcaires compacts de teinte brun clair à sombre ou lie-de-vin. Ils sont surtout constitués par l'accumulation de débris de Bryozoaires, Echinodermes, Foraminifères. Mais, vers le Sud et vers l'Ouest, on observe un passage à des calcaires de plus en plus argileux et admettant des intercalations marneuses de plus en plus importantes. Entre la Coulane et Sartine, ces marno-calcaires jaunes renferment en abondance l'Orbitoïdé *Simplorbites gensacicus* ; c'est le gisement type de cette espèce. Plus au Sud, vers Gaussiran, et à l'Ouest, vers Villemur, il y a prédominance des marnes qui contiennent de nombreux rognons et plaquettes limoniteuses et des Plicatules.

Avec *Simplorbites gensacicus* dont certains spécimens atteignent jusqu'à 5 cm de diamètre, la microfaune comprend *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*, *Omphalocyclus macroporus*, comme dans la partie supérieure des Marnes de Saint-Loup.

La macrofaune, relativement abondante, est assez semblable à celle des Marnes de Saint-Loup avec des Echinodermes (*Echinocorys tenuituberculatus*, *Hemipneustes pyrenaicus*, *H. leymeriei*, *Micraster gleyzeizi*, *Orthopsis miliaris*, *Salenia paquieri*, *Hemiasiter punctatus*), des Brachiopodes (*Crania ignabergensis*, *Rhynchonella verpertillo*, *Terebratulina lud-laterti*), des Lamellibranches (*Neithea striato-costata*, *N. aequicostata*, *Pycnodonta vesicularis*, *Exogyra columbella*, *E. pyrenaica* abondante, *Agerostrea ungulata* très abondante, *Plicatula plicatuloides* très abondante), des Gastéropodes (*Otostoma rugosum* (*), *Turritella*, *Natica*, *Cerithes*), des Céphalopodes (*Haploscaphites constrictus*).

Ces faunes caractérisent un milieu de dépôt marin, très peu profond, néritique.

Paléocène

e1. **Dano-Montien. Calcaires sublithographiques à Algues et Miliolles.** Au-dessus des marno-calcaires jaunâtres du Maestrichtien terminal, les calcaires durs du Dano-Montien constituent la falaise abrupte de la rive droite de la Gesse, entre Blajan et Bazordan, et sont entaillés par les gorges de la Save et de la Seygouade, près de Lespugue et de Montmaurin. Leur épaisseur varie de 110 à 140 mètres. Leur sommet est généralement masqué par les molasses miocènes sauf à l'Ouest de Montmaurin où ils sont surmontés par les sables et grès du Thanétien. Le contact entre les deux formations est visible sur la rive gauche de la Seygouade, au Sud-Ouest de la ferme le Ber ; il s'agit d'un horizon (0,60 m d'épaisseur) argileux à nodules calcareux à la partie inférieure, contenant des Characées et des débris de petits Mollusques, sableux à la partie supérieure séparée de la précédente par un lit de calcaire zoné à *Microcodium*(**).

Grisâtres à l'affleurement, ces calcaires ont généralement la cassure des calcaires lithographiques avec une coloration blanche, jaune clair ou lie-de-vin. Toutefois, ils peuvent localement être crayeux ou dolomitiques.

(*) ex. *Nerita rugosa*.

(**) découvert par J.P. Freydet, renseignement oral de J. Villatte.

L'observation microscopique montre, le plus souvent, de nombreux organismes ou débris roulés d'organismes (Miliolles, Algues dont *Pseudolithothamnium album*, *Archaeolithothamnium* sp., *Cordilites cretosus*, *Broeckella belgica*, *Acicularia* sp. (*), Bryozoaires et Polypiers), des oolithes, des granules arrondis de calcite microcristalline dans un ciment de calcite spathique (biosparite, oopelsparite). Plus rarement, les débris sont disséminés dans un fond de calcite microcristalline (bio-micrite).

La faune met en évidence le caractère marin de cette formation. L'abondance des débris roulés indique qu'il s'agit d'un dépôt effectué dans des eaux à haut niveau d'énergie (comme dans la zone d'action des vagues ou sur une frange récifale) à proximité d'un rivage. Le niveau de calcaire lacustre à *Microcodium* observé dans la vallée de la Seygouade est le témoin d'un régime lacustre qui est plus affirmé vers l'Est et notamment dans le dôme d'Aurignac (feuille voisine le Fousseret). L'existence d'autres niveaux lacustres dans la masse des calcaires daniens, peu étudiés jusqu'à présent, n'est d'ailleurs pas exclue.

e2a, e2b. **Thanétien.** Il comprend deux ensembles à lithologies différentes qui sont de bas en haut : les sables de Montmaurin et les grès et calcaires gréseux d'Esclignac et des Peyrades (e2a), les calcaires à Algues de Sarrecave (e2b).

e2a. **Sables de Montmaurin, grès d'Esclignac.** Cette formation essentiellement sableuse est connue à l'Ouest de Montmaurin, au sommet du versant est de la vallée de la Seygouade où elle surmonte les calcaires dano-montiens et le lit argileux subordonné, et dans la région de Sarrecave en quelques affleurements isolés au milieu des molasses. Des bancs d'abord essentiellement gréseux, puis calcaréo-gréseux, se développent au sommet de la formation ; ils sont visibles à Esclignac et dans les bois de la Broquère et des Peyrades. L'ensemble, épais de 50 m environ et considéré autrefois comme montien, a été rattaché au Thanétien par J. Villatte (1962).

Ces sables blancs, jaunes ou lie-de-vin, sont à grains fins, subanguleux, bien calibrés et à aspect généralement luisant. Ils sont un peu argileux. Des horizons un peu plus grossiers présentent des débris d'Huîtres et d'Echinides. Les sables du Thanétien des Petites Pyrénées et de l'Aquitaine présentent un cortège de minéraux de métamorphisme général caractéristique du Massif Central.

Les grès sont constitués par des grains de quartz de 7 à 8 mm de diamètre unis par un sable fin. Ils se présentent en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur alternant avec les couches sableuses.

Les bancs supérieurs ont fourni *Echinanthus jacobii*, *Ostrea bellovacina*, *Lophafunifera* et les calcaires gréseux sus-jacents renferment *Discocyclina seunesi*, de rares Operculines, des Algues dont *Ethelia alba*, *Lithophyllum densum*, *L. dubium*, *L. mengaudii* var. *carpathica* (*), des débris de Bryozoaires et d'Echinodermes.

Cette accumulation détritivée accentue le caractère côtier de la région déjà marquée au Dano-Montien.

e2b. **Calcaires à Algues de Sarrecave.** Les calcaires à Algues succèdent aux calcaires gréseux de la Broquère et des Peyrades, à l'Ouest de Montmaurin et affleurent, au milieu des molasses, au Nord de Sarrecave où ils furent exploités en carrière à ciel ouvert.

L'épaisseur visible, limitée à 7 ou 8 m, ne représente, semble-t-il, que la partie inférieure des calcaires à Miliolidés, d'abord à Algues, puis à *Alveolina primaeva* et *Coskinolina liburnica*, observés dans le dôme d'Aurignac (feuille le Fousseret) par Y. Tambareau (1964).

Ces calcaires qui se présentent en bancs compacts à la base, en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur ensuite, sont riches en Discocyclines dont *Discocyclina seunesi*. Ils sont formés par l'accumulation de bioclastes roulés de faibles dimensions provenant de

(*) déterminations de G. Segonzac.

Mélobésiées comme *Archaeolithothamnium gunteri*, *A. johnsoni*, *Mesophyllum atasca-derum*, *Lythophyllum dubium*, *L. mengaudi* var *carpathica*, *Lithoporella*(*) et, dans une moindre mesure, de Bryozoaires et d'Echinodermes, enrobés dans un ciment micritique à microsparitique. Il existe un banc riche en Polypiers vers le haut de la formation.

Miocène

m1b2. **Burdigalien supérieur. Molasses, marnes.** La base des versants des vallées de la Gesse, du Gers, des Baïses est formée de marnes grumeleuses jaunâtres à blanches, parfois très argileuses. C'est le niveau 7 du calcaire d'Auch, que les fossiles de gisements plus septentrionaux datent de la fin du Burdigalien.

m2a. **Helvétien.** L'étage se rencontre sur le territoire de la feuille avec toute son épaisseur (120 à 130 m), et ses divers niveaux :

Niveau 8 du calcaire inférieur de l'Astarac, molassique, fin et marneux sur les versants des vallées de la Gesse et du Gers, mais montrant un banc de 4 à 5 m de poudingues assez durs sur le versant gauche de la Petite Baïse. Il forme, sur 15 m, l'Helvétien inférieur, caractérisé par la faune de Castelnau-d'Arbieu.

Niveau 9 du calcaire de Sansan, avec des passages détritiques grossiers sur les versants droits de la Petite Baïse et de la Baïsole, vers 260 m, caractérisé par le beau gisement de Sansan de l'Helvétien moyen.

Niveau 10 du calcaire de Montlezun, marneux et fin, surtout sur les versants raides, au Nord-Est de la feuille, où il forme des masses de marnes grumeleuses à nombreux blocs de calcaire cristallin.

Niveau 11 du calcaire de Bassoues, marneux vers 280–260 m autour de Manent-Montané et, au Nord-Ouest de la feuille, grossier avec des poudingues et de la molasse aux environs de Trie-sur-Baïse et de l'argile épaisse (carrière de la tuilerie de Campuzan) ; il a donné la faune de Sansan (Helvétien moyen) sur le territoire de la feuille Mirande, au Nord.

Niveau 12 du calcaire supérieur de l'Astarac et niveau 13 de la molasse du Fousseret, plus nettement détritiques autour des vallées de la Gimone et des Baïses. Ils présentent des niveaux calcaires : l'un au Nord de Larroque (vallée du Gers et sources de l'Arrats) et d'autres au Sud-Est de la feuille, en relation avec les pointements crétacés de Gensac et Montmaurin. Caractérisés par la faune de Simorre, ces niveaux de l'Helvétien supérieur ont donné *Dicroceros elegans* à Chelan, *Dinotherium giganteum* et *Mastodon (Turicus) turicensis* à Saint-Cristaud (au-delà du coin sud-est de la feuille).

Niveau 14 du calcaire d'Alan, plus molassique et marneux de Boulogne à Saint-Blancard (entre 310 et 340 m), plus détritique sous Larroque et à Castelnau-Magnoac où F. Crouzel a déterminé vers 310–330 m deux venues détritiques qui se ravinent entre elles. Les fossiles de ce niveau (carrière entre Hachan et Barthe) sont de l'Helvétien supérieur : *Mastodon* sp., *Teleoceras (Brachypotherium) brachypus*.

Niveau 15 des cailloutis de l'Astarac, très détritique sur la moitié ouest du domaine de la feuille (région de Larroque–Magnoac), vers 340 m, marneux et même calcaire sur la partie est, vers 360 m, entre Mondilhan et Péguilhan et à la même altitude, dans le Sud-Est de la feuille, où il est surtout argileux (Blajan, Sarremezan). Les rares fossiles (à Sadournin, *Mastodon* sp. ; à Péguilhan, *Dinotherium giganteum*) peuvent faire de ce niveau une couche de passage entre Helvétien et Tortonien.

m2b1. **Tortonien inférieur.** La partie supérieure des molasses, préservée en grande partie de la destruction par les dépôts du cône de Lannemezan, appartient aux divers niveaux suivants, dont F. Crouzel a fait l'inventaire :

(*) détermination de G. Segonzac.

Niveau 16 de la molasse de Saint-Gaudens, représenté au sommet des versants courts, de Monlong à Monléon, et de Galan à Betpouy par des marnes à galets intercalées de sable et d'argile. Les niveaux détritiques grossiers se distinguent des « couches pontiennes » par la présence de calcaire, ce qui empêche la rubéfaction et retarde l'altération des graviers qui ont conservé leurs duretés respectives. Les galets et graviers de quartz, quartzites, schistes (nombreux) sont, selon les points, plus ou moins arrondis ; parfois, ils forment une « purée » de débris calibrés (2, 4 ou 6 cm) peu émoussés, allongés et plats, d'autres fois ce sont des poudingues consolidés par un ciment calcaire, avec des cailloux très émoussés et même arrondis, comme dans le Sud-Ouest du territoire de la feuille où on note aussi un niveau de calcaire marneux de 2 à 4 m d'épaisseur à la base de la formation.

Niveau 17 de la molasse de Montréjeau, vraisemblablement représenté par des marnes à galets vers 480 m à Garaison, avec un faciès difficile à distinguer, d'après F. Crouzel, de l'argile pontienne, daté par la faune de la tuilerie Birabent, à l'Est de Montréjeau.

La molasse miocène sur le territoire de la feuille est donc essentiellement détritique, avec des éléments de plus en plus grossiers de la base au sommet, et surtout sur la partie centrale et occidentale de la feuille. Dans l'Est de la feuille, sous l'influence des pointements crétacés qui ont pu ralentir les courants fluviaux et apporter d'autres éléments, la molasse est plus généralement argileuse, argilo-marneuse et même calcaire.

m-p. **Ponto-Pliocène. Argiles, sables et graviers.** Sous le nom d'argiles à graviers, les auteurs ont décrit, tout autour du plateau de Lannemezan, une formation argileuse plus ou moins graveleuse, rubéfiée, que l'on a relié d'une part aux argiles à lignites d'Orignac, datées du Pontien par une faune importante, d'autre part aux Sables fauves du Bas-Armagnac qui seraient immédiatement plus anciens et datés du Tortonien supérieur par leur faune de Mollusques.

F. Crouzel a ainsi placé entre les dernières phases de dépôt de la molasse et le début de la construction du piémont pyrénéen, un cycle de creusement—alluvionnement qui engloberait le Tortonien supérieur et le Pontien, peut-être une partie du Pliocène, et serait responsable de la formation d'un « cône inférieur de Lannemezan » (L.A. Fabre). Sur le territoire de la feuille, l'individualisation de cette formation est difficile. On la distingue des dépôts plio-quaternaires, en place ou colluviaux, par l'absence des galets patinés de quartzites, et des formations molassiques sous-jacentes par l'absence totale de calcaire dans le ciment ou les dépôts fins.

Ainsi défini par élimination, ce Ponto-Pliocène se présente, sous des alluvions diverses, comme une formation très hétérogène dont on peut noter trois faciès :

— *Un faciès caillouteux*, visible vers 480–500 m dans la région de Monléon-Magnoac—Bazordan : c'est un cailloutis peu cimenté, où les graviers de l'ordre de 4 à 6 cm sont serrés les uns contre les autres dans une gangue argileuse rouge ; on reconnaît des quartz, des lydiennes, des quartzites sous forme de fantômes gréseux s'effritant à la pression du doigt, des schistes décomposés en argiles bleues ou blanches, des granites également tout à fait pourris : l'ensemble est de couleur brun-rouge, mais pas très vive ; on peut estimer l'épaisseur à 5 ou 6 mètres.

— *Un faciès argileux*, bien visible dans les quatre ou cinq carrières dépendant des tuileries de Blajan. C'est une argile riche en kaolinite, assez grossière et peu plastique, qui montre une sédimentation par bancs de 30 à 50 cm, homogène, de couleur ocre clair sauf à la partie supérieure où elle supporte les cailloux de Lannemezan par l'intermédiaire d'une couche d'argile plus rouge qui englobe des lits irréguliers de gros quartzites patinés, des bancs d'argile et des amas de gros galets décomposés.

— *Un faciès sablo-gréseux* visible, par exemple, au Nord-Ouest de Puydarrieux, exclusivement siliceux, de couleur ocre sale, où des bancs plus grossiers, plus poreux, sont infiltrés « d'un ciment ferrugineux qui leur donne une grande dureté... de caractère aliotique », selon les expressions de Marchand et Fabre.

Les faciès de ce Ponto-Pliocène sont aussi divers que la molasse sous-jacente, ce qui justifierait l'hypothèse que ces formations résulteraient de l'altération, sous des influences climatiques précises, de la surface des molasses du Tortonien inférieur, du Pliocène au début du Villafranchien. Cette évolution serait marquée par une totale décalcification, l'acidification entraînant l'altération profonde de toutes les roches sauf les quartz et les lydienes, par des phénomènes pédologiques liés à la migration du fer et de l'argile, et par une légère rubéfaction. La conservation de cette couche de molasse, altérée sur une épaisseur de moins de 10 m, serait due à la protection des dépôts de Lannemezan ou même de dépôts caillouteux postérieurs.

Beaucoup d'auteurs, dont F. Crouzel, ont interprété ces argiles à galets comme des formations fluviatiles remplissant des vallées creusées au Tortonien supérieur dans la molasse dont le dernier stade de dépôt se situe au Tortonien inférieur. Le gisement d'Orignac, d'âge pontien, date précisément la formation avec *Mastodon (Tretalophodon) longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Tapirus priscus*, *Rhinoceros schleiermacheri*, *Chalicotherium goldfussi*, *Hipparion gracile*, *Dorcatherium crassum*, *Cervus dicranoceros*, *Steneofiber jaegeri*, *Indarctos arctoides*. La trouvaille de *Mastodon* sp. à Betpouy confirmerait cette datation.

Quaternaire

Fu. Donau. Alluvions du plateau de Lannemezan. Se raccordant topographiquement et sédimentairement aux alluvions du cône de Lannemezan (feuille Montréjeau), ou tout au moins à leur niveau inférieur, ces alluvions peuvent être attribuées au péri-glaciaire donau, selon H. Alimen et M. Icole.

Elles en ont le caractère torrentiel caractéristique ; ce sont des éléments de toutes tailles : sables, graviers, galets, blocs. Sur le territoire de la feuille, les dimensions maximales sont de l'ordre de 20 à 25 cm. Les espèces pétrographiques sont, par importance décroissante : les quartzites, les granites, les schistes et les quartz (toujours en petits éléments), mais les granites et les schistes y sont totalement décomposés, transformés en blocs d'argile sableuse blanchâtre qui tranchent, en coupes fraîches, sur la teinte rouge générale.

La présence de ces roches altérées est une caractéristique de la formation et permet de la distinguer des nappes alluviales plus récentes qui se sont mises en place, au moins en partie, par remaniement des alluvions du Lannemezan avec élimination des cailloux les plus altérables.

L'altération des quartzites se marque par une patine rousse caractéristique que l'on retrouve souvent sur les quartzites des atterrissements inférieurs où ils ont été transportés sans beaucoup d'usure. Elle est en tous cas beaucoup moins poussée que dans les dépôts sous-jacents du Miocène supérieur où elles sont transformées en boules sableuses effritables.

La présence de limons est assez constante du moins lorsque la largeur des « serres » entre les vallées est suffisante. Ces limons argilo-limoneux sont parfois épais de 3 ou 4 m ; à leur base ils recouvrent les dépôts du Lannemezan soit directement, soit par l'intermédiaire de lits graveleux, et ils peuvent se retrouver plus bas sous forme de lits argileux. Finalement, la présence de bancs de « limons » et l'altération des galets de granite donnent à la couche inférieure de ce dépôt l'aspect caractéristique de l'Argile de Lannemezan.

Elle est très rubéfiée, et la couleur rouge est d'autant plus vive que la terre a été exposée à l'air. L'épaisseur totale de la formation semble atteindre au maximum 20 à 22 m sur la bordure sud du territoire de la feuille.

Fv. Günz. Alluvions des hauts niveaux. En traînées réduites, au sommet d'interfluves moins élevés en altitude (40 à 50 m plus bas que les alluvions du plateau de Lannemezan), les dépôts qu'on peut attribuer, très hypothétiquement, au péri-glaciaire günz sont difficiles à rapporter à une terrasse. Ils sont très remaniés par l'érosion, réduits à des chicots graveleux et entourés de toute part d'éboulis et de solifluxions

qu'ils ont alimentés. Cependant, leur aspect est bien celui de terrasses, avec des galets de quartzite disséminés dans des cailloutis plus petits de quartz et de lydiennes. Les nappes de cailloux sont parfois recouvertes de limons jaunes décolorés en surface.

La couleur de la nappe est nettement rouge sur tout le profil, la gangue sableuse plus rutilante encore que l'ensemble.

L'épaisseur de ces alluvions est assez réduite (4 à 6 m) ; il est cependant difficile de l'évaluer, compte tenu des colluvions solifluées qui, le plus souvent, descendent en fortes épaisseurs sur les versants, bien au-dessous des affleurements en place des dépôts de ces hauts niveaux.

Fw. Mindel. Alluvions des hautes terrasses. Assez continues pour les vallées des Baïses et celle du Gers, les terrasses mindéliennes sont beaucoup plus réduites pour les rivières plus petites et les vallées orientales de la feuille où elles ont pu être déblayées totalement par l'érosion ultérieure.

Elles sont, en gros, formées des mêmes dépôts que ceux des terrasses inférieures, mais elles s'en distinguent par leur degré d'évolution : la gangue sableuse et argileuse est nettement rubéfiée, les quartz recouverts d'une patine rose ou ocre, les quartzites lustrés et devenus d'une couleur plus livide ; les cailloux sont plus petits que sur les terrasses inférieures et supérieures sur la même transversale de la vallée.

L'épaisseur totale des alluvions est de 5 à 6 mètres, et elles sont particulièrement visibles et bien conservées lorsque, par suite d'un déplacement important d'une rivière vers l'Est, elles se sont trouvées sur la crête de l'interfluve, à l'abri, donc, de toute concentration de drainage qui aurait pu les éroder dans la dernière phase d'érosion active. C'est ainsi qu'elles forment une bande allongée sur la crête gauche des Arrats et sur la crête gauche de la Gesse où elles ont pu être confondues avec les Argiles à graviers pontiennes, sans doute à cause de leur rubéfaction : la présence en leur sein de quartzites plus ou moins patinés, provenant manifestement du plateau de Lannemezan permet de conclure à l'âge quaternaire de la formation. Leur couverture limoneuse, très lessivée, complète l'analogie avec les autres terrasses.

Fx. Riss. Alluvions des moyennes terrasses. Les alluvions rissiennes dominent de 40 à 45 m l'étiage actuel des rivières et sont facilement observables.

La nappe de cailloux, de 3 à 4 m d'épaisseur, est formée d'éléments très irréguliers, sans triage ni calibrage, où la stratification fluviale habituelle est peu marquée. Mises en place par de petits cours d'eau, ces alluvions proviennent du remaniement d'alluvions plus anciennes, quartzites du cône de Lannemezan ou quartz et lydiennes des molasses miocènes. L'ensemble est assez peu évolué, dans une gangue jaune ou ocre, de couleur assez vive mais claire, de texture surtout sableuse.

Les dimensions des plus gros cailloux décroissent d'amont en aval, de 15–20 cm à 8–10 cm. Ces gros éléments sont toujours en quartzite de couleur claire, intacts, très arrondis et peu patinés ; les autres espèces pétrographiques donnent des galets beaucoup plus petits mais aussi très arrondis et peu décomposés.

Les cailloux sont recouverts de limons assez épais, souvent plus de 1 mètre. L'évolution pédologique est assez poussée ; on observe une décoloration de la surface, surtout sous forêt (Campuzan), ainsi qu'une migration de l'argile vers l'horizon pédologique B ; celui-ci est légèrement coloré en brun-rouge et finit par devenir imperméable : ce sont les sols de *boulbènes*.

La disposition des terrasses rissiennes est très caractéristique ; elles sont situées sur les versants longs des vallées dissymétriques, versants exposés à l'Est. Elles ont toujours une pente transversale forte, et elles finissent par se raccorder, au moins topographiquement, à la pente légère générale de ces versants ; parfois, cependant, leur horizontalité est plus nette sur le profil et elles peuvent former deux paliers superposés séparés par des talus peu inclinés de 8–12 m de hauteur. Cette disposition topographique des alluvions permet de conclure à la simultanéité des actions de creusement et de dépôt de la rivière lors des climats plus excessifs du périglaciaire riss ; exceptionnellement, des retours d'une rivière vers sa gauche ont pu provoquer la formation de deux paliers lors de la construction de la terrasse.

L'aspect, la texture, le degré d'évolution des éléments de cette terrasse sont assez caractérisés pour qu'on en détermine l'âge sans les critères de niveau : on peut ainsi reconnaître la terrasse rissienne même lorsque l'érosion ultérieure de petits ruisseaux l'a fragmentée en nombreux replats sur les croupes qui séparent les thalwegs, comme c'est le cas général pour les rivières dans l'Est de la feuille.

Fy. Würm. Alluvions des basses terrasses. Les atterrissements de galets, surmontés de limons, de ce niveau de terrasses se sont produits à environ 12–15 m au-dessus des basses plaines. Les galets sont constitués par des quartz, des quartzites et des lydienes, arrondis ou totalement émoussés, toutes roches empruntées aux dépôts caillouteux plus anciens abondants sur les hauts bassins.

Les sables y sont gris clair, les cailloux ne sont pas patinés, leurs cassures anciennes sont toujours très émoussées. Les limons sont peu lessivés en surface, souvent riches en éléments granulométriques fins et très fins.

L'épaisseur de la formation est variable : de 3 à 4 m pour les rivières principales, moins pour les ruisseaux, mais davantage dans certains bassins à la sortie des gorges qui se sont ouvertes par surimposition dans les affleurements de terrains crétaqués plus durs.

L'âge de ces basses terrasses qui, d'ailleurs, se raccordent vers l'aval à des paliers bien nets de la vallée de la Garonne, est sûrement wurmien.

CF. Colluvions rubéfiées. Les éléments de plateau couronnés par les alluvions des terrasses supérieures sont fréquemment recouverts, sur la partie haute de leurs pentes et en moyenne sur leurs versants exposés au Nord-Est, de dépôts colluviaux contenant, dans une gangue argilo-sableuse très rouge, les cailloux des terrasses supérieures.

On peut caractériser ces dépôts par la présence des quartzites massifs, ce qui les distingue des formations miocènes qu'ils ravinent, et par le fait que beaucoup de cailloux sont cassés et présentent des arêtes peu émoussées, ce qui les distingue des nappes alluviales dont ils proviennent.

De plus, leur structure interne est très peu ordonnée, les cailloux y sont disposés dans tous les sens, aucun triage, aucune stratification ne s'y observe. Quoique les figures de cryoturbation ne s'y remarquent pas nettement, on peut attribuer leur formation à leur étalement par solifluxion en milieu très humide, sur des faibles pentes parfois, lors d'un épisode périglaciaire.

Très rubéfiés, souvent peu argileux, ces dépôts d'âge quaternaire difficile à préciser ont pu être attribués aux Argiles à galets, ce qui a parfois considérablement exagéré l'extension de cette formation pontienne.

CFm. Würm. Colluvions limoneuses (boulbènes). Les versants longs des vallées dissymétriques sont recouverts de formations limoneuses qui homogénéisent sous une pente souvent presque continue et régulière les terrasses des 2 ou 3 niveaux inférieurs et les talus qui les séparent. Ce sont des terres formées de grains fins ou très fins, mais dont la teneur en argile est faible (par exemple, 75 % à 80 % de grains de silice compris entre 20 et 200 microns). L'origine de ces limons est très discutée ; il peut y avoir en effet plusieurs causes à leur accumulation : le ruissellement local le long des pentes, leur formation par lavage de la molasse sous-jacente, l'apport des limons d'inondation lors de la formation des terrasses, le dépôt à l'abri des vents d'Ouest de poussières éoliennes. Quelles que soient les origines, l'ensemble a été remanié lors de leur mise en place définitive au dernier périglaciaire qui a étalé, par dessus les talus des terrasses ou les rigoles de ruissellement, tous ces limons contenant de-ci de-là quelques cailloux isolés (et même des outils préhistoriques). Après leur mise en place, l'évolution pédologique par lessivage, avec entraînement de l'argile et des sels de fer en profondeur ou en oblique, a achevé d'homogénéiser l'aspect superficiel de l'ensemble pour donner ce type de sol localement très caractérisé, la *boulbène*.

Ces formations se retrouvent avec leurs caractères les plus nets sur les versants gauches des vallées à terrasses (Baïse, Gers), mais aussi sur les versants exposés au

Nord-Est des affluents latéraux de l'Arrats, de la Gimone ou de la Gesse : dans ces derniers cas, elles sont parfois plus argileuses et en tous cas plus variées de composition, puisque la molasse, elle-même très hétérogène, intervient beaucoup plus dans leur formation.

C. Würm. Colluvions limoneuses à galets. Au-dessus des pentes de boubènes, ou en tous cas au-dessous des placages caillouteux des terrasses anciennes, et toujours aux expositions nord et est, les colluvions limoneuses plus ou moins solifluées se chargent de cailloux empruntés évidemment aux dépôts fluviatiles supérieurs.

On peut voir quelques bonnes coupes de cette formation le long de vieux chemins : des lits de galets sont intercalés dans les limons jaunes, à intervalles irréguliers (30 cm ou 1 m) et l'inclinaison de ces lits est parallèle à la pente actuelle, parfois relativement forte (10–15°). La mise en place suggère ici encore des conditions périglaciaires, avec gel du sol peu important et ruissellement superficiel continu et de longue durée saisonnière.

Ces dépôts passent progressivement, vers leur base, aux boubènes par raréfaction progressive des cailloux dans la masse. Ils se distinguent nettement des colluvions rubéfiées précédemment décrites par leur couleur ocre et par l'importance des limons.

L'âge de la mise en place de ces formations est indéterminé. Il paraît logique de les dater du Würm, comme la grosse masse des colluvions solifluées, quelle que soit leur origine et leur texture.

Œy. Würm. Formations loessiques. Vers le Sud-Est du territoire de la feuille, le rebord des terrasses moyennes est souvent empâté de limons épais, à structure massive, totalement décalcifiés et qui ont en grande partie une origine éolienne confirmée par l'étude morphoscopique de leurs grains ; il est vraisemblable que les limons des basses terrasses qui font suite topographiquement aux dépôts précédents ont une origine mixte (éolienne et fluviatile). Par analogie avec les formations semblables du Bassin aquitain on peut attribuer un âge wurmien supérieur à ces formations qui se retrouvent dans des situations à l'abri des vents de Nord-Ouest, comme c'est très généralement le cas sur toute la bordure pyrénéenne.

Fz. Alluvions des lits majeurs. Le plus souvent, les rivières et les ruisseaux sont peu enfoncés dans leur lit et débordent largement lors des crues, remaniant le sol de leur basse plaine et déposant des sables et des limons en plages irrégulières.

L'épaisseur de ces alluvions est souvent considérable (7 ou 8 m) et leur base contient des troncs et des branches peu décomposés (saule vert, aulne, noisetier) dans une vase sableuse réductrice.

E. Eboulis de pente, cônes de déjections. Au pied des versants raides, au débouché des petits ravins qui les entament, les formations miocènes sont cachées par des éboulis de gravité ou des accumulations locales de terre et de cailloux venus de la couverture des plateaux. Ces formations sont très diverses d'aspect, peu consolidées, généralement difficiles à observer. Elles sont évidemment actuelles, et arrivent au niveau des plus basses plaines des rivières.

TECTONIQUE

On a depuis longtemps distingué deux ensembles structuraux émergeant des molasses mio-pliocènes : le *dôme de Lespugue–Montmaurin* et l'*anticlinal Blajan–Bazordan* auquel appartiennent les affleurements de Villemur et Monléon-Magnoac.

Le *dôme de Lespugue–Montmaurin* s'allonge sur environ 5 km suivant une direction SW–NE dans l'angle sud-est du domaine de la feuille. Il est essentiellement constitué par les calcaires daniens plongeant d'une part vers le Sud-Est et vers l'Est, de 10 à 20°, dans la vallée de la Save ainsi que dans la vallée de la Seygouade à hauteur

de Montmaurin, d'autre part de 60° et même 80° vers le Nord-Ouest, plus au Nord, sur la rive droite de la Seygouade, et plus faiblement (10 à 15°) dans la même direction, près de Sarrecave, où affleurent les couches les plus récentes de la série (calcaires à Algues thanétiens). Il s'agit donc plus exactement d'un brachy-anticlinal d'axe SW-NE présentant localement une certaine dissymétrie (plan axial incliné vers le Nord-Ouest).

L'anticlinal Blajan-Bazordan s'étend sur 10 km environ entre ces deux localités, parallèlement à la structure de Montmaurin et à 4 km de celle-ci vers le Nord-Ouest. Il est entaillé longitudinalement par la vallée de la Gesse jusqu'aux marnes bleues que surmontent, dans le flanc sud-est, les marno-calcaires jaunâtres maestrichtiens, puis les calcaires daniens qui plongent de 45° vers le Sud à l'Ouest de Nizan, puis de 30° vers le Sud-Est en descendant la vallée, de 10° vers l'Est à hauteur de la Coulane. Le flanc nord-ouest est largement masqué par la molasse, mais si la fermeture du pli semble s'amorcer, à Blajan comme à Bazordan, au niveau du Danien, les sondages implantés vers l'Ouest n'ont retrouvé ces calcaires qu'à Recurt, à 15 km ; et les affleurements de marno-calcaires maestrichtiens de Monléon et Villemur ont pu être considérés comme des témoins du flanc nord-ouest de la structure.

L'exploration pétrolière par plus de 40 sondages et des centaines de kilomètres de profils sismiques et gravimétriques a révélé et révèle encore la complexité structurale masquée par les terrains molassiques, et dont les isobathes de la base du Danien portés sur la carte donnent une bonne représentation.

Une vaste structure anticlinale, *l'anticlinal de Gensac*, s'étend de Galan au Sud-Ouest, à Mondilhan à l'Est ; elle est déversée au Nord et chevauche, par l'intermédiaire d'une faille inverse importante, une zone peu plissée, celle du large synclinal de Péguilhan-Saint-Blancard, la *zone plate-forme* par opposition à la *zone des décollements* à laquelle appartient l'anticlinal. Celui-ci se trouve ainsi encadré au Nord par la faille ou *front des Petites Pyrénées* qui se poursuit vers l'Est par la faille de Richou et du Mas-d'Azil, et au Sud par le *chevauchement frontal nord-pyrénéen* qui recoupe la surface anté-molassique à quelques kilomètres au Sud des limites de la feuille.

En fait, le Front des Petites Pyrénées est une zone de failles parallèles découpant des compartiments longitudinaux. L'anticlinal est longé au Sud par un étroit synclinal bordé par un décrochement important, d'orientation SW-NE, sécante par rapport à celle du Front des Petites Pyrénées, le *décrochement de Lespugue*. Il isole, dans l'angle sud-est, la structure de Charlas qui est la terminaison ouest de l'anticlinal de Saint-Marcet.

D'autres décrochements, d'orientation généralement subméridienne, divisent l'anticlinal de Gensac en une série de compartiments effondrés les uns par rapport aux autres ; ceci est bien visible dans la partie occidentale de la structure à la lecture des isobathes de la base du Danien ; dans cette zone, un diapirisme important des masses salifères triasiques a été reconnu aux sondages de Gensac 4 et Recurt 1.

Le diapirisme est responsable de la structure de Trie-sur-Baïse, sur la *zone plate-forme* ; cet anticlinal à flancs relativement accidentés est la terminaison orientale de la longue ride Garlin-Antin.

EVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Le relief de la région est compris entre 506 m et 200 m d'altitude. Il est découpé en lanières étroites par les vallées divergentes issues du plateau de Lannemezan.

C'est donc un relief creux imprimé dans le cône de Lannemezan dont on a, au Sud de la feuille, l'extrémité septentrionale prolongée, entre 500 et 475 m, par des étroites lanières entre les vallées.

Le plateau de Lannemezan dont l'achèvement daterait du Donau, est donc entamé par l'érosion postérieurement à cette date : nous avons ici une morphologie exclusivement quaternaire.

● Dans le substratum molassique tendre, les vallées se sont beaucoup élargies, même près de la source des maigres rivières : 7 à 8 km de largeur pour la Baïse, le Gers, la Save. *Elles sont toutes très fortement dissymétriques.* Les explications les plus fréquentes de cette dissymétrie sont d'ordre climatique : les versants longs sont sous les vents d'Ouest, ce qui a provoqué de ce côté les accumulations de neige et augmenté l'action de la pluie sur les versants est ; ou encore, les glissements en milieu humide (solifluxions), nombreux lors des phases gel—dégel des périodes périglaciaires, ont été plus abondants sur les versants plus longtemps humides et froids en saison : ceux qui sont exposés à l'Est et au Nord.

Mais la présence sur les versants gauches des vallées de terrasses étagées en place, avec leurs nappes de galets, apporte une autre explication : la vallée a tendance à gagner du côté où il n'y a pas d'atterrissements de galets, ceux-ci protégeant en l'armant la molasse sous-jacente. La somme des influences climatiques déjà invoquées a favorisé les dépôts alluviaux sur les rives gauches des vallées depuis le début du Quaternaire ; ce dépôt a provoqué la poursuite du développement de la vallée par sapement des versants vers la droite ; constamment, au cours du creusement d'intensité variable, au Quaternaire, selon les phases climatiques, la somme des mouvements latéraux des cours d'eau vers la droite l'a donc emporté sur la somme des mouvements latéraux vers la gauche, dont on observe parfois la réalité locale, surtout pour la dernière phase d'enfoncement des rivières.

Les versants longs ainsi protégés par la nappe caillouteuse, les versants courts, taillés dans la molasse et dans les niveaux d'alluvions quaternaires dans leur partie supérieure, évoluent, de nos jours, par éboulements, sous l'influence de la gravité, en gros blocs qui s'effritent en petites parcelles. L'importance de ces nappes graveleuses dans la morphogénèse est prouvée par les différences morphologiques des vallées de l'Ouest et de l'Est de la feuille. Les premières, venues en droite ligne du plateau de Lannemezan qui a alimenté les alluvions en galets et graviers, ont des versants longs réguliers et plans, seulement coupés par quelques vallées profondément inscrites dans la molasse, une fois déblayée la couverture alluviale relativement épaisse. Les deuxièmes, au contraire, ont des versants gauches très régulièrement creusés de vallons parallèles, obliques par rapport à la vallée principale, fortement creusés dans la molasse moins protégée par des nappes caillouteuses relativement minces ; ces vallons sont à leur tour dissymétriques, cette fois avec le versant long exposé au Nord, protégé par des coulées de molasse décomposée mêlée à des cailloux issus des nappes alluviales.

La dissymétrie est un phénomène général qui date certainement du début du creusement des vallées et qui a été modulé par des situations locales de composition du substratum. Elle est peu perceptible dans les gorges épigéniques à la traversée des îlots de roches dures, mais elles se renouvelle avec plus d'ampleur à la sortie où le mouvement vers la droite a produit des élargissements caractéristiques dans chaque vallée, consécutifs à une décharge considérable de dépôts caillouteux après le passage des gorges épigéniques.

● Le glissement vers la droite de toutes les vallées dans le pays molassique a entraîné *des captures* par débordements des versants : celle de la Solle par la Petite Baïse qui a décapité le Sousson, s'est produite au Post-Mindel, d'après l'âge des alluvions au seuil de capture, de même que celle du Cier par le Gers, décapitant ainsi l'Arrats.

● Mais le dessin final du réseau hydrographique, sur le territoire de la feuille comme dans l'ensemble du bassin Adour—Garonne sur la rive gauche du fleuve, reste élémentaire et témoigne de la simplicité de *l'histoire morphologique commandée par de lents mouvements du sol.* La subsidence régulière du bassin a provoqué le profond entassement de sédiments continentaux dans cet « ombilic aquitain » que le territoire de la feuille Boulogne borde immédiatement vers le Nord-Est. En même temps, en arrière du dépôt de molasse et à chaque instant de cette subsidence, la région était plate et en équilibre morphologique ; seuls s'exerçaient jusqu'à la fin du Pliocène *s. str.* les phénomènes de décomposition superficielle donnant une couche altérée épaisse qui ne s'est conservée que lorsqu'elle a été protégée sous les dépôts du Quaternaire inférieur où elle formerait la couche ponto-pliocène d'araille à araviers.

A la fin du Pliocène, le mouvement du sol s'inverse et il est positif depuis le début du Quaternaire, ce qui est nécessaire et suffisant pour expliquer le creusement des vallées ; ce mouvement intéresse aussi l'ensemble de la chaîne pyrénéenne. Selon l'influence des variations cycliques du climat, des dépôts de piémont se forment tant que les vallées ne sont pas assez creusées pour les évacuer : ainsi s'est édifié le plateau de Lannemezan dont la bordure sur le territoire de la feuille porte surtout les traces du démantèlement.

Les reliefs crétacés du bord de la chaîne se sont ennoyés sous les dépôts molassiques pendant le Miocène ; l'absence de couches de passage entre la molasse et les terrains crétacés montre la lenteur du phénomène. Mais le relief anté-molassique peut se reconstituer comme des crêts de calcaire bordant une combe de marnes dans l'anticlinal de Gensac. Ces calcaires présentent des restes d'un microrelief (lapiès) anté-miocène, mais on n'y a pas prouvé l'existence d'un karst profond à cette période. Par contre, on observe un karst quaternaire profond dont le développement suit l'enfoncement des vallées, ce qui provoque la disparition en trois niveaux des galeries souterraines des gorges de la Save et de la Seygouade. Il y a quelques exemples d'un karst superficiel évoluant sous couverture imperméable (dolines et bassins fermés avec pertes de ruisseaux).

PÉDOLOGIE

De même que les influences morphogénétiques les plus généralement observables datent du dernier périglaciaire, l'ancienneté des sols la plus commune est wurmienne. L'évolution pédologique commandée directement ou indirectement par les influences climatiques, d'ailleurs très peu contrastées, qui ont suivi le passage d'un climat froid et humide au climat actuel, avec peut-être quelques phases sèches (dépôts de loess) dont on ne peut mesurer le rôle dans la pédogénèse, évolution dont l'intensité dépend aussi de la durée, a conduit à des types de sol encore variables selon la roche-mère.

Sols lessivés sur limons. Ces sols ou *boulbènes* sont des sols lessivés à horizon A plus ou moins dépourvu d'argile et de fer, donc décoloré, reposant sur un horizon B à accumulation variable argilo-ferrugineuse pas toujours très poussée. L'horizon B est assez proche de la surface. Les méthodes agronomiques modernes en ont fait de bons sols de culture par drainage, défoncements progressifs qui ont homogénéisé les couches supérieures, corrections du pH. La forêt de Campuzan a permis la conservation du type de sol originel.

Sols lessivés sur formations caillouteuses. Ici l'évolution est plus poussée. La rubéfaction provenant d'évolutions plus anciennes du matériel a persisté malgré les remaniements. Un lessivage plus intense dû à la porosité du matériel a entraîné une acidification avancée de la surface ; finalement, les formations superficielles caillouteuses ne peuvent porter que des bois (châtaigniers, fougères, ajoncs et bruyères).

Sols évolués des molasses. Les faibles pentes de molasse sont toujours couvertes d'une couche colluviale provenant de sa décomposition. Le matériel originel est assez fréquemment poreux, les terrains miocènes étant souvent graveleux ; mais la présence de calcaire a souvent retardé l'évolution et on trouve des types de sols intermédiaires entre le sol brun calcique et le sol lessivé.

Sols plus jeunes. Ce sont essentiellement les sols des plaines inondables, sols bruns en général et les sols des pentes, où l'érosion montre, assez rarement il est vrai, la molasse en place, délitée et ameublie par une décalcification (ce sont les sols de « terre fort » ou « argilo-calcaires » des agronomes).

Sols plus anciens. Les sols limoneux des terrasses plus anciennes que le Würm ou les colluvions caillouteuses anciennes ont subi des évolutions plus longues qui se sont

cumulées, aboutissant aux sols lessivés de plateaux ou aux sols podzoliques des crêtes. La végétation y devient très acidophile.

En même temps, les phénomènes d'altération se propagent en profondeur de la formation meuble où ils ont pu d'ailleurs être plus intenses si une période de pergélisol s'est installée à quelque époque glaciaire.

L'ensemble des sols du territoire de la feuille est finalement relativement peu varié en comparaison avec d'autres régions aquitaines.

PRÉHISTOIRE

Les grottes de Lespugue et de Montmaurin ont livré une industrie humaine variée, accompagnée de vestiges paléontologiques importants :

- Magdalénien dans le niveau inférieur des grottes,
- Pré-Moustérien (avec fragment de maxillaire humain) du glaciaire Riss et de l'interglaciaire Riss-Würm dans les grottes du niveau moyen,
- Abbevillien, avec faune chaude et mandibule de Pithécanthropien au niveau supérieur (interglaciaire Mindel—Riss).

Ces trouvailles sont tout à fait compatibles avec la datation des terrasses, si on établit des correspondances d'altitudes valables au moins sur de courtes distances.

Par ailleurs, tant sur les limons du plateau de Lannemezan que sur les divers niveaux de terrasses, ont été recueillies d'importantes industries de quartzites du Paléolithique inférieur et moyen.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les alluvions modernes des principales rivières renferment de petites nappes aquifères qui, compte tenu de l'extension de ces dépôts, ont une très faible productivité.

La molasse qui occupe la majeure partie du territoire de la feuille est imperméable dans son ensemble. Seules quelques petites venues d'eau apparaissent au fond des bassins de réception dégagés dans les côteaux molassiques ou à la base des niveaux calcaires.

Aussi, dans toute la région, les réserves d'eau à faible profondeur sont nettement insuffisantes pour les besoins modernes. Le recours aux barrages collinaires constitue la seule possibilité de constituer des réserves.

En ce qui concerne les ressources aquifères profondes, les séries carbonatées et détritiques de l'Eocène sont susceptibles de renfermer de l'eau douce ; ainsi au sondage de Mondilhan 1 un essai fait dans des dolomies poreuses du Dano-Montien a fourni 977 litres d'eau à 0,1 gramme de ClNa par litre en 45 minutes.

Les formations détritiques de la « nappe infra-molassique » ne sont connues que dans la moitié nord du territoire de la feuille. Le niveau piézométrique de cette nappe dans le forage de Castelnau-Magnoac 1, transformé en piézomètre par les soins de l'Agence financière de bassin Adour—Garonne, est en moyenne à la cote + 150 m NGF.

Enfin, des possibilités pourraient localement exister dans la formation de Palassou, dans la zone d'ennoyage des plis des Petites Pyrénées.

RESSOURCES MINÉRALES

Les marnes de Saint-Loup sont exploitées en particulier à l'Ouest de Nizan pour la fabrication de tuiles et briques.

Le calcaire du Dano-Montien est activement exploité pour l'empierrement, la cimenterie et la construction.

Les sables du Thanétien sont extraits, avec plus ou moins de difficultés dues aux bancs de grès, pour les tuileries et pour la préparation de mortiers.

Les calcaires à Algues du Thanétien ont été exploités pour la construction locale ; ils peuvent l'être encore pour l'empierrement des chemins.

Dans les formations molassiques, les bancs calcaires ont été localement exploités pour l'empierrement et la construction, les argiles étant utilisées pour la confection de tuiles et briques.

La plus importante ressource minérale est constituée par les *hydrocarbures* recherchés et exploités dans la région depuis plus de 30 ans. Deux niveaux à caractéristiques de magasin ont été reconnus : un ensemble carbonaté situé au sommet de la formation des grès de Gensac et des calcaires du passage Albo-Aptien. L'exploration consiste schématiquement à trouver ces niveaux en position haute et fermée du fait de la géométrie des plis et de la disposition des failles. Dans l'anticlinal de Gensac, comme dans celui de Charlas, la connaissance des failles transverses et de leurs effets est très importante pour localiser les pièges possibles.

Deux gisements ont été mis en évidence dans le cadre de cette feuille : celui de Charlas 1, sur le prolongement de la structure de Saint-Marcet, maintenant épuisé mais qui a fourni, lors de sa mise en production, 130 000 m³ de gaz par jour à la pression de 142 kg par cm² à partir des grès de Gensac et le gisement de Montastruc-Bonrepos, sur la terminaison ouest de l'anticlinal de Gensac, qui fournit surtout à partir de la formation des grès de Gensac 5 000 t d'huile par mois.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE POUR LA VISITE RAPIDE DE LA SÉRIE MAESTRICHTIEN SUPÉRIEUR A THANÉTIEN

Se rendre à Gensac-de-Boulogne et, par le chemin passant devant l'église et le cimetière, aller jusqu'à 200 m au Nord-Est de la ferme la Coulane ; sous le pylône de la ligne à haute tension et dans les champs avoisinants sont presque affleurants les *calcaires jaunâtres du Maestrichtien supérieur* ; nombreux *Simplorbites gensacicus*, quelques Huîtres (*Exogyra, Pycnodonta*).

De là, par Gensac, la D 69, Saint-Loup-en-Comminges, traverser la Gesse pour monter vers Nizan-sur-Gesse ; une grande carrière entaille à peu près tout l'escarpement (50 m). On voit de bas en haut :

— *marnes gris-bleu* à intercalations calcaires (marnes de Saint-Loup). Vers le haut de la carrière, *marnes jaunâtres* à nodules et bancs calcaires ocre, à pistes, rares Huîtres. C'est l'équivalent latéral des marno-calcaires de la Coulane.

Quelques mètres de calcaires daniens au sommet.

Cette carrière est dangereuse par temps de pluie.

Par Nizan et Sarrecave gagner la vallée de la Seygouade par la D 69, la D 17b, puis la N 633 ; au Nord-Ouest de Montmaurin, de nombreuses carrières permettent d'observer les *calcaires dano-montiens*.

Revenir vers le carrefour N 633—D 9d et prendre le chemin vers la ferme de Ber ; 100 m après la Seygouade on rencontre sur le côté droit du chemin les *niveaux de passage du Dano-Montien au Thanétien* : calcaires conglomératiques, horizon à *Microcoedium*, niveau de marnes grises, graviers quartzeux, puis *sables de Montmaurin* (carrière).

En se dirigeant vers Montmaurin, on pourra facilement visiter plusieurs carrières dans les *sables à bancs de grès du Thanétien*, bien visibles par ailleurs dans le bois situé sous la ferme d'Esclignac. Le dernier niveau gréseux, riche en *Echinanthus*, peut être observé à Montmaurin au bout du chemin qui va du château d'eau aux Broquères, près des dernières maisons.

Revenir vers Sarrecave pour observer, au-dessus des sables, les calcaires à Algues (Thanétien) dans une carrière visible depuis la D 17b.

AUTRES ITINÉRAIRES

On trouvera d'autres renseignements géologiques et des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Aquitaine orientale*, par B. GÈZE et A. CAVAILLÉ (1976), 183 p., 112 fig., Masson édit., Paris.

BIBLIOGRAPHIE

ALIMEN H. (1964) — Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 394 p., 12 pl., 117 fig., 24 tbl.

CROUZEL F. (1956) — Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 54, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl. h.t..

GIRARD G. (1973) — La brèche à *Machairodus* de Montmaurin. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 3, p. 193.

GRAMONT M. (1962) — Etude des terrains crétacés situés à l'Ouest des Petites Pyrénées. Th. 3ème cycle, Toulouse, 148 p., 48 fig., 1 carte.

HERITIER F., NICOLAI R., RIFICATEAU R. et VILLEMIN J. (1972) — Les chevauchements frontaux nord-pyrénéens entre l'Ariège et l'Adour (Pyrénées centrales). *C.R. Acad. Sc., Paris, série D*, t. 275, p. 1533-1736, 1 fig.

ICOLE M. (1973) — Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Thèse Paris VI, 328 p.

TAILLEFER F. (1951) — Le Piémont des Pyrénées françaises. 383 p., 49 fig., 5 pl. + 7 pl. h.t., Privat éd., Toulouse.

TAMBAREAU Y. (1972) — Thanétien supérieur et llerdien inférieur des Petites Pyrénées du Plantaurel et des chaînons audois. Thèse doct. État, Toulouse, 2 vol. ronéotypés, 384 p., 25 fig., 7 tabl., 1 pl. h.t., 1 album 20 pl. photo.

TCHIMICHKIAN G. (1974) — L'activité magmatique dans le Crétacé traversé en sondage au Nord de Saint-Gaudens. 96ème Congrès National des Sociétés savantes, Toulouse, (1971), Bibl. natle.

VILLATTE J. (1962) — Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse doct. État Toulouse, 331 p., 32 fig., 2 tabl., 1 pl. h.t., Privat éd., Toulouse.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille Saint-Gaudens :

— 1ère édition (1909), par Carez, Vasseur et Savornin

— 2ème édition (1961), coordination par M. Casteras.

Documents et travaux inédits de la Société ELF-ERAP dus à : G. APPERT, E. DUMON, R. GUILHAUDIS, F. HERITIER, P. MICHEL, R. RIFICATEAU.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient les documents sur les sondages et autres travaux souterrains exécutés dans la périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux ainsi que des échantillons des terrains intéressés. Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, soit au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

A. CAVAILLÉ, professeur à l'École normale de Montauban
Y. TERNET, Bureau de recherches géologiques et minières.

SAINT LAMBERT IMPRIMEUR à MARSEILLE
Dépôt légal : 2e trimestre 1977 – numéro d'impression : 854

