



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

MONTRÉOL- DU-GERS

MONTRÉOL-DU-GERS

La carte géologique à 1/50 000
MONTRÉOL-DU-GERS est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : GRIGNOLS (N° 204)
au sud : MONTRÉAL (N° 216)

par

J.P. CAPDEVILLE et D. MILLET

Losse	Nérac	Agen
Cazaubon	MONTRÉOL-DU-GERS	Condom
Nogaro	Eauze	Fleurance

BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU,
F. HANOT, P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX,
D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,
R. WYNS

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

Échelle 1/50 000



Carte géologique de la France à 1/50 000

Notice explicative de la feuille

Montréal du Gers

(927)

J.P. CAPDEVILLE et D. MILLET

SOMMAIRE

1- SOMMAIRE

2-RESUME

3-FIGURES

4-INTRODUCTION

- 4.1-Situation géographique
- 4.2-Cadre géologique régional
- 4.3-Présentation de la carte, travaux antérieurs
- 4.4-Conditions d'établissement de la carte

5-DESCRIPTION DES TERRAINS NON AFFLEURANTS

- 5.1-Paléozoïque
- 5.2-Mésozoïque
- 5.3-Cénozoïque

6-DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

- 6.1-Oligocène
- 6.2-Miocène
- 6.3-Quaternaire
- 6.4-Formations superficielles

7-EVOLUTION GEODYNAMIQUE ET TECTONIQUE DU BASSIN D'AQUITAINE

- 7.1-Synthèse géodynamique régionale
 - 7.1.1-Synthèse géodynamique régionale
 - 7.1.2-Individualisation du bassin : Permo-Trias
 - 7.1.3-Installation d'une première plateforme carbonatée marine
 - 7.1.4-Régression
 - 7.1.5-Plateforme crétacé
 - 7.1.6-Comblement cénozoïque
- 7.2-Structuration du secteur cartographié

8-GEODYNAMIQUE RECENTE

- 8.1-Karstification
- 8.2-Géomorphologie

9-GEOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

- 9.1-Répartition des zones naturelles
- 9.2-Occupation du sol
- 9.3-Types de sols
- 9.4-Risques naturels
- 9.5-Substances utiles et carrières
- 9.6-Ressources en eau

10-DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

10.1-Préhistoire et archéologie

10.2-Itinéraire géologique

10.3-Documents et collections consultables

10.4-Bibliographie

11-AUTEURS

2-RESUME

La carte géologique Montréal du Gers s'étend aux confins Est du triangle des Landes de Gascogne. Elle est limitrophe des départements des Landes, du Lot et Garonne et du Gers. Le drainage hydrologique provient du cône du Lannemezan et s'inscrit entièrement dans le système des affluents de la rive gauche de la Garonne.

Les terrains affleurants représentent une période débutant au sommet de l'Oligocène et exposant jusqu'au Quaternaire soit environ 20 millions d'années. Cette période a été le témoin de la fin de la phase de comblement du bassin Aquitain par les détritiques continentaux d'avant pays que constituent les molasses. La séquence type des dépôts molassiques d'Aquitaine montre une évolution sédimentaire à vitesse d'apport décroissante et présente généralement de la base vers le sommet, des grès grossiers tendres carbonatés micacés, des silts carbonatés et micacés, des argiles carbonatées à faciès pédogénétiques et enfin des calcaires. Les détritiques composant cette séquence type sont transportés par des chenaux généralement en tresses et le principal de la surface d'épandage s'effectue par l'intermédiaire de plaines d'inondation. Les calcaires continentaux peuvent appartenir à trois milieux de dépôts : lacustres, palustres ou de pédogénèse (calcrètes). La carte Montréal du Gers est le reflet du recouvrement progressif par les faciès molassiques, d'une paléotopographie livrée à l'érosion depuis le Jurassique supérieur. Ce coin sédimentaire fluvio-lacustre durant sont avancée vers l'Ouest met à profit les glacis modelés par l'érosion et l'ablation antérieure. La superposition des séquences molassique continentale argilo-carbonatée est interrompue par une transgression marine en deux phases du Miocène supérieur. Les derniers apports sont à mettre au compte de la formation des Glaises Bigarrées et des venues sableuses hydro-éoliennes appartenant aux Sables des Landes de Gascogne reconnaissables à leurs dunes. Cette superposition affleurante sub-horizontale est ensuite disséquée par les vallées du réseau hydrographique quaternaire déposant des terrasses alluviales d'extension latérale faible.

Outre les terrains affleurants, cette notice décrit les formations d'âge Primaire et Secondaire reconnues par les forages profonds et replace l'évolution géodynamique régionale dans le cadre de l'histoire du bassin Aquitain. Sont aussi abordés la géologie de l'environnement avec des renseignements sur les sols, les risques naturels, les substances utiles (calcaires, argiles, sables) et les ressources en eau superficielles ou profondes.

Un chapitre sur la préhistoire et l'archéologie apporte des informations sur les premiers peuplements humains des environs de Montréal du Gers. Enfin une bibliographie géologique régionale des auteurs cités est proposée et un itinéraire géologique de découverte des affleurements, des paysages et du patrimoine est suggéré.

3-FIGURES

Fig.1- Coupe de Montréal

Fig.2- Coupe de Labourdette

Fig.3- Coupe de Nauchon-Baudignan

Fig.4- Coupe de Villeneuve de Mézin

Fig.5- Coupe de Larazet

Fig.6- Coupe de Béon

Fig. 7- Coupe de Mouliès

Fig.8- Coupe de Sansot

Fig.9- Rivages marins au Langhien et Serravallien

Fig.10- Coupe d'un remplissage karstique

Fig.11- Exploitation des formations gréseuses

Fig.12- Paléolithique moyen

Fig.13- Paléolithique supérieur

4-INTRODUCTION

4.1-Situation géographique

Le domaine cartographié s'étend aux confins Est du triangle landais. Le territoire couvert par la carte Montréal du Gers est limitrophe des départements des Landes (40) du Lot et Garonne (47) et du Gers (32). Il est drainé selon une direction sensiblement Sud-Nord par la Gélise, l'Izaute, l'Auzoue et l'Osse ; la Baïse ne faisant qu'une rapide incursion sur la limite Est. Tous ces cours d'eau appartiennent au réseau hydrographique des affluents de la rive gauche de la Garonne et proviennent du cône du Lannemezan. Les vallées dans leurs parties les plus basses s'enfoncent d'environ 80 mètres par rapport aux interfluves en plateaux qui culminent vers +150 mètres NGF. Les pôles économiques de la région sont constitués par les activités agricoles et agro-alimentaires ainsi que par les industries liées au bois. La filière agricole produit surtout des céréales, en particulier du maïs qui approvisionne les nombreux élevages aviaires. Dans certains secteurs à l'exposition privilégiée, la vigne s'attribue une place importante. L'habitat est dispersé. Les agglomérations de petites tailles sont disséminées soit dans les vallées (Sos, Poudenas, Fourcès) soit perchées sur les bordures de plateaux (Mézin, Gabarret, Montréal, Larresingle). Toutes possèdent une architecture particulière aux racines plongeant jusqu'au Moyen Age.

4.2-Cadre géologique régional

En bordure septentrionale du glaciaire pyrénéen, la feuille cartographiée reçoit depuis le début du Tertiaire jusqu'au Miocène les produits de démantèlement des bordures surélevées de l'Aquitaine. N'apparaissent à l'affleurement pour illustrer cette série post-orogénique, que les niveaux terminaux de l'Oligocène, du Miocène puis du Quaternaire. Ces couches sédimentaires se disposent selon un arrangement sub-tabulaire où les passées gréseuses du mur et les niveaux carbonatés du toit peuvent constituer des niveaux repères topographiques et stratigraphiques. C'est à peine si la série molassique continentale argilo-carbonatée est interrompue par deux faibles transgressions marines, les marnes à *Ostrea aginensis* au Miocène inférieur et les dépôts langhiens et serravalliens du Miocène moyen. Le sommet de la série molassique est modelé par les apports érosifs des Sables Fauves. Ces venues détritiques peuvent être parfois scellées par des niveaux argileux versicolores : les Glaises Bigarrées. Le passage aux époques les plus récentes s'effectue par l'intermédiaire des venues sableuses hydro-éoliennes appartenant aux Sables des Landes de Gascogne. Cette superposition affleurante sub-horizontale est ensuite disséquée par les vallées méandriformes du réseau hydrographique quaternaire déposant des terrasses alluviales d'extension latérale faible.

4.3-Présentation de la carte, travaux antérieurs

La surface cartographiée recouvre l'angle nord-est de la carte géologique 1/80 000 n°216 (Montréal) et empiète très légèrement sur l'angle Sud-Est de Grignols (204) et l'angle Nord-Ouest d'Agen (205) feuilles également à l'échelle du 1/80 000. Les dépôts détritiques et carbonatés continentaux exposés jusqu'au Burdigalien appartiennent au contexte des « Molasses d'Aquitaine ». Ce terme se réfère aux faciès fluviolacustres d'avant-pays, le plus souvent argilo-détritiques, qui représentent les vestiges hérités de l'érosion des bords bordiers du bassin d'Aquitaine. Le liant carbonaté même s'il n'est pas exprimé de façon visible, est toujours présent dans ces sédiments. La superposition la plus récente, Plio-Quaternaire, est généralement sableuse hydro-éolienne, elle constitue les derniers complements du bassin d'Aquitaine.

Les acquits cartographiques accumulés durant les levés réalisés sur les feuilles d'Eauze (953) Crouzel 1989, de Nérac (901) Karnay 1996 et de Cazaubon (926) Platel 1990 ont bien sûr été mis à profit durant l'élaboration de la minute.

4.4-Conditions d'établissement de la carte

L'observation directe des affleurements est le plus souvent contrariée par les derniers recouvrements de sables éoliens et dans le domaine molassique par une altération superficielle rapide qui se transforme en colluvions sur les pentes raccordant les plateaux aux vallées.

La succession lithostratigraphique est déduite des différents sondages archivés à la Banque de Données du Sous-Sol. Malgré le peu d'affleurements, c'est surtout à la faveur d'aménagements de voiries, réfections de fossés de drainage ou de travaux routiers, que le maximum de coupes de terrain même tronquées, ont été levées pour accéder à une meilleure compréhension, tant du point de vue de l'organisation horizontale que verticale, des différentes séries exposées.

Le prolongement de certaines limites géologiques ont été souvent discernées par analyse stéréoscopique des photographies aériennes issues des missions les plus récentes de l'Institut Géographique National, puis confirmées sur le terrain.

5-DESCRIPTION DES TERRAINS NON AFFLEURANTS

L'acquisition de données concernant les dépôts non affleurants au droit du territoire de la carte de Montréal a été obtenue selon deux modes : l'un puise ses sources dans les résultats des prospections pétrolières, l'autre provient des essais de captages de réservoirs aquifères. Comme aucun sondage pétrolier ne figure sur l'emprise de la carte, les descriptions lithologiques issues des tests pétroliers de Losse 1 (926-4-21, Lo1) immédiatement à l'Ouest et de Moncrabeau 101 (928-2-1, Mc-101) à proximité de la limite Est de la carte ont été mises à profit pour reconstituer les terrains anté-cénozoïques. Pour les dépôts tertiaires quelques rares forages d'eau ont contribué à une meilleure connaissance de la superposition (Réaup 927-3-205, Le Trey 927-5-202 et Gondrin 953-3-16).

5.1-Paléozoïque

-Ordovicien :

Entre 1903 et 2035m de profondeur, le forage Mc 101 a reconnu des schistes silteux micacés sombres, parmi lesquels viennent s'intercaler des passées noires plus tendres, à l'aspect plissé et de fines venues de grès silteux à ciment dolomitique. Des miroirs de friction ont été notés ainsi que des plages psammitiques. Une analyse sur roche totale effectuée sur un échantillon provenant de 1984m de profondeur, révèle du quartz, des feldspaths, des argiles, des carbonates et de la pyrite assez abondante. La fraction argileuse comprend 72,5% d'illite, 15% de kaolinite et 12,5% de chlorite (A. Pelhate, T. Holtzapffel in F. Paris 1987). Au niveau des possibles caractérisations stratigraphiques par micro et macrofaune : dans l'échantillon prélevé entre 1986 et 1987m ont été reconnus des trilobites (*Taihungshania*) des graptolites dont *Azygograptus suecicus* (J.L. Henry, S. Willefert in F. Paris 1987). La cohabitation de ces diverses faunes permet de ranger ces sédiments dans l'Arénig. Sur Lo1 entre 2633 et 2701m sont décrits des quartzites fins durs et compacts, plus ou moins métamorphiques, montrant des zones froissées et admettant une fissuration notable. L'ensemble des 74 m forés montre un fort pendage des couches (60 à 70°).

Les faunes, la charge détritique fine, les micas, la pyrite et la matière organique peuvent faire placer cette sédimentation parmi les milieux marins proximaux proches de mangroves.

-Silurien à Permien :

De 1874 à 1903m de profondeur, ont été rencontrés par le sondage de recherche pétrolière Mc 101, des quartzites faiblement rosé passant à des grès gris verdâtre présentant des surfaces d'altérations ocre rouille, brun rouge, verdâtre, violacée et des schistes sériciteux micacés beige, brun rouge et verdâtre à plages finement psammitiques où des bioturbations sont visibles. On notera que les pendages affectant ces niveaux sont devenus faibles à sub-horizontaux, ce qui rend la discordance avec l'Ordovicien particulièrement spectaculaire. Ces dépôts contraints à leur base par la formation ordovicienne et à leur sommet par les épisodes triasiques, constitueraient l'équivalent de la sédimentation couvrant du Silurien au Permien. Ce reliquat de terrain de 39m d'épaisseur représenterait les vestiges laissés par les dépôts mais aussi les ablations et érosions successives ayant pu s'exercer durant pratiquement 160 millions d'années. En effet les processus d'altération liés aux multiples émergences durant cette longue période sont reflétés par les surfaces d'oxydation et les faciès de couleurs rouge ou violacé. D'une manière terrestre globale, l'étude des isotopes stables du carbone des carbonates marins (Knoll 1996) montre à ces époques une succession de brefs épisodes glaciaires, couplés à une régression généralisée (Forney 1975) qui pourraient expliquer la condensation de la sédimentation et les faciès à colorations particulières des dépôts reconnus par le forage Mc101.

5.2-Mésozoïque

-Trias :

Les formations représentant le Trias ont été recoupées par le sondage pétrolier Mc 101 de 1493 à 1874m de profondeur. Il est possible de les diviser très schématiquement en trois grands ensembles : deux séries évaporitiques à la base et au sommet, séparées par un épisode intermédiaire carbonaté marin.

-Les 13 premiers mètres composant la base révèlent des grès grossiers compacts à ciment dolomitique ou siliceux. Se développe ensuite sur 229m, une épaisse série d'argile salifère de couleurs bariolées à teinte brun rouge prédominante admettant quelques petites passées d'anhydrite fibreuse blanche ou rose.

-L'épisode carbonaté intermédiaire, débute par 41m d'alternances de fine dolomie gris beige et d'argile carbonatée gris foncé à gris verdâtre avec quelques passées ou inclusions d'anhydrite claire, relayées au dessus par 30m d'un calcaire dolomitique gris beige à fines passées d'argile noire. Des moules internes de petits lamellibranches ont été rencontrés. La sédimentation carbonatée est interrompue, sur 6m, par une argile tuffoïde brun rougeâtre à petites passées vertes, contenant de petits débris de tuf volcanique. Vient ensuite sur 34m un calcaire gris beige d'aspect zoné, à minces joints argileux noirs, irréguliers parfois bitumineux, à rares filonnets d'anhydrite blanche et une partie sommitale devenant dolomitique beige foncé à petites mouchetures de pyrite. Des débris d'échinodermes et de lamellibranches disposés en niveaux lumachelliques, ont été décrits à la base de cet épisode.

-Sur les 28m sommitaux, se développe ensuite, une anhydrite grise à petites passées de dolomie fine gris beige comportant des mouchetures d'anhydrite brune.

Cette superposition traduit du plus ancien au plus récent : après un faible épisode détritique chenalisant d'appartenance fluvio-lacustre, s'établit un premier contexte lagunaire, transgressé par des venues marines proximales à très faible tranche d'eau, parmi lesquelles s'inscrit un indice d'activité volcanique. Une légère régression favorise ensuite le retour à des milieux confinés.

-Hettangien :

La base de la sédimentation jurassique a été traversée sur 516m, de 977 à 1493m de profondeur, par le forage Mc 101. Ainsi peuvent être discernées deux séries carbonatées encadrant des faciès évaporitiques :

-A la base sur 19m s'est déposé un calcaire dolomitique gris beige plus ou moins foncé admettant de fines passées argileuses noirâtres renfermant parfois des joints stylolithiques à indentations subverticales. Ces joints confèrent à la roche un aspect zoné. Il a été recueilli dans ce niveau de petits débris de lamellibranches et de brachiopodes.

-Viennent ensuite des sédiments à forte tendance évaporitique sur 482m. Ils sont formés d'anhydrite grise ou blanche entrecoupée de lentilles ou de fines intercalations dolomitiques gris foncé mouchetées d'anhydrite ou parsemées d'inclusions de sel gemme jaunâtre. Ces passées dolomitiques deviennent de plus en plus épaisses en se rapprochant du sommet de la série jusqu'à présenter 20m de puissance entre 1045 et 1065m de profondeur.

-La partie sommitale, sur 53m, est composée par des calcaires micritiques gris à gris beige avec quelques passées plus sombres zonées et fortement dolomitiques.

L'évolution verticale des dépôts fait se succéder du plus ancien vers le plus récent des milieux marins de plateforme proximale, puis des milieux confinés, pour ensuite revenir à des contextes proximaux aux influences marines de plus en plus marquées. P. Renneville par une approche palynologique (in Curnelle 1983) a démontré sur l'ensemble de l'Aquitaine, l'hétérochronisme de ces formations qui peuvent s'étendre du Rhétien moyen à l'Hettangien, selon la position géographique qu'elles occupent sur l'emprise du bassin de sédimentation.

-Sinémurien à Pliensbachien :

Le forage Mc 101 a reconnu sur 94m d'épaisseur une série carbonatée chargée en matière organique. Ainsi de la base vers le sommet :

-de 977 à 920m de profondeur, figurent des alternances d'épaisseur irrégulière constituées de marno-calcaire gris sombre et de marnes noires plastiques où sont décrites quelques mouchetures de pyrite, de rares et fines veinules de calcite, ainsi que quelques rares débris de rostrés de bélemnites.

-de 920 à 883m a été rencontré un calcaire gris beige légèrement bioclastique, finement gréseux, micacé, localement pyriteux et parcouru par quelques filonnets de calcite. On notera toutefois que de 920m à 905m de profondeur, il devient glauconieux et comporte quelques passées d'argile noire. Les fossiles observés (articles de pentacrines, térébratules, bélemnites, lamellibranches) peuvent parfois être épigénisés par de la silice. Sur le forage Lo1, le Pliensbachien se termine par un niveau ferruginisé de trois mètres d'épaisseur.

La sédimentation semble s'être d'abord effectuée dans un contexte marin de plate-forme distale puis par une légère régression, migrer vers des milieux de dépôts de plate-forme proximale, pouvant même être portés à l'exondation durablement à la fin de cette période (cf les trois mètres d'altération sommitale).

-Toarcien Aalénien :

La série représentant cette période est fortement condensée. De 883 à 839m de profondeur ont été décrits sur le forage Mc 101 des argiles noires micacées légèrement dolomitiques, parfois finement gréseuses et pyriteuses comportant au sommet (de 847-839m) des dolomies fines gris beige. Cette passée dolomitique peut représenter l'Aalénien. Sur le sondage Lo1 on note que le Toarcien réduit à 11 mètres, est composé essentiellement de marno-calcaires gris foncé.

Le contexte de mer ouverte semble de nouveau être installé.

-Bajocien à Bathonien :

De 832 à 722m de profondeur le forage Mc 101 a recoupé une série carbonatée pouvant représenter les épisodes bajocien et bathonien. Le descriptif fait apparaître une sédimentation marine monotone et azoïque composée par des calcaires dolomitiques gris beige plus ou moins sombres. La dolomitisation présente une cristallisation généralement fine mais prend parfois des aspects saccharoïdes aux cristaux plus développés. La partie sommitale montre des fantômes d'oolithes. Au point de vue porosité il a été noté de 780 à 805m de petites fissures et des passées géodiques ou vacuolaires, alors que de 759 à 773m la roche plus ou moins bréchique montre un faciès caverneux. Peu de fossiles ont été observés, si ce n'est de 789 à 805m quelques bioclastes non identifiés.

Le contexte sédimentaire fait partie du domaine marin de plate-forme. L'altération sommitale (bréchification, karstification) peut être dû à un abaissement marqué du niveau marin imposant une chute du niveau de base.

-Callovo-Oxfordien :

Sur 36m d'épaisseur (de 686 à 722m) l'ouvrage de recherche pétrolière Mc101 a traversé des calcaires beige à gris beige, légèrement bioclastiques, généralement oolithiques, parfois finement pyriteux et vacuolaires. Des débris d'échinodermes, foraminifères, lamellibranches et brachiopodes ont été observés. Les milieux de dépôts marins ayant engendrés de telles sédimentations se situent au sein de la plate-forme proche de la barrière.

Il est possible que la partie supérieure de la formation oxfordienne soit tronquée par érosion et ne présente qu'une partie de son épaisseur originelle. La proximité de la structure de Montauban peut aussi faire envisager une lacune par non dépôt.

-Jurassique supérieur :

Plus à l'Ouest sur le forage Lo1 depuis 807m jusqu'à 1603m de profondeur sont représentés les dépôts du Jurassique supérieur jusqu'au Thitonien. Ils sont composés de bas en haut par des niveaux marno-calcaires (« les Marnes à ammonites ») de dolomies (« Calcaires de St Martin et Marno-calcaires de Lamarque ») de calcaires micritiques (« Calcaires à lithuolidés ») et enfin des calcaires dolomitiques. Entre parenthèses figurent les anciennes appellations mises en place par les géologues d'exploration pétrolière que l'on retrouve sur les relevés de coupes de forages. Seuls les marno-calcaires de la base sont caractérisés stratigraphiquement par le recueil entre 1576 et 1584m de profondeur d'ammonites et bélemnites (*Atxioceras*, *Streblites* et *Glochiceras nimbatus*). Les faciès et la faune semblent indiquer des milieux de dépôts appartenant au domaine marin de plateforme.

-Crétacé supérieur :

D'Ouest en Est, c'est à dire en utilisant les données des forages de Losse 1, Réaup (927-3-205) puis Moncrabeau 101, l'épaisseur du Crétacé supérieur rencontré passe respectivement de 230m à 52m pour n'être plus représenté sur le sondage le plus oriental. Cette disposition diminuant puis faisant disparaître le Crétacé d'Ouest en Est a déjà été mise en évidence au droit du département du Lot et Garonne. Les mouvements verticaux de la structure de Montauban semblent toujours être le moteur du phénomène.

-Cénomaniens :

De 707,5m à 807m le sondage Lo1 a recoupé des épisodes carbonatés attribuables au Cénomaniens. De bas en haut :

-Sur 7m ont été traversés des calcaires crayeux gris beige grossiers micrograveleux,

-Sur 11m ensuite un calcaire crayeux blanc à beige micrograveleux, présentant de fines intercalations de calcaire marneux gris sombre,

-Sur 82m un calcaire blanc crayeux alternant avec un calcaire beige bioclastique gréseux parfois micrograveleux.

Les faciès décrits indiquent des milieux de dépôts marins appartenant à la plateforme externe.

-Turonien :

Le forage Lo1 a reconnu sur 42m d'épaisseur, de 707,5 à 665m de profondeur, un calcaire bioclastique à ciment crayeux blanc tendre, alternant avec des passées légèrement marneuses, de teinte grise. Vers 690m de profondeur, ont été notés quelques nodules de silex orangés.

Les milieux de dépôts continuent à se situer sur le domaine marin de la plateforme externe.

-Coniacien :

Sur 77m d'épaisseur entre 588 et 665m de profondeur la description du forage de Lo1 fait apparaître un calcaire gris beige compact gréseux, alternant avec des passées calcaires crayeuses gris blanchâtre. Le pôle détritique de la sédimentation laisse penser à une évolution des milieux de dépôts vers la plateforme interne.

5.3-Cénozoïque :

-Paléocène :

La sédimentation rapportée au Paléocène ne se développe que sur 11m d'épaisseur au droit du sondage Lo1, elle est à peine plus épaisse sur Mc101 (21m) alors que sur Réaup (927-3-205) elle semble absente. Le peu d'épaisseur ou l'absence de ces dépôts est à mettre en relation avec les contraintes topographiques imposées par le môle de Montauban situé légèrement au Nord-Est. Sur Lo1, 11m de marnes gris mauve sableuses plus ou moins plastiques auxquelles correspondent les 21m d'argiles bariolées graveleuses finement sableuses du sondage Mc101. Les faciès rencontrés, marnes gris mauve sableuses plus ou moins plastiques et argiles bariolées graveleuses finement sableuses du sondage Mc101 évoquent des milieux de dépôt fluvio-lacustres ou lagunaires ayant subis une ou plusieurs périodes d'exondations.

-Eocène inférieur :

Le sondage Lo1 montre sur 60m d'épaisseur (517 à 577m de profondeur) deux niveaux calcaires gréseux beige puis gris parfois glauconieux et contenant une faune d'alvéolines. Cette sédimentation correspondrait à l'Yprésien des « Grès et calcaires à nummulites ». Sur un transect Est Ouest de l'Aquitaine a été reconnu dans cette formation un hétérochronisme qui la fait passer de l'Yprésien inférieur dans l'Aude, au Cuisien inférieur à l'Est du Béarn et au Lutétien supérieur (NP15-NP16) vers Grenade/Adour (Cavelier et Al. 1997). Des marnes bariolées (gris à brun rouge et verdâtre) admettant des niveaux de gypse fibreux ont été reconnues par le sondage Mc101 sur 73m (592 à 665m de profondeur). Cette sédimentation lagunaire en bordure du môle de Montauban pourrait être rapprochée elle aussi de l'Yprésien.

La partie supérieure de l'Eocène inférieur est représentée sur le sondage Lo1 par 70m de sables blanc à gris verdâtre fins à grossiers, contenant des nodules pyriteux et des niveaux à matière organique. La base légèrement plus argileuse contient une microfaune à *Nummulites globulus*. Le sondage Mc101 de 492 à 592 m de profondeur a rencontré lui aussi des sables gris, moyens à grossiers contenant des graviers de quartz, épisode pouvant être attribué au Cuisien. Dans des faciès légèrement plus argileux, une analyse pollinique effectuée sur le forage de Gondrin (953-3-16) (G.Farjanel in Crouzel 1989) avait révélé un contexte de mangrove (*Nypa*). Ces environnements détritiques longtemps dénommés « Sables de Lussagnet » sont actuellement regroupés sous le vocable « Sables infra-molassiques ». Leur dépôt, progradant sensiblement d'Est en Ouest, contribue à leur caractère hétérochrone (Cavelier et Al. 1997). Ces milieux de sédimentation appartiennent aux contextes de fronts deltaïques.

-Eocène moyen à supérieur :

Pouvant débiter à l'Eocène inférieur (Capdeville 1998) les épandages fluvio-lacustres de type molasse vont se généraliser ensuite sur le bassin d'Aquitaine. Peu ou pas de marqueurs ont été rencontrés pour affiner leurs limites stratigraphiques au droit de la carte. Le sondage Lo1 reconnaît sur 214m d'épaisseur de 233 à 447m de profondeur environ 6 séquences décelables sur le relevé diagraphique. Il en est de même sur le sondage Mc101 entre 230 à 492m de profondeur. Les parties argilo-carbonatées montrent généralement des couleurs rappelant la marque de faciès pédogénétiques. Le sommet de l'Eocène supérieur semble être marqué sur le sondage Lo1 par 7m de calcaire marneux blanc, alors que sur le sondage 927-5-202, 8m de marne hématisée peuvent aussi représenter l'exondation sommitale. Les différents faciès décrits sur les sondages permettent de situer les milieux de dépôts dans le contexte fluvio-lacustre de plaine d'inondation subissant des mises en eau intermittentes.

-Oligocène :

La sédimentation oligocène semble représentée sur le sondage Lo1 de 73m à 233m de profondeur. La partie inférieure recoupée de 189m de profondeur à 233m est composée de trois séquences de type sable fin, silt carbonaté et argile carbonatée jaunâtre. Ces dépôts pourraient être l'équivalent de la formation des Molasses du Fronsadais. De 169 m à 189m de profondeur le calcaire beige grossier gréseux bioclastique à numulites se positionnerait comme l'équivalent du Calcaire à Astéries. De 73m à 169m de profondeur, le sondage Lo1 semble avoir traversé les molasses de l'Agenais composées par des argiles carbonatées sableuses jaunâtre à grisâtre. Les niveaux sableux argileux jaune clair rencontrés de 120 à 128m de profondeur peuvent être assimilés au mur de la molasse supérieure de l'Agenais. La séparation de ces deux épisodes molassiques est le plus souvent marquée par le niveau des Calcaires de Nérac. On notera que les sondages de recherche d'eau (927-3-203, 927-4-206 et 927-4-208) montrent au sommet des Molasses de l'Agenais une argile rubéfiée significative d'un arrêt de sédimentation, phénomène déjà rencontré à l'affleurement, en rive droite de la Garonne.

Sur toute la période oligocène, mis à part l'incursion marine correspondant au Calcaire à Astéries, le contexte sédimentaire fluvio-lacustre perdure.

6-DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

6.1 Oligocène

g1C : Calcaire de Nérac (Rupélien) (0 à 6m visibles)

Les molasses de l'Agenais sont parfois séparées en deux complexes inférieur et supérieur par une passée carbonatée lacustre de faible épaisseur (6 mètres au maximum). Visible au lieu dit Menjoulet, en rive gauche de l'Osse, il se présente sous un faciès blanc micritique dur à plages claires gris rosâtre. Localement il est parcouru par une porosité millimétrique ouverte qui admet toutefois quelques remplissages de calcite le plus souvent translucide. Une faune de gastéropodes a été mise en évidence. Les moules internes de planorbes, limnées et hélicidés semblent rattacher cette formation au passage du Rupélien au Chattien (Capdeville 1976).

Ce niveau calcaire, lorsqu'il existe, possède une forte capacité à favoriser les altérations de type karstique, ce qui en fait un bon aquifère local.

g1As : Molasse de l'Agenais supérieure (Rupélien : Stampien supérieur) (0 à 15m visibles).

Comprise entre les dépôts attribués au Calcaire Blanc de l'Agenais et le sommet des niveaux du Calcaire de Nérac la sédimentation représentant la molasse supérieure de l'Agenais ne se rencontre à l'affleurement que dans le fond des vallées les plus encaissées de la carte. Si la base des bancs carbonatés de la formation des Calcaires blancs de l'Agenais est morphologiquement discernable, il n'en est pas de même de la partie supérieure de la molasse de l'Agenais qui est le plus souvent dissimulée sous des colluvions. Sur les flancs de la vallée de l'Osse et de l'Auzoue quelques rares affleurements exposent des argiles carbonatées silteuses micacées comportant des colorations pédogénétiques. Aucune référence chronologique n'a été découverte sur le territoire de la carte pour dater ces formations. Pour rencontrer des marqueurs stratigraphiques spécifiques de ces niveaux fluviolacustres il faut faire appel au site de Lamilloque (carte de Penne d'Agenais, 879). Étudiés par Brunet 1975 du point de vue mammalogie, par Feist 1977 en se basant sur les charophytes et Ringeade 1978 en référence aux dents de rongeurs, ces dépôts peuvent être rattachés au Stampien supérieur terminal. Les superpositions des différents faciès rencontrés traduisent des milieux de dépôts de plaine d'inondation sous climat chaud.

6.2 Miocène

m1aC : Calcaire blanc de l'Agenais (Aquitaniens inférieur) (3 à 12m)

Représenté surtout sur les flancs des petites vallées parcourant la carte où il dessine le plus souvent un petit décrochement quand ce n'est pas une petite falaise ponctuant la morphologie du paysage, le Calcaire blanc de l'Agenais indique la base du Miocène. De couleur beige clair à jaunâtre, le plus souvent dur, micritique il peut présenter plusieurs faciès évoquant les milieux lacustres. Il est possible d'y rencontrer une porosité millimétrique, plus ou moins flexueuse, des recristallisations calcitiques translucides en filonnets ou en géode, des niveaux de brèche intraformationnelle et des passées à taches jaunes. Les affleurements les plus démonstratifs se situent dans les vallées de l'Auzoue et de l'Osse.

Sur l'emprise de la carte, ces horizons calcaires ne sont pas porteurs des traces de gastéropodes mises en évidence légèrement plus au Nord dans la région de Nérac (associations à *Caséolus raulini* et *C. ramondi* in Capdeville 1976). Cavaillé 1962 signale au Nord Est dans la région d'Agen : *Planorbis cornu*, *Limnea pachygaster* et *Cyclostoma antiquum*.

La formation des Calcaires blancs de l'Agenais a historiquement fait l'objet d'attributions stratigraphiques plus ou moins évolutives. Anciennement placée au sommet de l'Oligocène en

référence au gisement de mammifères de Pauilhac (Richard 1948) elle a été remontée à la base du Miocène (Aquitaniens inférieur) par comparaison avec le parastratotype de Carry le Rouet (Cavelier 1972). En toute logique sédimentaire elle pourrait se rattacher au Stampien supérieur car elle termine l'évolution séquentielle de l'épisode fluvio-lacustre des molasses supérieures de l'Agenais.

Ces sédimentations et les biotopes des faunes décrites évoquent des milieux de dépôt continentaux sous climat chaud. De tendances endoréiques ils ont favorisé le dépôt de boues carbonatées aptes à poursuivre une évolution diagénétique vers des calcaires lacustres indurés et parfois des calcrètes.

m1a : Marnes à *Ostrea aginensis* (Aquitaniens inférieur) (10 à 25m)

La formation des Marnes à *Ostrea aginensis* représentent l'épisode intermédiaire de ce que les anciens auteurs nommaient la trilogie agenaise. Sur les 10 à 15m déposés se diversifient plusieurs faciès soient marins soient continentaux. La base est occupée par les faciès continentaux, la partie intermédiaire par les dépôts sous influence marine et la partie sommitale voit de nouveau apparaître des venues fluvio-lacustres le plus souvent de faible épaisseur. La base des faciès fluvio-lacustres est détritique parfois chenalisante (Montréal, fig. 2) pouvant présenter des stratification à plans obliques (10 à 15°) comportant des graviers de quartz, des galets mous silteux jaunâtres et parfois de petits nodules algaires plus ou moins sphériques. La plus grande partie de ces niveaux sont toutefois argilo-carbonatée silteux beige à marmorisations jaune renfermant surtout en partie sommitale des nodules centimétriques de calcaire blanc pulvérulents. Le sommet de ces venues molassiques montre aussi des traces de paléosols, marrons plus ou moins indurés (fig.1). Les faciès marins débutent le plus souvent par des niveaux peu épais gréseux gris, tendres, à éléments quartzueux fins à moyens contenant des foraminifères et des bryozoaires. Ces petits niveaux sont le plus souvent surmontés par des passées argilo-carbonatées gris vert sableux à huîtres (coupe de Nauchon-Baudignan, fig.3). Les valves d'huîtres sont souvent conservées en position de vie, mais leur taille importante les rend fragiles (sortie sud de Sos). Ces accumulations ont fourni des ostréidés du type *Ostrea aginensis*, *O. producta*, *Arca cardiiformis* mais aussi *Cerithium bidentatum* et *C. lignitarum*. Les couches à huîtres sont généralement scellées par des argiles carbonatées bleu vert. Dans les niveaux sommitaux Bourdillon in Karnay 1996 a dressé une liste faunistique comprenant de nombreux débris de lamellibranches, d'échinides, bryozoaires et madréporaires associés à des foraminifères benthiques (*Pararotalia burdigalensis*, *Cribrononion falunicum*, *Rosalina douvillei*). La partie sommitale de facture continentale est le plus souvent dissimulée sous les colluvions. Des environnements détritiques équivalents aux faciès de base de la formation ont fournis à Ringeade 1978 par l'étude des dents de rongeurs (*Titanomys visanoviensis*, *Eucricetodon aquitanicus*) et à Feist 1977 par l'analyse des oogones de characées (*Rabdochara langeri* et *Nitellopsis meriani*) des repères permettant de rapprocher ces niveaux de l'Aquitaniens inférieur.

m1b. Calcaire gris de l'Agenais (Aquitaniens moyen à supérieur) (1 à 15m)

Ces niveaux carbonatés peuvent présenter une épaisseur allant jusqu'à 15m. Dans son faciès caractéristique ce calcaire micritique palustre gris parfois très sombre, montre souvent une porosité subverticale de tubules centimétriques à décimétriques parfois tapissés par un film ocre pour les plus fins. Sur les zones de plus fortes épaisseurs (Poudenas, Villefranche de Mézin) on distingue une disposition stratiforme édifiée selon des bancs subhorizontaux d'une épaisseur variant de 30 à 80 cm. Les niveaux les plus chargés en matière organiques dégagent une odeur

caractéristique à la cassure. Plusieurs faciès ont toutefois été rencontrés reflétant des milieux de dépôt différents :

- Des strates de calcaire palustre sombre alternant avec des niveaux calcaires marneux tendres gris souris (Poudenas),
- Des calcaires argileux gris clair à nodules blanc subarrondis centimétriques durs (Villeneuve de Mézin, fig. 4),
- Des calcaires lacustres micritique beige clair à nodules centimétriques.

Localement ces assises calcaires peuvent montrer des moules internes de planorbes (en majorité) quelques limnées et hélicidés. Généralement l'association faunistique est composée par *Planorbarius cornu*, *P. crassus*, *Radix fabulum*, *R. subovata*, *Helicodonta involuta* (Rey in Capdeville 1976). En position sommitale de cette formation, 5 km au Nord-Est de Nérac une charoflore a permis à M. Feist in Capdeville 1987 de déterminer l'association *Stephanochara berdotensis*, *Chara notata*, *Rhabdochara langeri* qui montre une appartenance à la zone à *Rantziniella nitida* (Aquitaniens moyen)

Les milieux de dépôt qui ont permis la sédimentation de ces calcaires s'inscrivent dans un contexte palustre à faible tranche d'eau favorisant l'implantation d'une végétation aquatique, biotope principal de la malacofaune reconnue.

m 2 . Formation des calcaires de Gondrin et de Herret (Burdigalien inférieur) (30 à 40m)

La formation des calcaires de Gondrin et de Herret regroupe deux séquences molassiques superposant des niveaux argilo-sableux carbonatés surmontées chacune par un niveau calcaire. Le banc repère calcaire supérieur se note sans trop de problème sur le terrain. Il n'en est pas de même de son soubassement molassique très discret au niveau des affleurements.

Les faciès molassiques sont le plus souvent de facture argilo-carbonatée silteuse jaunâtre à taches bleue et verte indiquant qu'une pédogenèse a suivi le dépôt de ces sédiments. La base est très légèrement détritique et le sommet le plus souvent vert foncé, comporte généralement des nodules carbonatés centimétriques à décimétriques. La fraction argileuse des molasses se révèle de type gonflante. Elle contient 60% d'illite pour 40% de smectite (Villemur 1995). Deux types de nodules décimétriques mamelonnés apparaissent dans la partie supérieure :

- des septarias à fentes de retrait en partie colmatées par de la calcite translucide et des mouchetures de manganèse surtout à la périphérie,
- des nodules de calcite rayonnante adoptant des formes particulières évoquant un écoulement lent et visqueux.

On notera que du gypse en rognons a été signalé dans ces dépôts par Jacquot 1870 légèrement au sud de la limite de la carte, à l'Est de Mouchan. Le niveau des calcaires de Gondrin généralement peu épais est de type marneux sur les rares affleurements où il est exposé. Il présente un aspect blanc crayeux à taches jaunâtre. Il n'atteint ni l'épaisseur (5 à 12m) ni la dureté du calcaire de Herret dont les entablements ont fait et font encore l'objet d'exploitations en carrières (Panblanc, Lauraët, Béon). De couleur beige clair, micritique, dur, il présente un pseudo-litage subhorizontal. Certains niveaux montrent une microporosité et des cavités géodiques centimétriques partiellement colmatées par de la calcite transparente. De même on note des passées de brèche intraformationnelle à éléments subarrondis plus clairs que le ciment. La partie basale (fig. 5) peut présenter des signes de nodulification, mais aussi de petits granules roulés de calcaire gris ou blanc.

Les marqueurs chronologiques pour les épisodes de base sont à rechercher sur la carte géologique d'Eauze immédiatement au Sud. Les sables fossilifères d'Estrepouy ont fournis à Roman et Viret 1934, Richard 1948, Ginsburg 1967, une riche faune de vertébrés (lagomorphes, rongeurs,

artiodactyles et périssodactyles) datant ces niveaux du Burdigalien basal. Pour ce qui est des malacofaunes liées aux épisodes calcaires lacustres, Astre1932 décrit dans la carrière de Panblanc (3 km au Sud de Montréal sur la D.113) *Helix turonensis*, *H. larteti*, *Limnea pachygaster* et *planorbis sansaniensis*.

Sur le site de Béon à proximité nord de l'ancienne carrière de Panblanc les fouilles entreprises par le Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse ont permis à F. Duranthon et son équipe d'inventorier une riche faune de micro-mammifères, mammifères, reptiles mais aussi amphibiens et oiseaux qui rattachent ces horizons aux niveaux MN4 (Burdigalien supérieur). La fraction argileuse du niveau fossilifère montre une forte proportion d'illite (80%) associé à 20% de smectite Villemur1995. La juxtaposition d'espèces inféodées aux milieux marécageux aquatiques (*Ampelomeryx*, *Dinotherium*, *Diplocynodon*, oiseaux, planorbes, limnés) montre qu'une succession de mise en eaux et d'assèchements (surfaces durcies, septarias fig. 6) ont concourus à regrouper sur un biotope très localisé des éléments faunistiques très particuliers. En effet ce très riche gisement toujours en cours de fouille a permis la découverte de mammifères jusqu'ici encore inconnus en Europe (*Dinotherium* cousin de l'éléphant et *Ampelomeryx* cervidé à oxicones). D'autre part les données floristiques issues des analyses pratiquées par Suc1994 (non publiées) laissent apparaître une forte proportion d'herbacées (60%) suggérant un milieu ouvert alors que la présence d'éléments halophytes (*Amaranthaceae*, *Caryophyllaceae*, *Plumbaginaceae*) indiquerait la proximité relative d'un rivage marin (sans pour autant exclure la possibilité de transports éoliens ?).

m1b2 Formation des calcaires de Larroque Saint Sernin (Burdigalien moyen)

La formation molassique dite de Larroque Saint Sernin regroupe les trois séquences décrites par Crouzel1957 sous les appellations : niveau de Pellécahus, niveau de Lectoure inférieur, niveau de Larroque Saint Sernin. Chaque évolution sédimentologique comporte des faciès gréseux à la base, des argiles carbonatées en faciès intermédiaire et des passées calcaires au sommet. Il est cependant difficile d'observer à l'affleurement, une superposition continue. Les plus aisés à retrouver sont les passées calcaires lacustres généralement blanc crayeux grumeleux à noduleux rarement très indurés (Goalard, lieu dit Les Cabanes au Nord de Larresingle, lieu dit Couchet au Sud de Larresingle). Ces niveaux ne se reflètent pas dans la morphologie locale par un ressaut marqué. Les faciès argilo-carbonatés blanc à taches jaunâtre pouvant comporter de petites nodulifications, sont parfois discernables dans les labours et les bordures de fossés recalibrés (lieu dit Bellevue NW de Labarrère, Sud d'Arquizan, à proximité du château du Marrin NE de Goalard, Mouliès au N de Castelnaud d'Auzan, fig.7). Les niveaux détritiques de la base de la formation sont particulièrement discrets. Dans la partie Sud du village de Larresingle affleure un grès siliceux fin gris carbonaté micacé peu induré.

Les marqueurs stratigraphiques sont à rechercher à l'Est de Condom sur le gisement de La Romieu. Ont été mentionnés parmi les plus marquants des mammifères : *Dinotherium cuvieri*, *Trilophodon angustidens*, *Ceratorrhinus tagicus*. L'ensemble de la faune étudiée par Roman et Viret1934 rattache cette formation au Burdigalien moyen. Les différents faciès et les associations faunistiques évoquent des milieux de dépôts fluvio-lacustres à lacustres sous climat chaud.

m2cM Formation molasse type Armagnac et de type calc sup. Lectoure

A proximité sud de Larresingle, au dessus de la côte +170 m NGF, s'individualise sur une faible surface, un niveau marno-calcaire d'environ 5 à 8 mètres d'épaisseur. Il semble appartenir à la formation des Calcaires Supérieurs de Lectoure si l'on prend pour référence les dépôts mis en évidence sur la carte Eauze quelques kilomètres au Sud. Les marqueurs stratigraphiques sont à

rechercher dans les grès de Foissin (légèrement à l'Est de Lectoure) où Roman et Viret 1934 ont étudiés une faune de mammifères datée du Burdigalien supérieur (*Anchiterium aurelianense*, *Stenofiber depereti*).

m 4 Formation des Sables Fauves équivalent marin (Langhien-Serravallien)

La formation des Sables Fauves comprend généralement à la base une sédimentation marine peu profonde et des apports continentaux toujours détritiques au sommet. Des témoins de ces dépôts marins se rencontrent sur la moitié ouest du territoire de la feuille. Cette formation ravine et recouvre pratiquement tous les niveaux du Miocène au dessus des Calcaires gris de l'Agenais. Gardère2002 s'est employé à réviser stratigraphiquement et sédimentologiquement les coupes en grande partie déjà mentionnées par les anciens Tournouer1874, Dolfus1915, Astre1925 et plus récemment Ginsburg1967, Crouzel1989, Dubreuilh et Al.1995, Cahuzac et Al.1995, Rey et Al.1997. D'après l'altitude de leur base respective, il est possible de distinguer à proximité de Sos, deux unités en position emboîtée équivalent au processus classique en matière de terrasses alluviales quaternaires. La plus élevée, Peyrecrèchen (2,5 km au NW de Poudenas) montre une base de dépôts à +145m NGF, alors que sur la coupe de Matilon (2,3 km E de Sos) la base des sédiments de l'autre unité, se rencontre à +116mNGF. Les datations font rattacher l'épisode le plus bas au Serravallien (Matilon) avec *Praeorbulina* gr. *glomerosa* et le plus haut (Peyrecrèchen) au Langhien grâce à *Praeorbulina sicana* et aux mammifères *Megacricetodon* cf *fournasi* et *Aceratherium incisivum* appartenant donc aux zones MN 7-8 ou MN9 (Rey97, Gardère2002). Ces deux épisodes marins épicontinentaux, présentent des faciès sensiblement identiques : sable fin à moyen, grès à ciment calcito-dolomitique, galets calcaire roulés et perforés, grès calcaire bioclastique peu induré, très poreux, renfermant des lamellibranches (*Pecten* et *Crassostrea crassisima*). La palynoflore recueillie sur la coupe de Sansot (fig.8) est constituée par une association de *Pinacea*, *Abietacea* et *Quercus* alors que *Globigerina praebulloides*, *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Praeorbulina glomerosa* et *Globoquadrina baroemoenensis* composent la majorité du groupe des foraminifères planctoniques (Gardère2002). La mise en place de l'ensemble de ces dépôts s'est effectuée sous climat chaud comme l'atteste la présence de *Globigerinoides* gr. *trilobus* et d'altérites continentales ferrugineuses. Les deux domaines marins épicontinentaux (Langhien et Serravallien) ont été sédimentés dans des environnements quasi identiques, peu profonds à eaux chaudes agitées de plateforme interne ouverte. Ils se démarquent toutefois l'un de l'autre par une chute du niveau marin (environ 35m) au passage Langhien Serravallien et une surface transgressée moindre pour le Serravallien (fig.9) dont les rivages sont contrôlés par la topographie héritée du Langhien.

m 3 Formation des Sables Fauves équivalent continental (Serravallien)

Les Sables Fauves issus de dépôts continentaux (région de Castelnaud d'Auzan, Arquizan) sont constitués sur une épaisseur de 5 à 10m par des sables quartzeux généralement fins à moyens ocre jaune avec des variations colorées allant du blanc à la base au marron rougeâtre vers le sommet. La base mais plus généralement le sommet peuvent présenter des grès ferruginisés d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique (SE d'Arquizan). La granulométrie des éléments quartzeux varie de fine à moyenne. Les grains subarrondis sont recouverts d'une cuticule d'oxyde de fer qui donne la teinte jaune rouille à la masse sableuse. Quelques stratifications obliques sont reconnaissables. A la base figurent plutôt des graviers ferruginisés alors qu'au sommet les grès peuvent prendre des aspects scoriacés rouge brun. Outre les éléments quartzeux majoritaires, ils contiennent des micas blancs et deux cortèges majeurs de minéraux lourds (Bergougnoux et Crouzel1949, Duplaix1956 et Feinberg1964). L'un renfermant andalousite

tourmaline et staurotide provient de la désagrégation des roches métamorphiques, l'autre à rutile anatase et zircon, atteste de l'altération des massifs granitiques. Ce qui semble désigner les Pyrénées comme seule province d'origine.

On notera que les niveaux de grès durs quartzitiques et parfois dolomitiques déjà mis en évidence sur les cartes Aire sur l'Adour (Capdeville et Al.1998), Nogaro (Capdeville1991) ont servi de matériel de taille pour les hommes préhistoriques (Millet1999). Ce faciès particulier pourrait être issu d'une diagenèse précoce se produisant à proximité du contact eau douce eau salée (Gardère2002) mais il serait possible de le rapprocher de l'hypothèse de diagenèse tardive, exposée au sujet des grès de Fontainebleau par Thiry et Al. 1988.

La mise en place des dépôts détritiques s'effectue selon un mode progradant. Les variabilités colorées et les niveaux ferruginisés témoignent d'un climat chaud à fréquentes exondations.

m5- Formation des Glaises bigarrées (Tortonien) 0à 5m

Cette formation argileuse a subi une forte érosion de la part des apports détritiques plio-quaternaires, elle n'apparaît plus qu'en couronnement de certains interfluves de l'Ouest de la feuille (au Nord et au Sud de Labarrère, au Sud de Castelnau d'Auzan et plus largement de Saint Criq à Gabarret). Ces niveaux argileux sont reconnaissables à leur coloration gris jaune, bariolés par des marbrures bleu, vert, rouge violet ou blanc. De consistance généralement plastique, elles sont à dominante d'illite. La base de la formation comporte parfois de petits lits silto-sableux. La partie sommitale montre une rubéfaction plus intense et souvent des traces de manganèse. La fraction silteuse a fait l'objet d'extractions de minéraux lourds (Liepman1980) qui ont révélés un cortège de type épidote, apatite, sidérose, tourmaline et zircon. Cette formation ne semble pas présenter sur l'ensemble des affleurements de la superficie cartographiée de marqueurs chronologiques. Plusieurs sites régionaux ont toutefois permis une approche stratigraphique : Arjuzanx (Huard1974, Grégor1985, Suc et Al.1986) Orignac (Guérin1980) ou Capvern (Bugnicourt et Al.1988). Les palynoflores (en majorité des taxodiacés) et les associations de mammifères (*Hipparion* et rhinocéros) semblent indiquer un âge tortonien.

Le dépôt des Glaises bigarrées ont pu s'effectuer dans une vaste plaine d'inondation soumise à de fréquentes décrues et exondations.

6.3 Plio-Quaternaire

Les différentes formations détritiques (Arengosse, Onesse, Castets, Sable des Landes) définies sur les cartes géologiques situées vers la bordure atlantique des Landes de Gascogne sont ici fortement condensées sur quelques mètres d'épaisseur et il est complexe de discerner les limites séparant les différents épandages.

pIV-Formation d'Arengosse-Onesse

Entre les îlots constitués par les levées molassiques se sont déposés des sables fins à moyen quartzeux blanchâtre contenant quelques petits graviers subarrondis de quartz (0,5 mm). La matrice de ces sables est très légèrement argileuse. Un lessivage dû à la pluie laisse dans les flaques d'eau un résidu kaolinique. Il n'a pas été mis en évidence sur le territoire cartographié de niveau argileux organique susceptible de fournir un appui stratigraphique par l'intermédiaire de résidus polliniques. Aussi la corrélation ne sera basée que sur des critères faciologiques et géométriques qui pourront se rattacher à des éléments mis en évidence sur Morcenx (924) ou sur Lit et Mixe (923) où la microflore (*Pinus diploxylon*, caryophyllacées, éricacées) suggère un âge fini Pliocène. La mise en place de ces niveaux semble s'être effectuée en milieu fluvial, sous faible épaisseur d'eau pouvant parfois interrompre son écoulement.

NF1-NF2-Formation du Sable des Landes

Dans la partie la plus orientale de la formation du Sable des Landes, il est difficile de distinguer entre les niveaux NF1 et NF2 du fait de la faible épaisseur de ces dépôts et des remaniements qui les affectent. Le dernier placage détritique du comblement du bassin des Landes de Gascogne est constitué par un sable jaune clair formé de grains de quartz fins arrondis opaques accompagnés par quelques éléments noirs. La forme et la texture superficielle des éléments dénotent dans leur grande majorité un façonnage éolien. La partie la plus basale peut présenter des granules montrant des signes de transport fluviaux. Les sables subissent parfois une action pédogénétique du type podzolisation aliotique qui peut induire localement des niveaux subhorizontaux en leur donnant une couleur marron sombre. La mise en place de cette formation, si l'on se réfère à l'étude Thibault 1965 effectuée plus à l'Ouest (Sabres) ainsi qu'aux analyses polliniques Paquereau 1978, aurait eu lieu au Würm III et IV.

Dya- Dunes éoliennes

Au cours de l'époque sub-boréale (deuxième partie de l'Holocène), les vents soufflant de l'Atlantique, remanient et transportent des particules siliceuses en provenance des niveaux détritiques balayés en zone côtière. Cette action éolienne prolongée aboutit à la formation de dunes amiboïdes de type parabolique, aux bras tournés vers l'Ouest. La dissymétrie de pente entre les versants au vent et sous le vent indique un soufflage en provenance du N260 à N280°. Les dunes semblent s'établir selon deux couloirs principaux formés d'ondulations pouvant représenter plusieurs kilomètres de longueur. Ces édifices éoliens figurent à la pointe orientale du triangle des Landes de Gascogne et sont parmi les plus éloignées du littoral atlantique (environ 120 km).

Ft2 - Pléistocène inférieur (Günz). Gravier rouge

La faible granulométrie des éléments, leur pouvoir érosif peu marqué ont tendance à faire ranger les épandages les plus anciens rencontrés sur la coupure Montréal du Gers, sous le vocable de nappes. Les témoins les plus anciens se situent dans l'angle Nord Est de la carte. Au lieu dit Mouchan et Blanquinane. La base du remblaiement semble se situer vers +125 m. L'épaisseur des dépôts peut varier de 5 à 10 mètres. Les éléments sont graveleux, subarrondis et d'une taille de 2 à 3 cm. La majorité est formée par des quartzites gris, quelques quartz clairs et de rares lydienes. Ces petits éléments sont emballés dans une matrice argileuse hématisée, sableuse à la base.

Aucun marqueur stratigraphique n'a pu être mis en évidence. Par rapprochement avec la carte voisine de Nérac (901) compte tenu de la composition et de l'altitude de remblaiement, il est possible de rattacher ces niveaux au Pléistocène inférieur.

Fu - Pléistocène moyen (Mindel) graviers et galets

La surface conservée est très faible en rive gauche de l'Osse au dessus du lieu dit Broc, Château la Grangerie et Cante. Le niveau de base du creusement se situe entre la cote +108 et +87m. L'épaisseur estimée du dispositif alluvionnaire est de l'ordre de 5m. Les éléments qui constituent cette terrasse sont en majorité des graviers et des galets de quartzite gris emballés dans un sable argileux jaunâtre avec quelques quartz laiteux. Les plus gros galets subarrondis approchent 6cm. Aucune datation n'a été possible, mais l'étagement en rapport avec la carte voisine pourrait correspondre au Pléistocène moyen.

Fx-y - Pléistocène supérieur à Holocène. Argile graviers et galets

Les alluvions proches du lieu dit Menjoulets en rive gauche de l'Osse et Magentat en rive gauche de la Baïse sont constitués de sable argilo-limoneux brun à grisâtre. Les travaux agricoles font parfois remonter quelques galets de quartzite subarrondis (8cm). Aucun marqueur stratigraphique n'a été rencontré, mais il est possible d'attribuer ces niveaux au Pléistocène supérieur, compte tenu du peu de différence d'altitude avec le chenal actuel.

Fz –Alluvions actuelles. Limons et argile sableuse

Les atterrissements argilo-limoneux constituant le fond des vallées sont issus du lessivage des contreforts molassiques. Les rares éléments durs sont empruntés aux couches calcaires et aux constituants des terrasses plus anciennes.

C – Colluvions : altérites limono-argileuses

Les actions météoriques, selon des processus physico-chimiques (variations d'imprégnation hydrique, ruissellement, différences importantes de température) altèrent les terrains portés à l'affleurement. Ces différentes actions, conjuguées aux déplacements gravitaires font transiter du haut vers le bas de la pente des éléments fins ou grossiers qui se retrouvent en position non conforme avec leur dépôt d'origine. Cette dynamique nourrie par l'altération du substratum molassique, vient disposer sur le raccord entre la terrasse et le terrain dans lequel elle s'inscrit, des horizons argilo-silteux de couleur beige marron. Leur épaisseur peut atteindre 1,5m en pied de pente.

7-EVOLUTION GEODYNAMIQUE ET TECTONIQUE DU BASSIN D'AQUITAINE

7.1-Synthèse géodynamique régionale

L'approche de l'évolution géodynamique du bassin Aquitain fait appel aux analyses et descriptions issues de sondages profonds, aux résultats des explorations géophysiques accessibles au public et emprunte aussi aux synthèses publiées traitant de cette zone. Ce bassin sur croûte continentale a enregistré les épisodes liés à deux domaines océaniques (Téthys et Atlantique). Il a débuté par un stade extensif (rift oblique fonctionnant du Trias au Crétacé inférieur) et s'est poursuivi ensuite par un stade compressif (bassin d'avant-pays). Le soubassement de la coupure Montréal dans le contexte structural Nord-Aquitain semble surtout avoir été le siège de légers mouvements verticaux susceptibles d'imposer des lacunes importantes ou des biseaux de sédimentation.

7.1.1-Socle hercynien

Le substratum paléozoïque n'est connu en Aquitaine qu'à la faveur d'une centaine de forages à objectif pétrolier qui bien souvent s'arrêtent dans les premiers mètres de la partie supérieure du socle. L'examen des isobathes représentant le toit du socle du bassin aquitain (BRGM et Al.1974) montre un enfoncement quasi régulier depuis le Massif central vers les Pyrénées jusqu'à une transversale Nérac-Limoux. Au Sud de cette ligne, la pente s'accroît par un brusque approfondissement pour atteindre –5000m au droit d'Aire sur Adour et voisiner les – 10 000 sur un axe Tarbes-Salies de Béarn. Il a été tenté quelques approches synthétiques basées

sur les données pétrolières, gravimétriques et magnétiques (Dauch1987, Paris1988). Elles montrent que les dépôts du Cambrien et du Dévonien sont en majorité d'origine marine, avec toutefois quelques venues terrigènes et volcano-sédimentaires. Plusieurs môles granitiques dont celui de Montauban-Castelsarrasin ont été localisés par gravimétrie puis explorés par sondages sans que toutefois la chronologie de leur mise en place soit vraiment précisée.

7.1.2-Individualisation du bassin : Permo-Trias

Le système bassin prend forme en Aquitaine à la suite des importantes cassures qui commencent à morceler la Pangée en grands continents. La limite Paléozoïque-Mésozoïque correspond selon Curnelle1989 et Gall1998 à une période d'ouverture et d'expansion des fonds océaniques associée à un intense volcanisme. Au début de l'ère secondaire, le bâti européen est soumis à un étirement crustal qui initie un rift continental et impose une nouvelle dynamique aux grands accidents hérités des phases hercyniennes. Cette extension correspond à la phase précédant l'ouverture de l'Atlantique central. Au sein de ce qui va devenir le bassin d'Aquitaine, ce rejeu en distension entraîne la formation de compartiments limités par des failles normales d'orientation SW-NE, déterminant une série de demi-grabens dont les regards sont dirigés vers le Sud-Est (Curnelle1986). Cette structuration en « touches de piano » épargne le Massif central et s'ennoe par un basculement relatif vers le Sud-Ouest. Elle semble être contenue entre ce qui va devenir au Sud la faille nord-pyrénéenne et au Nord un des éléments majeurs de l'histoire du bassin : la flexure celtaquitaine. La réponse sédimentaire à cette structuration se retrouve dans la séquence de comblement syn-rift (Curnelle1989). Les parties les plus déprimées recueillent des venues détritiques intermittentes, plus ou moins grossières, de type cônes alluviaux et plaines d'épandage, qui se mettent en place sous climat semi-aride tandis que latéralement s'organisent des faciès pré-évaporitiques et évaporitiques. Relayant l'épisode continental scellé par des argiles bariolées, se déploie ensuite un processus lagunaire durant l'Infralias, qui dans un premier temps va déposer des calcaires dolomitiques : La « dolomie de Carcans » des géologues pétroliers, puis accumuler une importante série salifère : la « zone à anhydrite » (Curnelle1983). Les études palynologiques portant sur la formation de Carcans ont montré son diachronisme, qui la fait évoluer du Rhétien moyen à l'Hettangien, selon que l'on se trouve sur la périphérie de l'aire de sédimentation ou vers son « dépôt centre ». L'ampleur de la tension crustale est encore telle que certains accidents se propagent depuis la lithosphère, déterminant des remontées d'ophite toléitique ou de tuf volcanique à l'intérieur des couches évaporitiques. La feuille Montréal se situe sur la marge nord de ce dispositif sédimentaire, proche de la limite d'extension des faciès anhydritiques et ophitiques. Elle occupe une situation occidentale (50 km) par rapport au môle de Montauban-Castelsarrasin à cœur granitique et de sa première auréole de terrains permotriasiques.

7.1.3-Installation d'une première plateforme carbonatée marine : le cycle jurassique

Dans un premier temps les relations avec la Téthys située à l'Est sont restreintes. Régionalement la tranche d'eau reste très faible et les conditions évaporitiques perdurent (zone à anhydrite du Lias inférieur). La surface cartographiée se situe alors au sein de la zone la plus épaisse de la sédimentation évaporitique. Puis une plate forme carbonatée se fait jour, suite à un contexte de mer ouverte à l'Ouest (proto-atlantique). La zonation paléogéographique va évoluer vers des limitations méridiennes, les milieux de dépôts conservant jusqu'au Jurassique moyen la

même organisation selon un schéma d'allongement nord-sud (Delfaud1972) : une barrière oolitique et graveleuse se développe d'Angoulême à Tarbes et vient séparer un domaine de plate-forme externe à l'Ouest, d'une plate-forme interne à l'Est. C'est en domaine marin interne, que se situe alors le territoire de la feuille cartographiée. Parallèlement l'emprise de la zone exondée du môle de Montauban s'étend vers l'Ouest, restreignant l'épaisseur des apports sédimentaires marins au droit de la carte Montréal.

7.1.4-Régression

Au Jurassique supérieur apparaît une ligne de haut fond, s'orientant à environ 90° de la polarité paléogéographique précédente. Cette zone haute dite Seuil des Landes sensiblement N 110°, va séparer deux entités aux taux de subsidences différents : Parentis et Adour-Mirande. La genèse de ces sous-bassins est à mettre en relation avec le décrochement senestre régional NW-SE. La remontée du Moho situé à 20 kilomètres de profondeur par Léau1997 ne laisse sous Parentis qu'une croûte supérieure amincie d'environ 5 à 6 kilomètres (Pinet1987, Bois1997, Gariel1997). La différence de vitesse d'affaissement va occasionner respectivement des dépôts de plate-forme externe sur la structure nord (Parentis) et une sédimentation à tendance plus confinée au Sud (Adour-Mirande). On note toutefois, que des influences marines restreintes, parviennent encore de l'Est par l'intermédiaire du Seuil de Carcassonne. La plate forme carbonatée constituant alors le soubassement de la région de Montréal reste toujours exondée. Les débuts de l'ouverture de l'Atlantique Nord sont décelés vers -110 Ma par Montadert1979. La période qui précède cette séparation au Crétacé inférieur est marquée par une régression marine portant longuement à l'émersion les couches jurassiques nord-aquitaine, avec la mise en place de brèches et sédiments silicoclastiques. Cet épisode est associé à la phase néo-cimmérienne. L'exondation qui perdure durant environ 40 millions d'années détermine une altération provoquant une intense karstification dans le domaine de la plate forme carbonatée.

La sédimentation marine se trouve alors restreinte aux deux zones déprimées déjà citées. La zone de Parentis recueille d'épaisses séries nourries par les altérites en provenance du bâti émergé. Les fortes vitesses d'enfouissement des sédiments au droit de ces secteurs (130m/MA à l'Albien, Desgaulx1990) sont à mettre en relation avec les contraintes provoquées par l'ouverture de l'Atlantique nord (Brunet1991) la subsidence thermique (Grandjean1992) et le mouvement oblique de la plaque ibérique (Olivet1984) qui déterminent un épisode transtensif. La carte de Montréal se situe en zone exondée, subissant toutefois l'influence du bassin de Mirande au sud.

7.1.5-Plateforme crétacé

D'une façon schématique, au Crétacé supérieur, le passage d'une phase extensive à une phase compressive favorise le développement d'une paléogéographie selon trois grands domaines répartis du Sud vers le Nord :

- Une plate-forme carbonatée installée sur un substratum paléozoïque sensiblement au niveau de la haute chaîne pyrénéenne actuelle,
- Un bassin flexural en voie de remplissage par le flysch,
- Une seconde plate forme carbonatée.

Régionalement, une transgression marine submerge la topographie existante et permet l'installation d'une barrière récifale reprenant le tracé du Seuil des Landes et le dépôt d'une épaisse sédimentation albo-aptienne au niveau du sillon pyrénéen. La surcharge apportée par l'accumulation de ces turbidites, ajoutée aux contraintes structurales associées à l'ouverture du

golfe de Gascogne favorisent une série de mouvements halocinétiques mobilisant les évaporites du Trias et du Lias inférieur en déclenchant des remontées diapiriques en Chalosse et au Sud des Landes de Gascogne (Mauriaud1987). Le territoire cartographié se situe en bordure Est de la plateforme carbonatée montrant des influences épicontinentales.

7.1.6-Comblement cénozoïque

L'installation et le développement du cycle compressif entraîne de nouvelles modifications paléogéographiques. La convergence oblique de la plaque ibérique vers son homologue européenne déclenche une collision dont les effets se propagent d'Est en Ouest, le long du sillon pyrénéen. Ce processus implique une polarité sédimentaire qui impose des faciès continentaux coté oriental et des dépôts marins sur la façade occidentale tout en soumettant les lignes de rivage à une migration progradante vers l'Ouest. D'après Grandjean1992, cette compression provoque une relaxation thermique qui rigidifie les produits infracrustaux et mantelliques remontés lors de la phase d'extension.

Dès le début du Tertiaire le climat chaud et humide, favorise et amplifie les phénomènes d'altération kaolinisante, de pédogenèse et de karstification pour les surfaces exondées. Au droit de la zone cartographiée, la sédimentation détritique (20 à 30m) semble se trouver à proximité des influences marines. La tectogenèse des Pyrénées se poursuit d'Est en Ouest avant un serrage général tardif à l'Eocène supérieur (Mattauer1968). L'ensemble du processus relance le phénomène d'érosion qui alimente alors la mise en place des matériaux détritiques continentaux vers le bassin : poudingues de Palassou au Sud et argiles à graviers au Nord. Les produits d'altération du domaine carbonaté vont s'ajouter à ceux provenant du démantèlement des reliefs cristallins ou métamorphiques du Massif central et de la Montagne noire, pour participer au comblement. Le transit des éléments détritiques s'effectue selon plusieurs systèmes distributaires. Le plus septentrional semble provenir du Limousin par l'intermédiaire du Cantal, alors que le plus oriental paraît trouver son origine vers la Montagne Noire (Dubreuilh1987). Le domaine marin est alors installé à l'Ouest de la ligne de côte joignant grossièrement Royan, Langon, Mirande et poussant ensuite un diverticule vers l'Est par Carcassonne. Le dôme de Villagrains-Landiras au Nord-Ouest et le haut fond de Muret au Sud-Est, ressortent en îles. A l'interface eau douce - eau salée se distribuent des franges de colonisations végétales et animales de type mangroves marquant la limite de la partie aérienne des édifices deltaïques (Cuisien). L'avancée deltaïque s'effectue suivant le modèle dit en « pattes d'oiseau » (Capdeville1987) permettant l'installation et la prospérité d'une végétation de mangrove bénéficiant d'un climat chaud et humide. Les sédiments détritiques s'accumulent selon de vastes plaines d'inondation qui contribuent à l'avancée vers l'Ouest des zones exondées. Ces apports fluvio-lacustres représentent les molasses d'Aquitaine, où la végétation herbacée met à profit la nappe phréatique subaffleurante pour concentrer, par action pédogenétique, les carbonates dans les niveaux sablo-argileux. Pendant l'Éocène moyen le littoral adopte un tracé plus rectiligne qu'auparavant. L'île de Villagrains-Landiras perdure alors que celle de Muret disparaît. Les surfaces jusque là colonisées par la mangrove se réduisent considérablement, alors qu'une phase d'altération affecte les dépôts émergés comme le montre les conditions latéritiques mis en évidence sur la carte de Penne-d'Agenais (Capdeville1999) au Nord-Est. Durant l'Éocène supérieur, les plissements anticlinaux qui ont absorbés les contraintes compressives pyrénéennes, sont peu à peu recouverts par la progression des sédiments continentaux du complexe molassique, selon un processus de comblement d'avant-pays. L'alternance de saisons sèches et de saisons humides détermine des zones endoréiques à tendances pré-évaporitiques. Les milieux de dépôts les plus fortement

évaporitiques se situent au sud de la Garonne. De plus cette période voit l'épanouissement de quelques lignées de mammifères dont les évolutions adaptatives vont fournir aux spécialistes de fructueuses possibilités de datations grâce aux différents fossiles sauvegardés. L'étude de ces lignées de mammifères montre qu'à -33,6 millions d'années, soit à la fin de l'Éocène supérieur, se produit une variation climatique brutale qui fait succéder à un climat tropical humide (forêt), un refroidissement avec aridification, imposant un milieu végétal ouvert. Cette « Grande coupure » est marquée par le déclin des lignées de primates et la conquête du biotope relativement délaissé par une faune qui migre depuis l'Asie (rongeurs, rhinocéridés).

Le contexte structural peu actif, au début de l'Oligocène, subit quelques réajustements qui favorisent de petites venues marines dont la plus vigoureuse correspond au Calcaire à astéries qui arrête sa transgression à l'Ouest de la feuille Tonneins (877) Capdeville1996. L'ennoyage des paléotopographies positives détermine des biseaux d'aggradation dans la sédimentation ainsi que des discordances qui sont autant d'enregistrements de soubresauts tardifs, oligocènes ou postérieurs. Ces mouvements ont été décelés grâce aux investigations sismiques pétrolières (Schoeffler1971). Puis une climatologie plus humide, ajoutée à une variation négative du niveau marin contribuent à un rajeunissement des distributaires et à l'augmentation de leur compétence. En conséquence, les dépôts molassiques continuent leur progression vers l'Ouest et ennoient complètement les cuestas jurassiques ou créacés encore épargnées. Ces dépôts deviennent grossiers au droit de la carte de Montréal. De vastes étendues lacustres et palustres permettent alors l'édification des Calcaires de type Agenais. La zone cartographiée se trouve alors au cœur de ce dispositif sédimentaire.

Deux pulsions marines sont encore notées durant le Miocène, l'une à la base l'autre au sommet. La plus marquante dépasse vers l'Est, le confluent de la Garonne et du Lot. Ensuite la dynamique de comblement fluvio-lacustre déplace son « dépôt-centre » vers le Sud de la Garonne et se succèdent alors une série de séquences molassiques superposées, étudiées et définies par Crouzel1957. L'alimentation sédimentaire détritique ne semble plus être produite qu'à partir des Pyrénées.

Au Pliocène, des mouvements de faible amplitude verticale vont encore entraîner de légères flexures au sein des niveaux de calcaires lacustres du Miocène moyen de la partie sud de l'Aquitaine (Crouzel1957). Les massifs bordiers fournissent du matériel détritique de démantèlement qui, par l'intermédiaire des distributaires, aboutissant à la seule zone encore déprimée : les Landes-de-Gascogne (Dubreuilh et Al.1995). Ces couloirs de transit détritiques seront mis à profit par le réseau fluvial quaternaire lorsqu'il va se structurer et s'inscrire plus ou moins profondément dans le substratum en réponse aux nouvelles variations du niveau marin.

7.2-Structuration du secteur cartographié

Une analyse de la topographie de la base des Calcaires de Herret (Burdigalien inférieur) fournit à Crouzel1951 et 1957 les éléments démontrant une légère déformation anticlinale affectant la région entre les rivières Auzoue et Osse (pendage de 5 à 8° vers l'Ouest et 2° vers l'Est) qu'il nomme l'anticlinal de la Ténarèze. Gardère et Al.2002 précise l'âge d'un mouvement de flexuration aligné sur l'axe celtaquitain comme étant post-burdigalien et anté-serravalien. Ce qui tendrait à prouver un re-jeu récent de cette structure.

8-GEODYNAMIQUE RECENTE

8.1-Karstification

-Appareils karstiques récents :

Certains bancs calcaires lacustres et palustres miocènes de la feuille Montréal se trouvent ou se sont trouvés dans des conditions favorables à l'altération karstique : porosité originelle importante, position topographiquement haute par rapport aux niveaux d'écoulement, couverture supérieure perméable. En effet, l'érosion a porté les niveaux calcaires miocènes en position généralement perchée, ce qui développe un gradient hydraulique important et favorise d'autant les possibilités de transferts de matière carbonatée dès que celle-ci est altérée. Les possibilités de dissolution du CO₂ étant normales, le potentiel karstique au sens de Mangin1978 peut donc opérer. Le transit de l'eau va par ses capacités acides, altérer, déblayer puis élargir des conduits dont on peut seulement appréhender le parcours à partir des manifestations aériennes que constituent les dolines, avens ou gouffres, grottes et sources karstiques. Des indices de karstification de surface (dolines, vallées sèches, pertes) existent sur le territoire cartographié. Toutefois ces altérations sont concentrées dans certains niveaux calcaires : Calcaire Blanc, Calcaire Gris, Gondrin, Herret. La plupart de ces édifices karstiques de surface sont comblés par des sables de type Landes ou des Sables Fauves (Lauraët, fig.10). Certaines dolines sont toujours actives (Sabaté) et comportent un écoulement dans leur partie basse (5 à 10m³/h). Quelques ruisseaux (Pouylat, Pénougué, Conques) montrent des pertes et des résurgences après des parcours de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. On peut aussi noter deux exemples de vallées sèches dans leur partie amont (Nord de D.15 au NE de Castelnau d'Auzan). Quelques exemples de grottes ont été recensés par Breuils1888, Bianchi1985 et des abris sous roche, Mailhet1938.

D'autre part les quelques appareils de surface de type dolines sont autant de réceptacles contribuant d'une manière directe à l'alimentation hydrique du réseau souterrain par les précipitations atmosphériques, ces conduits peuvent alimenter après exurgence quelques ruisseaux. Le réseau karstique qui emprunte les calcaires miocènes permet d'emmagasiner une ressource en eau non négligeable même si le temps de résidence n'est pas particulièrement long et que cette ressource s'avère vulnérable aux pollutions en provenance de la surface (nitrates, fongicides et pesticides).

-Appareils karstiques fossiles :

Ils se situent dans les formations carbonatées jurassiques. Le sondage Réaup (927-3-205) comporte des cavités pluricentimétriques qui ont été mises en évidence par une exploration de la partie non tubée par caméra.

8.2-Géomorphologie

La superposition subhorizontale des terrains molassiques selon la séquence de dépôt classique : grès-silt-argile-calcaire, engendre une réponse particulière au processus d'incision des vallées. Le modelé en creux s'organise, selon une vision en plan, en une arborescence relativement régulière, rappelant la dichotomie des feuilles de fougères. La dissection du plateau, armé par des strates calcaires sommitales, reprend à moindre échelle, le principe des reculées jurassiennes ou millavoises. Les couches calcaires subsistent alors en falaises à l'affleurement,

dominant un glaciis molassique fortement penté vers la rivière qui déblaie la majeure partie des altérites issues des flancs de vallée.

8.3-Particularités du réseau hydrologique

L'analyse du réseau hydrographique principal permet d'envisager plusieurs phénomènes de captures. En effet le réseau hydrographique amont est sensiblement Sud Nord et parallèle. Et dans sa partie terminale il subit une brusque déviation à angle droit vers l'Est. Les rejeux tectoniques récents (Crouzel1957 et Gardère2002) peuvent être mis en relation avec le phénomène.

Une autre particularité singularise le tracé des ruisseaux drainant la partie sableuse du territoire cartographié. En effet leur parcours devient méandrique avec une longueur d'onde d'environ 20 mètres et d'une amplitude de 8 à 10 mètres. Comme si le dernier atterrissement sableux éolien engorgeait le chenal, freinait l'écoulement en provoquant une reptation de la rivière.

9-GEOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

9.1-Répartition des zones naturelles

Sur la coupure géologique Montréal du Gers peuvent être distinguées plusieurs zones naturelles dérivant des terrains affleurants ou sub-affleurants et de leur dissection par le réseau hydrographique :

- Dans l'angle nord-ouest, représentant environ 25% de la superficie totale : un plateau sableux monotone,
- Dans l'angle sud-ouest les interfluves occupés par des sédiments argilo-sableux, couvrent environ 15% de la surface,
- Les interfluves molassiques argilo-détritiques et calcaires qui constituent les raccords en glaciis entre les plateaux et la plaine alluviale (soit environ 40%),
- Les terrasses alluvionnaires en majorité argilo-limoneuse plus rarement graveleuse (environ 10% de la surface représentée).

9.2-Occupation du sol

L'étendue des terrains employés à des fins agricoles (S.A.U.) fluctue suivant les communes entre 55 et 75% de leur espace. Dans la partie où affleure le complexe molassique, les surfaces boisées n'occupent que 10 à 15% de la surface malgré l'aspect bocager que donnent les nombreuses haies au paysage. L'angle nord-ouest correspondant au recouvrement par des sables éoliens, fait l'objet d'une plantation forestière de résineux gagnant même sur les anciennes lagunes dont il subsiste la trace en creux après un assèchement anthropique. La polyculture constitue l'option générale sur les autres types de sols. Ceux-ci sont partagés entre une dominante céréalière (maïs, blé, tournesol, colza), de rares élevages, quelques fruitiers ou maraîchage (asperges). La carte se trouve à proximité de la zone de production de l'Armagnac mais les plantations viticoles sont rares. Au point de vue arboricole le peuplement est essentiellement constitué par des essences à feuilles caduques (chênes) sur les étendues molassiques et peupliers dans les zones humides de fond de vallée.

9.3-Types de sols

Sur les zones de contexte molassique non induré (argilo-carbonaté et détritique) se différencient des sols brunifiés calciques à texture argilo-limoneuse ou argilo-sableuse. Le pH est alcalin (6,5 à 8). Le complexe absorbant est saturé par le calcium. Suivant la proportion d'argile

ou de sable fin parmi les constituants, il est distingué régionalement des « sols de bouldiers » légers, car pauvres en argile et calcaire exprimé ou des « terreforts » plus argileux donc plus lourds, plastiques et surtout plus difficiles à travailler. Les terreforts généralement plus bas topographiquement, contiennent souvent de petits pisolithes ferro-manganeux et des glosses. En été ils montrent d'importantes fentes de retrait, alors qu'un mauvais drainage de surface les conduit en période humide à présenter un aspect hydromorphe susceptible d'engorgement. Les véritables rendzines développées sur soubassement calcaire sont rares.

Les sols issus des recouvrements par le Sable des Landes sont généralement bruns acides podzolisés. Le pH de surface peut se révéler acide, surtout sous couverture végétale de résineux. Ces horizons sont parfois hydromorphes en fonction de leur position topographique conditionnant leur drainage.

Les sols accompagnant les fonds de vallées alluviales sont le plus souvent limono-argileux brun jaunâtre à profil épais.

9.4-Risques naturels

-Risques liés à la karstification :

La présence de quelques manifestations karstiques de surface peut induire des phénomènes de tassement ou de débouillage préjudiciables aux constructions situées dans la zone d'influence de ces phénomènes. Les circulations rapides qui caractérisent les réseaux karstiques peuvent répandre tout aussi rapidement des pollutions de surface.

-Risques liés à la sismicité :

Du point de vue des tremblements de terre, la région concernée par la carte semble dépourvue d'épicentres répertoriés. La carte de la sismicité historique de Vogt 1979 et le recensement de Lambert et Al.1996 montrent que les vibrations ressenties dans cette zone ont une origine lointaine, généralement pyrénéenne. Les intensités atteintes lors des séismes ressentis, restent le plus souvent faibles, n'occasionnant que des ébranlements modérés aux constructions. La région est englobée dans l'aire de référence VI de l'échelle internationale d'intensité MSK de 1964. Seuls les séismes bigourdans du 21 juin 1660 et 20 juillet 1854 ont provoqués quelques légers dommages répertoriés à Gondrin et Auch (degré VI : fissures).

La région ne fait pas partie des grands domaines sismiques français, la Délégation aux Risques Majeurs, l'a classée dans la zone à coefficient 0, réputée à sismicité « négligeable mais non nulle », donc n'entraînant pas de règles parasismiques spéciales pour les constructions courantes (sur décret du 14 mai 1991 paru au Journal Officiel du 17 mai 1991).

-Risques liés aux inondations

Les crues catastrophiques reviennent épisodiquement inonder les basses terrasses. La plus haute montée des eaux se situe en 1870 sur la Baïse avec un nouveau pic en 1977 occasionnant de gros dégâts dans la région d'Auch.

9.5-Substances utiles et carrières

Matériaux calcaires

-calcaires lacustres : Plusieurs niveaux de calcaire lacustre ont fait l'objet d'extraction lorsqu'ils présentaient des cohésions suffisantes. Ils possèdent une densité voisine de 2500 kg/m³ et une résistance à l'écrasement entre 738 et 1370 kg/cm². Employés anciennement comme pierre de construction, ils fournissent actuellement des granulats de substitution après

concassage. Les essais microdeval sur les fractions 6-14 montrent des pertes comprises entre 21 et 30. La principale carrière exploite les niveaux de Herret à Béon (Sud de Montréal).

-calcaires marins : Le niveau carbonaté situé à la base de la formation des Sables Fauves fait lui aussi l'objet d'une extraction pour concassage (Gabarret Sansot et Poudenas).

Matériaux argileux

Les argiles bigarrées de l'angle sud-ouest de la feuille ont fait l'objet d'extraction dont la plus importante se situait dans le sud immédiat de Gabarret. Quelques niveaux argileux de la molasse fournissait eux aussi matière à fabrication de tuiles et briques comme l'indique les nombreux lieux dits tuileries ou téoulères phonétiquement transcrits de l'Occitan. Il n'existe plus sur l'ensemble du secteur étudié une seule briqueterie industrielle ou tuilerie artisanale, pourtant nombreuses avant la guerre de 1914. Les produits de cuisson du fait d'une matière première peu homogène et carbonatée ne pouvaient prétendre à une grande valeur marchande.

Matériaux détritiques

Les niveaux sableux n'ont fait l'objet que d'extractions artisanales aujourd'hui fermées. Au sud de St Pé St Simon la formation des Sables Fauves était exploitée et légèrement au nord de Rimbez (communaux de Baudignan) les Sables des Landes.

9.6-Ressources en eau

Au droit du secteur étudié, les principales réserves aquifères mises en évidence sont contenues dans les horizons profonds du Jurassique et du Tertiaire inférieur. Les réservoirs accessibles à faible profondeur ne possèdent que des capacités moindres et de plus peuvent être vulnérables aux pollutions de surface.

Nappes profondes : Les nappes profondes n'ont été testées que par le seul sondage de Réaup-Lisse (927-3-205). L'ouvrage a subi des essais de production à l'air lift. Un premier test entre 556 et 570m de profondeur, entre packers a montré le 24/06/94 un débit de 3 m³/h. pour un niveau piézométrique approché de + 16 m NGF. Les eaux en provenance des Sables Infra-molassiques mesurées par diagraphie thermique à une température de 32° C présentaient un faciès hydrochimique comportant 268 mg/l de sulfates, 2,45 mg/l de fluor et 9,4 mg/l de fer soit des concentrations dépassant les normes admises. De telles teneurs peuvent être mises en relation avec les faciès pré-évaporitiques et évaporitiques décrits dans l'Eocène inférieur et moyen. Le deuxième test a intéressé le réservoir jurassique de 654 à 672m de profondeur. Toujours à l'air lift, il a été obtenu un débit de 4 à 5 m³/h pour un niveau piézométrique approché de +18,3 m NGF. La concentration en sulfates était alors de 295,65 mg/l, la teneur en fluor de 1,90 mg/l, de 1,83 mg/l pour le fer et de 12,8 mg/l pour le potassium. La minéralisation des eaux jurassiques est ici aussi supérieure aux normes admises. La température mesurée par diagraphie thermique au niveau du réservoir est de 32,7°C. Une investigation par caméra (23/12/2003) a confirmé que seul le sommet du Jurassique (microkarstifié) était susceptible de débiter, les autres aquifères étant aveuglés par un tubage.

Nappes superficielles : Les aquifères de l'Oligocène et du Miocène constitués par le niveau du calcaire de Nérac peut constituer un objectif intéressant comme le montre les résultats obtenus sur la carte 901 immédiatement au Nord. Il en est de même pour les Calcaires Blancs de l'Agenais. Le forage 927-2-1 fait même la preuve que ces niveaux peuvent être artésiens et fournir par pompage 30 m³/h, et même 50 m³/h pour le forage 927-4-201. Les

Calcaires Gris de l'Agenais alimentent des sources (Coupé 927-3-201, Pouylat 927-3-206) dont les débits varient entre 10 et 25 m³/h. Les niveaux des calcaires marins du Langhien Serravallien sont eux aussi aquifères comme en témoignent les sources qu'ils génèrent et les rares sondages qui les captent. L'ouvrage de Rimbez (927-1-6) a été testé au débit de 10 m³/h mais l'analyse a montré une mauvaise qualité bactériologique alors que la qualité physico-chimique s'avérait correcte. Le forage 927-5-208 à proximité de Gabarret, captant l'épaisseur maximum des niveaux marins, parvient à extraire 50 m³/h. Les réserves disséminées dans les sables de couverture alimentent les aquifères des calcaires sous-jacents mais aussi des sources débitant de 3 à 8 m³/h. Ces aquifères sans couverture imperméable sont vulnérables par toute pollution répandue en surface.

10-DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

10.1-Préhistoire et archéologie (D.Millet)

Les conditions de l'anthropisation paléolithique : Un contexte difficile

La feuille de Montréal-du-Gers couvre une zone allant des confins des Landes aux collines molassiques du Bas-Armagnac. La Gélise et ses tributaires y ont incisé un réseau de drainage grossièrement méridien, de part et d'autre de l'anticlinal de la Ténarèze, reliant la vallée de la Garonne à l'interfluve qui borne le bassin de l'Adour. Ce dispositif a joué un rôle dans les conditions de l'anthropisation paléolithique de ce territoire.

Cet espace offre un aspect contrasté tant pour les possibilités de refuges naturels que pour les ressources en matériaux taillables. A l'Est, en Condommois, les assises des Calcaires gris de l'Agenais offrent quelques abris comme à La Brette (Farret 1973, Cantet 1979). Vers l'Ouest le substrat comporte un exokarst actuellement très résidualisé (Mailhet 1938, Breuils 1888, Mazeret 1918, Millet 2003) souvent exploité en carrière ou comme abris pastoraux. Aucune occupation paléolithique n'y est attestée.

Les ressources locales en matières premières taillables sont assez rares et de deux ordres. Le premier groupe correspond à des affleurements très circonscrits (Castelnaud d'Auzan, St Pé-St Simon) de dalles de grès quartzitique d'origine épigénique. Ce matériau, très compact, résistant, à grain grossier et à cassure conchoïdale se rencontre au sein de la séquence des Sables fauves en bordure des talwegs situés à l'Ouest de l'anticlinal de la Ténarèze. La seconde source d'approvisionnement, implantée sur la Ténarèze, correspond à des lentilles de silicifications lacustres tertiaires (Mazeret 1930) de très mauvaise qualité souvent meulièrement incluses dans la séquence des calcaires molassiques de l'Armagnac (Burdigalien). Le contexte local, refuges naturels et approvisionnement en matières premières, s'avère assez inhospitalier et ingrat n'autorisant que des installations temporaires de plein air situées sur les zones d'acquisition de matières premières (ateliers de taille de grès) ou sur des replats jouxtant les principales voies de communication naturelles.

La couverture sédimentaire, souvent remaniée par des travaux agricoles anciens, connaît une importante dynamique de pente sous contrôle paléo-climatique associée à une acidité non compatible avec la préservation de stratigraphies ni celle de témoins bio-chronologiques. La morphologie, la patine et la décoloration de certains blocs gréseux témoignent d'une éolisation et de la présence de milieux hydromorphes réducteurs. Un horizon relique, à encroutements ferro-manganiques et pisolites est fréquemment observable au niveau des affleurements.

Travaux antérieurs

Plusieurs notes et articles attestent d'une attention sporadique concernant l'occupation préhistorique de cette partie du Gers depuis la fin du 19^e siècle (Rouzaud 1976). Beaucoup d'informations anciennes ne sont plus contrôlables sur le terrain (du Boucher 1887). La précédente carte géologique à 1/80 000 ne mentionne aucune occupation paléolithique. Certaines données sur les industries lithiques récoltées ne sont actuellement pas exploitables faute d'accessibilité ou en raison de leur dispersion (Devignes 1991). Des programmes de prospections systématiques (Duclos 1987, Millet *ibid.*) et des opérations de sauvetage liées à des travaux agricoles récents (Jaubert 1994, Millet *ibid.*) apportent un éclairage nouveau sur l'occupation de cette région.

Les traces des premiers peuplements du Paléolithique inférieur

Les traces d'une anthropisation ancienne entre Gélise et Ténarèze correspondent à des implantations isolées localisées sur des affleurements de matières premières siliceuses (grès quartzitique) comme à Castelnau d'Auzan (Millet et al. 1999), St Pé-St Simon (Millet *ibid.*) ou Montréal-du-Gers (silex). Tous ces points correspondent à des sites d'acquisition et de transformation.

Les techno-complexes identifiés se rapportent à différents faciès locaux de l'Acheuléen à forte composante d'outils lourds sur éclats et blocs. Cette notion fait référence aux assemblages typo-technologiques équivalents régionalement (vallée de l'Arros, Colonge 1997; Lannemezan, Colonge *ibid.*; vallée de la Garonne, Millet 2001; vallée de l'Adour, Millet et al. à paraître).

L'étude des éléments de chaînes opératoires disponibles atteste d'un système de production ramifiée reposant sur la fragmentation de dalles, la production de blocs destinés à être débités au percuteur dur, bloc contre bloc, selon deux schémas de taille principaux : le plus fréquent se rapporte à un système de débitage de type prismatique unipolaire à partir d'un plan de frappe lisse, le second décline différentes modalités du concept discoïde le plus souvent avec des enlèvements bifaciaux alternes. Des éclats corticaux et semi-corticaux de grands et de moyens modules (19 à 10 cm de grand axe) aux talons lisses et épais constituent l'essentiel des produits de débitage et des supports d'outils. Les éclats de plein débitage sont plus rares, d'un module inférieur à 5cm et souvent affectés de cassures Siret (contraintes de la matière première). La présence d'autres méthodes de taille (multidirectionnel, Kombewa, Levallois) reste discrète. L'outillage lourd comporte des hachereaux, des bifaces et des pièces à section triédriques façonnés sur les plus grands supports. Quelques blocs aménagés peuvent être rapportés à ce groupe. L'outillage classique sur éclat, peu diversifié, comporte principalement des encoches clactoniennes, quelques racloirs convexes et des supports sommairement retouchés. La majorité des produits de débitage oppose un tranchant fonctionnel à un dos naturel ou lisse. La première série (environ 700 pièces) actuellement publiée provient de l'atelier de taille de Rieupeyrou à Castelnau d'Auzan (fig.11). Des résultats récents issus d'une station de St Pé-St Simon confirment une extension septentrionale de l'exploitation des affleurements de dalles de grès quartzitiques avec des schémas de taille (production de supports) et de façonnage (outillage lourd) analogues à ceux de Rieupeyrou.

L'outillage réalisé aux dépens de galets alluviaux (galets aménagés, pièces façonnées, produits de débitage, nucleus ou outillage lithique non façonné) restent rares (Mazeret *ibid.*), introduits depuis les formations fluviatiles de l'Adour ou de la Garonne (Musée de Montréal-du-Gers).

Le Paléolithique moyen (fig.12)

Mieux documentées sur la feuille d'Eauze (Duclos *ibid.*) et de Cazaubon (Allard et Lassaube 1987) où le Moustérien à retouches Quina a été identifié (101 outils); les implantations du Paléolithique moyen restent encore mal connues sur la feuille de Montréal. Elles sont attestées de façon ponctuelle à Parleboscq, Montréal-du-Gers ou Ste Maure-de-Peyriac par des bifaces cordiformes (MTA) façonnés sur des éclats supports au percuteur dur puis régularisés au percuteur tendre (fig.12). Ces pièces bifaciales peuvent parfois être associées, comme à Parleboscq (Lande de Lacaze) à de rares outils sur éclat (grand racloir à retouche écailleuse semi-abrupte) et sur galet (chopper distal). Les produits de débitage sont peu fréquents, très altérés (désilicification, cacholon) et peu diagnostiques. Les matières premières utilisées correspondent le plus souvent aux ressources locales comme les grès quartzitiques de type Castelnau.

Plus au nord (Albret méridional), la série inédite du Peyré à Ste Maure-de-Peyriac (150 pièces) permet une meilleure approche du comportement technique et économique. L'emploi de la méthode Levallois reste très faible, représenté par un seul nucléus récurrent centripète unifacial. Le principal schéma de taille correspond principalement à un débitage de blocs selon une modalité surtout unifaciale du système discoïde. Les produits de débitage expriment une mise en oeuvre locale (éclats de décorticage et de plein débitage). L'outillage sur éclat comporte principalement des denticulés et quelques racloirs (convergens, simples convexes) à retouche écailleuse semi-abrupte. L'origine intrusive de ce silex lacustre est indiscutable, le gîte le plus proche se situe dans les calcaires de l'Agenais du bassin versant inférieur de l'Avison (Millet 1994) distant d'environ deux jours de marche.

Les implantations semblent actuellement correspondre à différents critères : proximité des interfluves entre le bassin de la Garonne et de l'Adour (Parleboscq), présence d'affleurement de matières premières (Montréal-du-Gers), secteur abrité au sein de bassins versants des tributaires de second ordre à proximité de zones humides (Ste Maure-de-Peyriac).

L'introduction de matières premières à partir des régions périphériques, parfois éloignées, va devenir un règle au Paléolithique supérieur. Dès lors, les implantations du Paléolithique moyen paraissent presque toujours associées à celles du Paléolithique supérieur; témoignant de contraintes vraisemblablement similaires.

Le Paléolithique supérieur (fig.13)

La présence des principaux groupes culturels du Paléolithique supérieur est attestée sur l'ensemble de la zone. A l'Est, l'abri de La Brette comportait des éléments clairement attribuables au Solutréen : 2 pointes à cran, un fragment de feuille de laurier, un fragment de pointe à retouche plate et une lame à retouche inverse plate (Foucher 2004). Mazeret 1918 a signalé du Solutréen et du Magdalénien à Montréal-du-Gers. La collection actuellement dispersée ne permet pas de le vérifier. Les produits de prospections effectuées par Duclos 1987 attestent la présence de deux implantations à Parleboscq dont la plus caractéristique (Lande de Lacaze) comporte une forte composante laminaire support de burins (dièdres, sur troncature, sur cassure, burins multiples, outils composites). De nombreux nucléus à débitage laminaire bipolaire témoignent d'une activité de taille sur le site, certains d'entre eux ont été exploités jusqu'à leur exhaustion totale (passage du débitage de lames aux lamelles avant abandon). Quelques galets de quartzite importés ont servi de percuteur, retouchoir et enclume. Il faut signaler le réemploi comme percuteur de quelques galets taillés appartenant à la série du Paléolithique moyen et la tentative de débitage d'un gros fragment de bois silicifié. La matière première exogène a été introduite sous forme de rognons, de produits finis et de nucléus configurés.

Une implantation en bordure de l'Izaute attribuée au Gravettien, d'après la présence de fragments de microgravettes, a été signalée (Duclos *ibid.*) sur le territoire de Castelnau d'Auzan, en bordure de la Ténarèze. Ces assemblages n'étant pas consultables, il est impossible d'en assurer l'homogénéité ni de confirmer leur attribution chronoculturelle précise (Gravettien, Magdalénien).

Plus au Nord, à moins d'une journée de marche, une importante série (1064 objets) a été recueillie lors d'un défrichement à Ste Maure-de-Peyriac au Peyré. Le matériel était concentré sur une superficie de 30 m², aucune stratigraphie n'a été observée par son inventeur. La nature composite de cet ensemble ne fait aucun doute puisque l'on y remarque des éléments du Paléolithique moyen, de l'Aurigancien exploitant des éclats épais avec principalement des burins (burin dièdre, burin busqué, burin des Vachons). La seconde composante, fortement laminaire (49,5 %), regroupe la majorité des burins surtout sur troncature retouchée (30%). Les nucléus attestent d'un important débitage laminaire sur place de rognons et blocs (présence de lames à crête) selon une option bipolaire, la modalité unipolaire semble avoir été réservée aux nucléus sur éclat. Bien que privée de pointe de la Gravette cette partie de la série évoque pourtant ce groupe culturel (12,5% de pièces à troncature retouchées). Enfin, quelques grattoirs unguiformes et lamelles mal venues pourraient attester de l'occurrence de Magdalénien final sur les lieux. Les travaux en cours devraient permettre d'affiner les données. Les matières premières sont très diversifiées : silex issus majoritairement des formations marines secondaires de Chalosse, du Piémont pyrénéen et dans une plus faible part du Secondaire est-aquitain (Bergeracois, Haut-Agenais). Les produits issus des formations continentales molassiques de l'Agenais sont plus rares. Il est remarquable de constater la très faible représentation des matières siliceuses de l'anticlinal (1,5%). Ces matériaux ont été introduits sous forme de nucléus configurés ou de produits finis et semi-finis (lames brutes). L'exploitation exhaustive des matrices et les stigmates de ré-avivage de certains burins indiquent un souci d'exploitation maximum des supports en raison d'une ressource peu disponible localement.

Cette circulation de matières premières siliceuses très variée a été signalée en Bas-Quercy et dans l'Agenais non loin de la limite nord de la feuille (Le Brun-Ricalens 1993).

La mise en perspective de la diffusion des matières premières siliceuses issues des deux zones de production majeures d'Aquitaine et leur répartition au sein des voies de communication du bassin hydrographique ont permis de pondérer les déficiences de milieux défavorables et d'aborder des séries décontextualisées selon un éclairage techno-économique ouvrant de nouvelles pistes de recherche.

10.2-Itinéraire géologique

Il est possible de débiter l'itinéraire géologique à Gabarret, village de la limite ouest de la carte. A la sortie sud depuis la D. 656, s'engager sur la droite sur le chemin vicinal à gauche qui suit la petite vallée. On pourra reconnaître sur les talus les faciès jaune et rougeâtre des Glaises bigarrées. Au pont, prendre à droite pour remonter sur le plateau. Nous nous déplaçons sur les Sables Fauves et passons devant l'église d'Espéroux. En descendant vers la petite vallée de l'Arriou Cagne, sur le talus à gauche on remarquera les niveaux marins de base des Sables Fauves à leurs belles huîtres. Poursuivre ensuite par la droite pour rejoindre plus au sud la D. 36 non sans avoir franchi à la faveur d'une vallée transverse la limite supérieure des Molasses de l'Armagnac. Par la D. 36 rejoindre et traverser le village de Castelnau d'Auzan pour se retrouver sur la D.43. La couleur orangée ambiante est due aux Sables Fauves. Une brève incursion sur le chemin à droite, en sortie de village, vers le lieu dit St Sever permettra de noter une dalle de grès

quartzite des Sables Fauves. Reprenons la D.43 vers le Nord jusqu'à la vallée de la Gélise. La descente vers le ruisseau montre un affleurement typique de la sédimentation molassique (grès et argile carbonatés). Juste après le pont, virer à droite, nous circulons alors sur ou à proximité d'une mini-falaise de calcaire lacustre. Si l'on pousse jusqu'à l'extrémité du chemin vicinal, on découvre l'ancienne chapelle romane fortifiée dont les murs d'enceinte du cimetière comporte des ouvertures de type archères. Ensuite par St Pé St Simon et Ste Maure de Peyrac parvenir jusqu'au village de Sos. On aura remarqué à la faveur de la vallée de la Gélise, la couche de Calcaire Gris de l'Agenais sous son faciès caractéristique. Et si l'on pousse l'investigation on apercevra des témoins coquilliers de la dernière transgression marine à *Ostrea aginensis*. Le pittoresque village de Sos dont le nom provient de la peuplade des Sociates, a été une des dernières places à résister à Jules César qui d'ailleurs rend hommage à la bravoure de ces habitants dans ses écrits sur la Gaule. Par la D. 656 nous passons ensuite à portée de l'ancienne carrière de Matilon dont l'étude permet entre autre de différencier Langhien et Serravallien. Nous parvenons à Poudenas et son superbe relais de poste à galeries de bois et arcades, son pont roman et son château du 12°. Remonter vers le Nord, jusqu'à la D.109, à la sortie du village, de nouveau apparaît la succession des niveaux palustres typiques du Calcaire Gris de l'Agenais. Le détour jusqu'à Réaup-Lisse permet de traverser l'ultime avancée des niveaux sableux éoliens qui ont recouverts les Landes de Gascogne, soufflés depuis le littoral atlantique. Relier Mézin par la D.149. Le paysage est sec pourtant la circulation d'eau souterraine est intense par les systèmes karstiques dont quelques dolines sont visibles. La forêt de pins étend son manteau et une promenade sur le tapis d'aiguilles sera vivifiante. Pour peu que dans le silence on perçoive le bruissement du vent, on imaginera sans peine les vols de palombes et l'attrait qu'ils exercent sur la population des chasseurs locaux. Mézin est le village d'origine d'Armand Fallières, Président de la République de 1906 à 1913. Cette agglomération eut son heure de prospérité avec le travail du liège. Par la D.5 remonter le cours de l'Auzoue en tentant de visualiser les affleurements molassiques sur la partie gauche de la route. Faire une halte à Fourcès, village moyennageux de type « circulade ». Nous parvenons ensuite à Montréal. La petite cité est bâtie sur un ancien oppidum romain, c'est une des plus anciennes bastides créée par Alphonse de Poitiers (1255). L'église gothique fortifiée jouxte la place carrée aux splendides arcades de pierres. Nous sommes très proches de la villa gallo-romaine de Séviac, visitable de mars à novembre. Elle date du 4 et 5° siècle de notre ère. Les mosaïques et l'architecture bien visibles rendent la halte incontournable. La route transversale vers Larresingle permet dans l'interfluve Auzoue-Osse de répertorier les séquences sédimentaires molassiques appartenant aux séries de Herret et de Larroque. De plus nous passons à proximité de la carrière de Béon où les équipes du Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse ont découvert et inventorié une riche faune de micro-mammifères, mammifères, reptiles mais aussi amphibiens et oiseaux du Burdigalien supérieur. La visite du petit village médiéval de Larresingle parfaitement conservé, va nous plonger dans l'ambiance féodale avec son bourg castral, ovoïde et fortifié du 11° siècle. On ne pourra quitter cette attachante région sans déguster foie gras, salmis de palombes, confit et eau de vie d'Armagnac, produits régionaux qui fleurent bon la Gascogne.

10.3-Documents et collections consultables

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Aquitaine, parc technologique Europarc, 24 avenue Léonard de Vinci, 36000 Pessac ou au SGR Midi Pyrénées 12 rue Michel Labrousse 31106 Toulouse ou encore au

BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris, ou sur le site internet <http://www.brgm.fr/infote>

10.4-Bibliographie

- ALLARD M., LASSAUBE S. (1987) : Le gisement moustérien et aurignacien de Drouilhet à Cazaubon (Gers). Actes 7^e journée archéologues gersois. P.17-43
- ASTRE G. (1925) Les relations des sables de la mer helvétique et de la molasse de l'Armagnac dans le Lectourois. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 53, p.180-191.
- ASTRE G. (1932) : Mollusques continentaux des calcaires de Gondrin (Gers). Bull. Soc. Géol. Fr.(5),2, p.493-496.
- BERGOUGNOUX F.M., CROUZEL F. (1949) : Les faciès des Sables Fauves (Vindobonien sup.) dans le bassin d'Aquitaine. Bull. Soc. Géol. Fr.(5),19, p.135-153.
- BIANCHI G.A. (1985) : Gascogne souterraine. Grottes et avens du département du Gers. Spéléo-Gascogne, Revue du S.C. Gascogne, n° 6, 55 p. (Réédition)
- BOIS C., PINET B., GARIEL O. (1997) : The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscaye deep seismic reflection profile. A comparaison between the Parentis basin and other European rifts and basins. Deep Sismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscaye Survey. Edit. M.d.l. S.G.d. France, vol. 171, p. 143-165.
- BONIS L. de (1973) : Contribution à l'étude des mammifères de l'Aquitainien de l'Agenais. Mém. Mus. d'Hist. Nat., Paris, série C, Sci. de la terre, t.XXVIII,p.192
- BOUCHER (du) H. (1887) : Trouvailles préhistoriques dans le Gers. Matériaux, p. 335-337
- BREUILS A. (1888) : Quelques grottes préhistoriques de la Ténarèze. Revue de Gascogne. P. 385-389
- B.R.G.M.,E.L.F.-R.E.,E.S.S.O.-R.E.P.,S.N.P.A. (1974): Atlas géologique du Bassin Aquitain. Edit. B.R.G.M. Orléans.
- BRUNET M.(1975) : Les grands mammifères chefs de file de l'immigration oligocène et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. Thèse d'Etat Poitiers, p.542
- BRUNET M.F. (1991) : Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse doct. Univ. Paris VI, p.288
- BUGNICOURT D., DALBIEZ F., DUFAURE P. (1959) : Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-Aquitain. Bull. Soc. Géol. Fr.(7),1,p.583-587.
- BUGNICOURT D., CLARAC P., DUPEYRON J., PRIVE-GILL C., SAUVAGE J. (1988) : Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche à lignite à Capvern (plateau du Lannemezan, Hautes Pyrénées).Bull. Centre rech. explo. prod. Elf-Aqui, 12, 2,p. 739-757.
- CAHUZAC B., JANIN M.C., STEURBAUT E. (1995) : Biostratigraphie de l'Oligo-Miocène du bassin d'Aquitaine fondée sur les nannofossiles calcaires. Géol. France, 1995, 2, p.57-82.
- CAPDEVILLE J.P. (1976): Etude d'un niveau carbonaté lacustre au sein des molasses de l'Agenais. Thèse de 3^e cycle Bordeaux III
- CAPDEVILLE J.P. (1987):Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin Aquitain entre Lot et Dordogne. Thèse de Doctorat d'Etat , Bordeaux III. Document BRGM n°175, p.295.
- CAPDEVILLE J.P.(1991) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Nogaro (979). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville , A.Turq.
- CAPDEVILLE J.P. (1996): Carte géol. France (1/50 000), feuille Cancon (854). Orléans : BRGM . Notice explicative par J.P. Capdeville avec la collaboration de F.Charnet et A.Turq.

- CAPDEVILLE J.P. (1996) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Tonneins (877). Orléans : BRGM . Notice explicative par J.P. Capdeville avec la collaboration de A.Turq, A. Dautant, A. Réginato.
- CAPDEVILLE J.P., DARBOUX F. (1998) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Aire sur l'Adour (979). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville avec la collaboration de MILLET D. et MILLET F..
- CAPDEVILLE J.P. (1998): Carte géol. France (1/50 000), feuille Villeneuve/Lot (878). Orléans : BRGM . Notice explicative par J.P. Capdeville avec la collaboration de A. Turq.
- CAPDEVILLE J.P.(1999) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Penne d'Agenais (879). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville avec la collaboration de A.Turq.
- CANTET A. (1979) : Le gisement du Paléolithique sup. de la Brette2, à Condom (Gers). Bull. Hist. Nat. Toulouse, t.114, p.332-359
- CAVAILLE A. (1962) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Agen (902). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cavaillé A.
- CAVELIER C. (1972) : Les équivalents continentaux de l'Aquitainien marin provençal et le classement de la zone de Pauilhac à la base du Miocène.
Bull. BRGM, section 1,n°4,p.115-123
- CAVELIER C., FRIES G., LAGARIGUE J.L., CAPDEVILLE J.P. (1997) : Sédimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle.
Géol. France 1997, 4, p.69-79
- COLONGE D. (1997) : Le Paléolithique inférieur dans la moyenne vallée de l'Arros (Htes Pyr). Univ. Toulouse le Mirail, UFR Archéologie, mémoire de maîtrise, p.140
- CROUZEL F. (1951) : Contribution à l'étude du Miocène continental de la feuille de Montréal au 80 000. Bull.Serv. Carte Géol. France t.49, n° 232, p. 217-223
- CROUZEL F. (1957) : Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine.
Bull.Serv. Carte Géol. France t.54, n° 248, 264 p.
- CROUZEL F. (1989) : Carte géol. France (1/50 000), feuille d'Eauze (953). Orléans : BRGM. Notice explicative CROUZEL F. avec la collaboration de COSSON J ., BEL F.
- CURNELLE R. (1983) : Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Bull. Centre de rech. Pau SNPA, 7,1, p.68-89
- CURNELLE R., DUBOIS P.(1986): Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français B.S.G.F., (8),II,4, p.529-546.
- CURNELLE R., CABANIS B. (1989) : Relation entre le magmatisme triasique et le volcanisme hettangien des pyrénées et de l'Aquitaine. Bull. Centre de rech. Pau SNPA,13,2,p.347-376
- CUVIER G., (1825) : Recherches sur les ossements fossiles.
Paris, 1825,3^eédition, 5 vol.
- DAUCH C., VIALARD P. (1987) : Stade initial d'un duplex dans une aire à faible taux de raccourcissement : interprétation du pli chevauchant de la Grésigne (SW de la France)
C.R. Acad. Sci. Paris, T.304, série 2,n°12
- DELFAUD J. (1972) : Remarques sur les directions subméridiennes en Aquitaine.
Bull. Soc. linn. Bordeaux, t.2,n°8,p.163-16
- DEVIGNES M. (1991) : Résurrection d'une collection préhistorique : la collection Mazeret.
Bull. Soc. Linn. Bordeaux, t.19, n°1, p. 7-23
- DESGAULX P., BRUNET M.F. (1990) : Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times.

- Bull. Soc. Géol. Fr., (8), VI, n° 4, p. 295-306.
- DOLFUS G.F. (1915) : Etude de la molasse de l'Armagnac.
Bull. Soc. Géol. Fr. (15), p.335-402.
- DUBREUILH J., MOULINE M.P.,(1979) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Marmande (853). Orléans : BRGM . Notice explicative par J. Dubreuilh avec la collaboration de A. Cazal, J.M Le Tensorer, M. Paquereau, P. Pouchan, J. Wilbert.
- DUBREUILH J. (1987): Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines.
Thèse d'état Bordeaux III, document BRGM n°172, p.461.
- DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., FARJANEL G., PLATEL J.P., SIMON-COINCON R. (1995) : Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire; l'exemple du bassin d'Aquitaine. Géol.de la France n°4, p.3-26.
- DUCLOS G. (1987) : Eauze de mémoire d'hommes et de pierres.
Eauze terre d'histoire, Ed. Dauba, p. 21-43
- DUPLAIX S. (1956) : Etude des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral. Mém. Soc. Géol. Fr.n°7, p.108.
- DURANTHON F. (1991) : Biozotation des molasses continentales oligo-miocènes de la région toulousaine par l'étude des mammifères. Apports à la connaissance du bassin d'Aquitaine.
C.R. Acad. Sci. Paris, T.313, série 2, p.339-346
- FARRET G. (1973) : Note sur la découverte d'un habitat et d'une station préhistorique à Gourrague (Condom 32). Bull. Soc. Archéo Hist. Gers, 3°trim., p. 157-264.
- FEINBERG H. (1964) : Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du dôme d'Audignon. Thèse 3° cycle Paris, p.280, fig38.
- FEIST M., RINGEADE M.(1977) : Etude biostratigraphique et paléobotanique (Charophytes) des formations continentales d'Aquitaine, de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur.
B.S.G.F., 7, 19, n°2,p.341-354.
- FORNEY G.G. (1975): Permo-Triassic sea level change.
J. Geol. 83, p.773-779
- FOUCHER P. (2004) : Les industries lithiques du complexe Gravettien-Solutréen dans les Pyrénées. Univ. Toulouse Mirail, mémoire de maîtrise, p. 108.
- GALL J.C., GRAUVOGEL-STAMM L., NEL A., PAPIER F. (1998) : La crise biologique du Permien et la renaissance triasique. C.R.Acacd.Sci.Paris, 326,p.1-12
- GARDERE Ph. (2002) : Les Sables Fauves, dynamique sédimentaire et évolution morphostructurale du bassin d'Aquitaine au Miocène moyen.
Thèse 3°cycle Univ. P. Sabatier, Strata S2, V40, p.217,77 fig., 6 pl.
- GARDERE Ph., REY J., DURANTHON F. (2002) : Les Sables Fauves, témoins de mouvements tectoniques dans le bassin d'Aquitaine au Miocène moyen. CR Geosciences 334, p.987-994
- GARIEL O., BOIS C., CURNELLE R., LEFORT J.P., ROLET J. (1997) : The Ecors Bay of Biscaye deep seismic Survey. Geological framework and overall presentation of the work. Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscaye Survey. Edit. M.d.l. S.G.d. France, vol. 171, p. 7-19.
- GAYET J., PRATVIEL L., DUBREUILH J. (1976) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Bordeaux (803). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.Alvinerie et Al.
- GINSBURG L. (1967) : Une faune de mammifères dans l'Helvétien marin de Sos (Lot et Garonne) et de Rimbez (Landes). Bull. Soc. Géol. Fr.(7),11, p.5-18.

- GRANDJEAN G. (1992) – Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS. Thèse doct. Univ. Languedoc, Montpellier, p. 291.
- GREGOR H.J. (1985) : Vorläufiger Bericht über neuer pflanzenfossilien aus Tertären sedimenten, sud-Frankreich. Documenta naturae, 258, p.68-70.
- GUERIN C. (1980) : Rhinocéros fossiles du Miocène terminal au Pléistocène d'Europe occidentale. Thèse d'état, Lyon, Doc. Géol. Lyon n°79, p.202
- HUARD J. (1974) : Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignites néogènes des Landes. Mem. BRGM, n°78, t.2, p.509-512.
- JACQUOT E. (1870) : Description géologique, minéralogique et agronomique du département du Gers. Imp. Nationale Paris, 1° partie, p. 158.
- JAUBERT J. (1994) : Castelnau d'Auzan Guilloutet.
Bilan scientifique 1994, SRA Midi Pyrénées, p. 123-125
- KARNAY G.(1996) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Nérac (901).Orléans : BRGM. Notice explicative par Karnay G., Turq A..
- KNOLL A.H., BAMBACH R.K., CANFIELD D.E., GROTZINGER J.P. (1996) : Comparative earth history and late Permian mass extinction .Science, 273, p.452-457.
- LAMBERT J., BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.Y., GODEFROY P., LEVRET-ALBARET A. (1996) : Les tremblements de terre en France.
Edition du BRGM, p.196
- LANDESQUE L. (1888) : Sur le calcaire à *Palaeotherium* de l'Agenais et du Périgord.
B.S.G.F., 3, 17, p.16-37.
- LEAU H. (1997) : Etude du signal sismique et de son atténuation dans la croûte inférieure réflexive. Application au profil ECORS-Golfe de Gascogne. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, 208 p.
- LEBRUN-RICALENS F. (1993) : Réflexions préliminaires sur le comportement litho-technologique et l'occupation du territoire du Pays des Serres à l'Aurignacien : Le gisement de Toulouzette à Beauville (47) une occupation moustérienne et aurignacienne de plein air.
Paléo n° 5, p. 127-153
- LE TENSORER, J.M. (1981) : Le Paléolithique de l'Agenais. Paris : C.N.R.S. 526 p., ill. Cahiers du Quaternaire; 3.
- LEYMERIE A. (1851) : Note sur un *Anthracotheurium magnum* découvert à Moissac.
Mem. Ac. Sc. 4°série, t.1,p. 388-394
- LIEPMAN V. (1980) : Dynamique sédimentaire du bassin des Landes de Gascogne.
Thèse 3° cycle Bordeaux III, p.221, Fig. 23
- MAILHET S. (1938) : Les abris sous roche de Labarrère (Gers).
Bull. Soc. Hist. Litt. Scient. Du Gers, 34°, p.69-71
- MANGIN A. (1978) : Le karst. Son originalité physique, son importance économique.
Actes colloque AGSO, Tarbes, p.21-37
- MATTAUER M. (1968) – Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées.
Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10,p.3-11
- MAURIAUD P. (1987): La tectonique salifère d'Aquitaine. Le Bassin d'Aquitaine.
Revue Pétrole et Techniques ,n°335,p.38-41.
- MAZERET L. (1907) : Monuments mégalithiques du Gers.
Homme préhistorique, 5, p. 1-10
- MAZERET L. (1918) : Grottes, souterrains et excavations artificielles du Gers.

- Bull. Soc. Archéo. Gers, 19, p. 73-85
- MAZERET L. (1930) : Montréal du Gers avant l'Histoire.
Bull. Soc. Pré. Fr., t.27, n°2, p. 98-122
- MILLET D., MILLET F. (1994) : Terrasses alluviales garonnaises du Pléistocène (Gironde et Lot et Garonne). Bilan Scientifique 2004, SRA Aquitaine, p.128
- MILLET D., JAUBERT J., DUCLOS G., CAPDEVILLE J.P. (1999) : Une exploitation paléolithique du grès en Armagnac : le site de Cazalège à Castelnau d'Auzan.
Paléo n°11, p.43-70
- MILLET D. (2001) : Les matières premières siliceuses de l'interfluve Adour Garonne : les gîtes à grès en Bas Armagnac (Gers). Lithothèque matières siliceuses région Midi-Pyrénées p. 127-147
- MILLET D. (2001) : Le Paléolithique inférieur en Aquitaine méridionale.
Univ. Toulouse 2- Le Mirail, p.674, pl. 124.
- MILLET D., MILLET F. (2003) : Refuges naturels, matières premières siliceuses : implications paléolithiques en Gabardan et Albret méridional.). Bilan Scientifique 2003, SRA Aquitaine, p.166-167
- MONTADERT L., ROBERTS D.G., de CHARPAL O., GUENNOC P. (1979) : Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, ed. Usher J.L., Washington, vol.48, p.1025-1060.
- OLIVET J.L., BONIN J., BEUZART P., AUZENDE J.M. (1984) : Cinématique de l'Atlantique nord et central. CNEXO (Brest), 54 , p.1- 108
- PAQUEREAU M. (1964) : Flores et climats post-glaciaires en Gironde.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t.101, n°1, p.135
- PAQUEREAU M. M. (1978) : Flores et climats du Wurm III dans le Sud-Ouest de la France.
Quaternaria, 2, p. 123-164
- PARIS F. 1987 : Bassins paléozoïques cachés d'Aquitaine : biostratigraphie par les chitinozoaires, ostracodes et tentaculites.
Document BRGM n°144, Géol. profonde France, thème 7.
- PARIS F., LE POCHAT G., PELHATE A. (1988) : Le socle paléozoïque nord-aquitain : caractéristiques principales et implications géodynamiques.
C.R. Acad. Sci. Paris, T.306, série 2, p 597-603
- PINET B., MONTADERT L., ECORS Scientific Party. (1987) : Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscaye). Geophys. J. R. astr. Soc., vol. 89, p. 305-312.
- PLATEL J.P.(1990) : Carte géol. France (1/50 000), feuille Cazaubon (926).
Orléans : BRGM. Notice explicative par Platel J.P..
- REY J., DURANTHON F., GARDERE Ph., GOURINARD Y., MAGNE J., FEINBERG H., MURATET B. (1997) : Découverte d'un encaissement entre dépôts de sables fauves dans la région de Sos (Miocène Centre Aquitain). Géol. France, 1997, 2, p.23-29.
- RICHARD M. (1931) : Mammifères fossiles des terrains oligocènes du Montalbanais.
B.S.H.N. Toulouse, t .61, p.201-350
- RICHARD M. (1948) : Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de mammifères tertiaires. Mémoires S.G.F., vol.24, n°52
- RINGEADE M. (1978) : Contribution à la biostratigraphie des faciès continentaux d'Aquitaine (Eoc. sup. à Miocène inférieur) par l'étude des micromammifères et des charophytes. Thèse d'Etat Bordeaux p.318
- ROMAN F., VIRET F. (1934) : La faune de mammifères du Burdigalien de La Romieu (Gers).

- Mémoires S.G.F., t.9, n°21, fas. 2-3, p.1-67
- ROUZAUD A. (1976) : Le peuplement préhistorique des pays du Gers. Mémoire de maîtrise, Univ. Toulouse Mirail, p.102
- SCHOEFFLER J. (1971) : Etude structurale des terrains molassiques du piémont-nord pyrénéen de Peyrehorade à Carcassonne. Thèse d'Etat Bordeaux, p.323.
- SUC J.P., LEGIGAN P., DINIZ F. (1986) : Analyse pollinique de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). Bull. Inst. Géol. bassin Aquitaine, Bordeaux, n°40, p.53-65
- SUDRE J., BONIS L. de, BRUNET M., CROCHET J.Y., DURANTHON F., GODINOT M., HARTENBERGER J.L., JEHENNE Y., LEGENDRE S., MARANDAT B., REMY J.A., RINGEADE M., SIGE B., VIANEY-LIAUD M. (1992) : La biochronologie mammalienne du Paléogène au Nord et au Sud des Pyrénées : Etat de la question. C.R. Acad. Sci. Paris, T.314, série 2, p 631-636.
- THIBAUT Cl. (1985) : A propos de la pointe à crans de Sabres (Landes) et des Sables de Gascogne. L'Anthropologie, t. LXIX, n°3-4, p. 377-380
- THIRY M., BERTRAND AYRAULT M. (1988) : Les grès de Fontainebleau : genèse par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le Plio-Quaternaire. Bull. inf. Géol. Bass. Paris, 25, 4, p. 25-40
- TOURNOUER R. (1869) : Sur l'âge géologique des molasses de l'Agenais, à propos de la découverte de nouveaux débris d'*Elotherium magnum* et de divers autres mammifères dans les terrains tertiaires d'eau douce du Lot et Garonne. B.S.G.F.(2),t.26,p.983-1024
- TOURNOUER R. (1874) : Note sur les terrains miocènes des environs de Sos et Gabarret (Lot et Garonne et Landes). Actes Soc. Linn. Bordeaux, t.29, n°9, p.119-169
- VASSEUR G. (1890) : Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France B.C.G.F.,n°19,t.2,p.351-366
- VIANEY-LIAUD (1972) : Contribution à l'étude des cricéidés oligocènes d'Europe occidentale. Paleovertebra Montpellier, 5, p.1-14
- VILLEMUR N. (1995) : Analyse sédimentologique du gisement fossilifère de Montréal du Gers. Mémoire de Maîtrise de Géologie. Univ. P. Sabatier Toulouse. p.29, fig.19
- VOGT J. (1979) : Tremblements de terre. Mém. BRGM, n°96

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

- Feuille (205) Agen** -1900 par Tournouër, Vasseur, Donnere, Michel-Lévy
- Feuille (216) Montréal** -1884 1° édition E. Jacquot
-1964 2° édition par J.Vogt, F.Crouzel, H .Feinberg,
J.Dupouy-Camet, J. Cuvillier.
- Feuille (204) Grignols** – 1917 par G.Vasseur, J.Blaiac, J. Repelin

11-AUTEURS

Levés géologiques : CAPDEVILLE J.P. et KARNAY G.
Notice : CAPDEVILLE J.P. et MILLET D.

Fig.1- COUPE DE MONTREAL

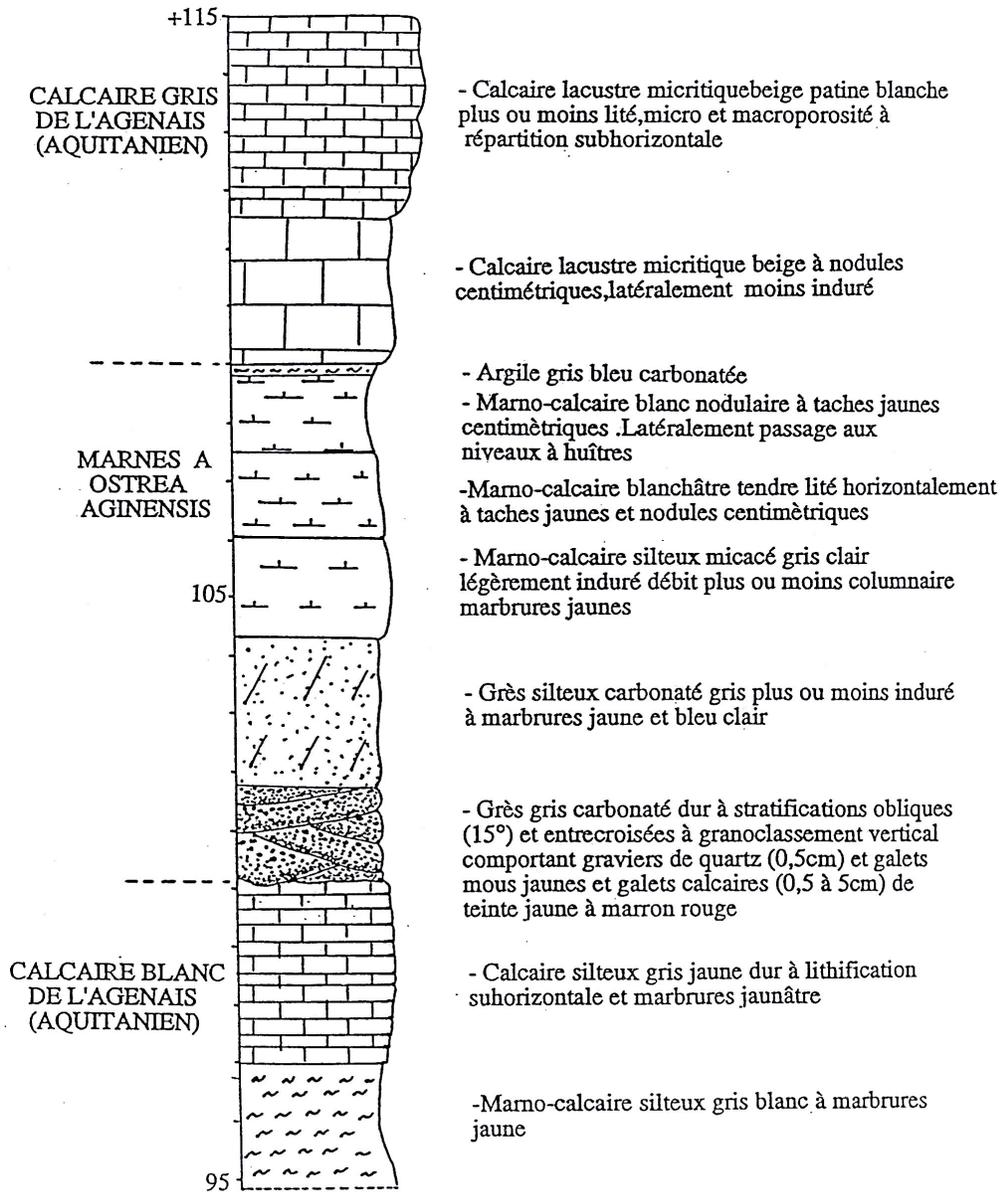


Fig.2- COUPE DE LABOURDETTE
(1 km N château de BEAUMONT)

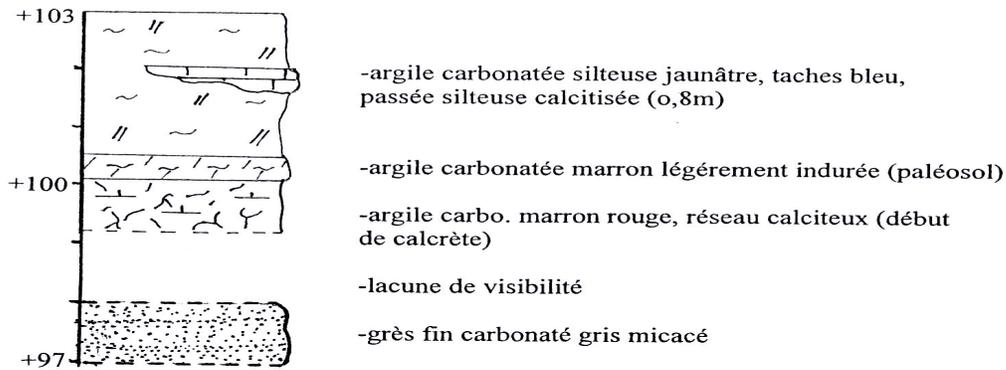


Fig.3- COUPE NAUCHON-BAUDIGNAN
(927-1)

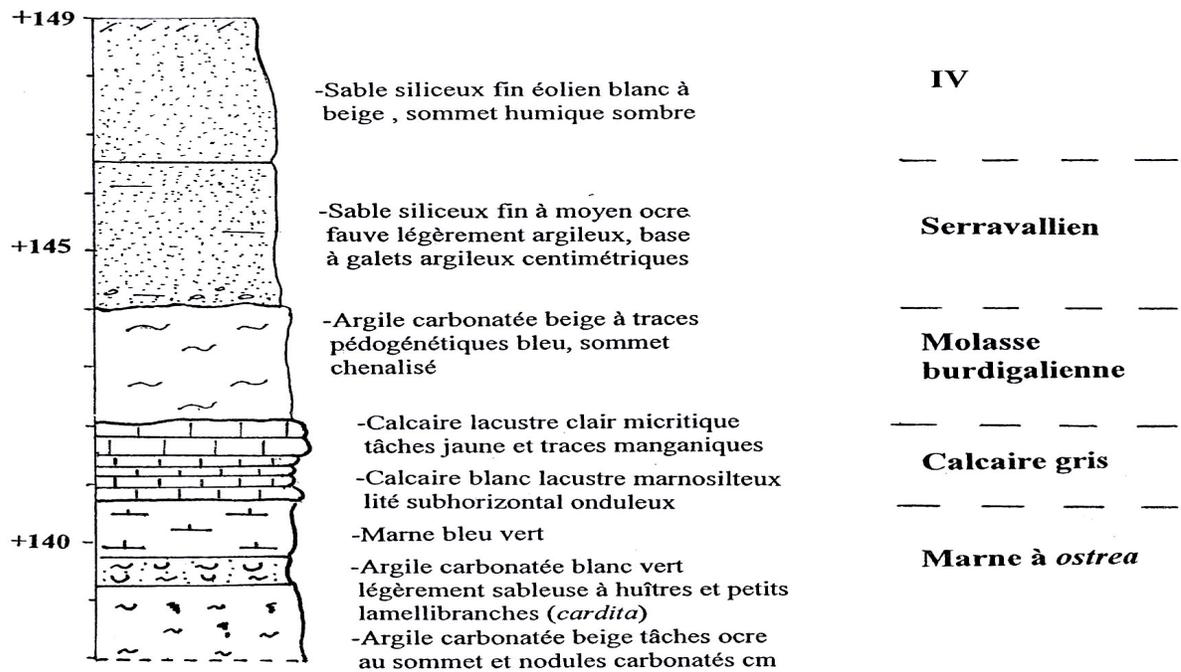


Fig.4- COUPE DE VILLENEUVE DE MEZIN

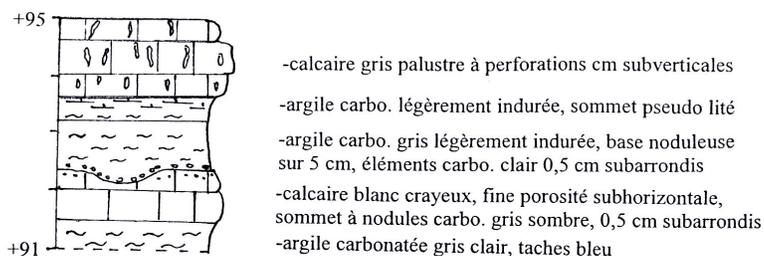


Fig.5- COUPE DE LARAZET
(1 km NE de Lauraët)

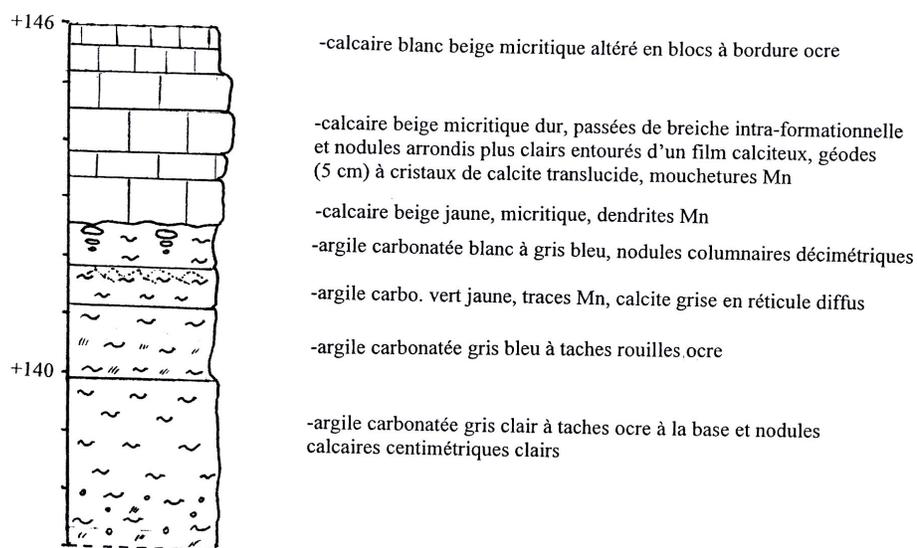


Fig.6- COUPE DE BEON
(2,5 km au sud-est de MONTREAL)

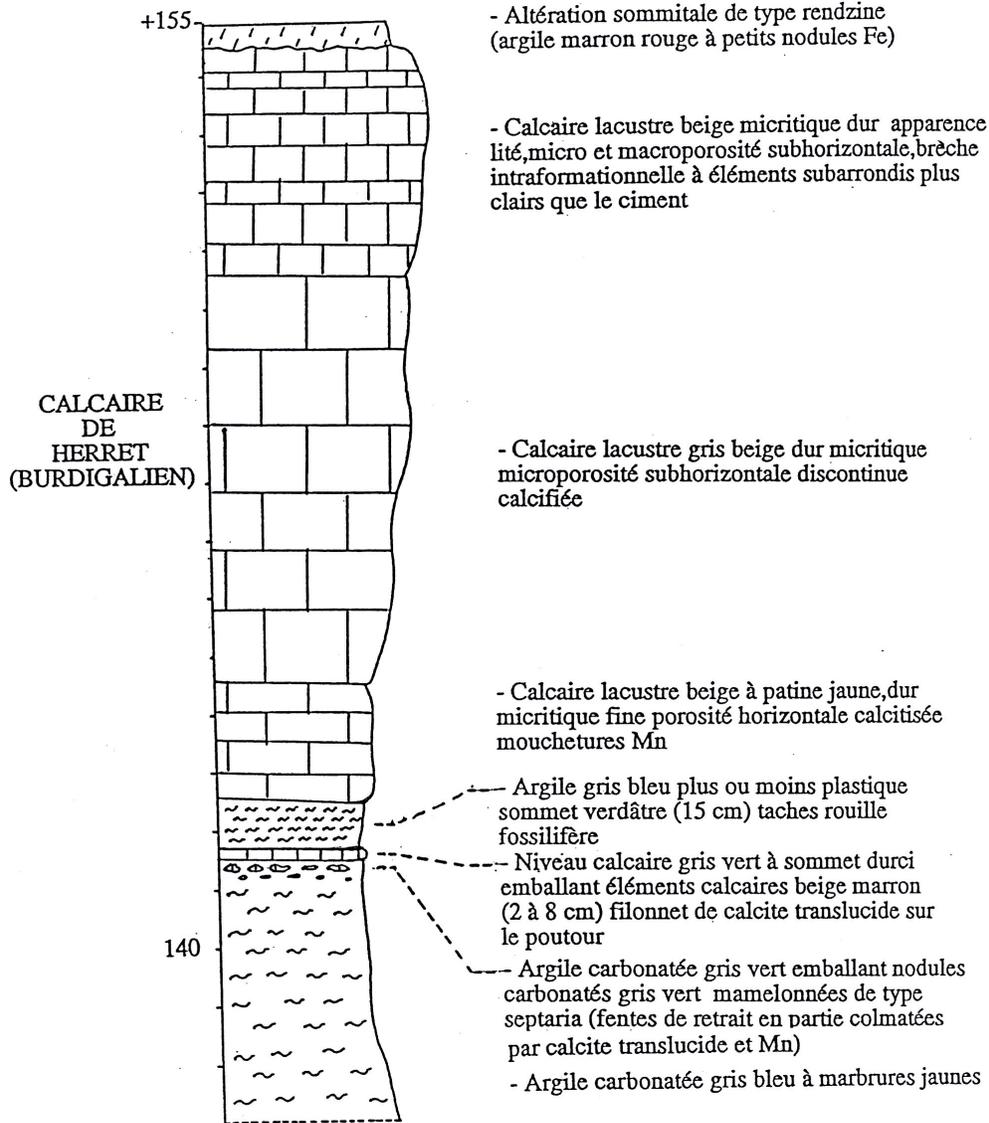


Fig. 7- COUPE DE MOULIES
(5km N. de CASTELNAU d'AUZAN)

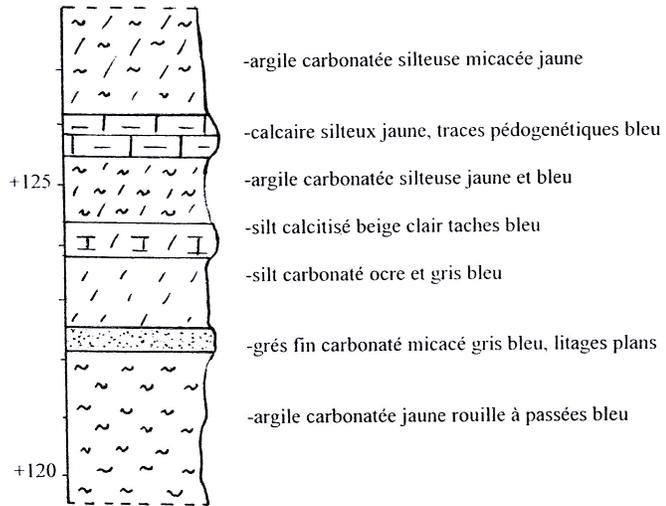
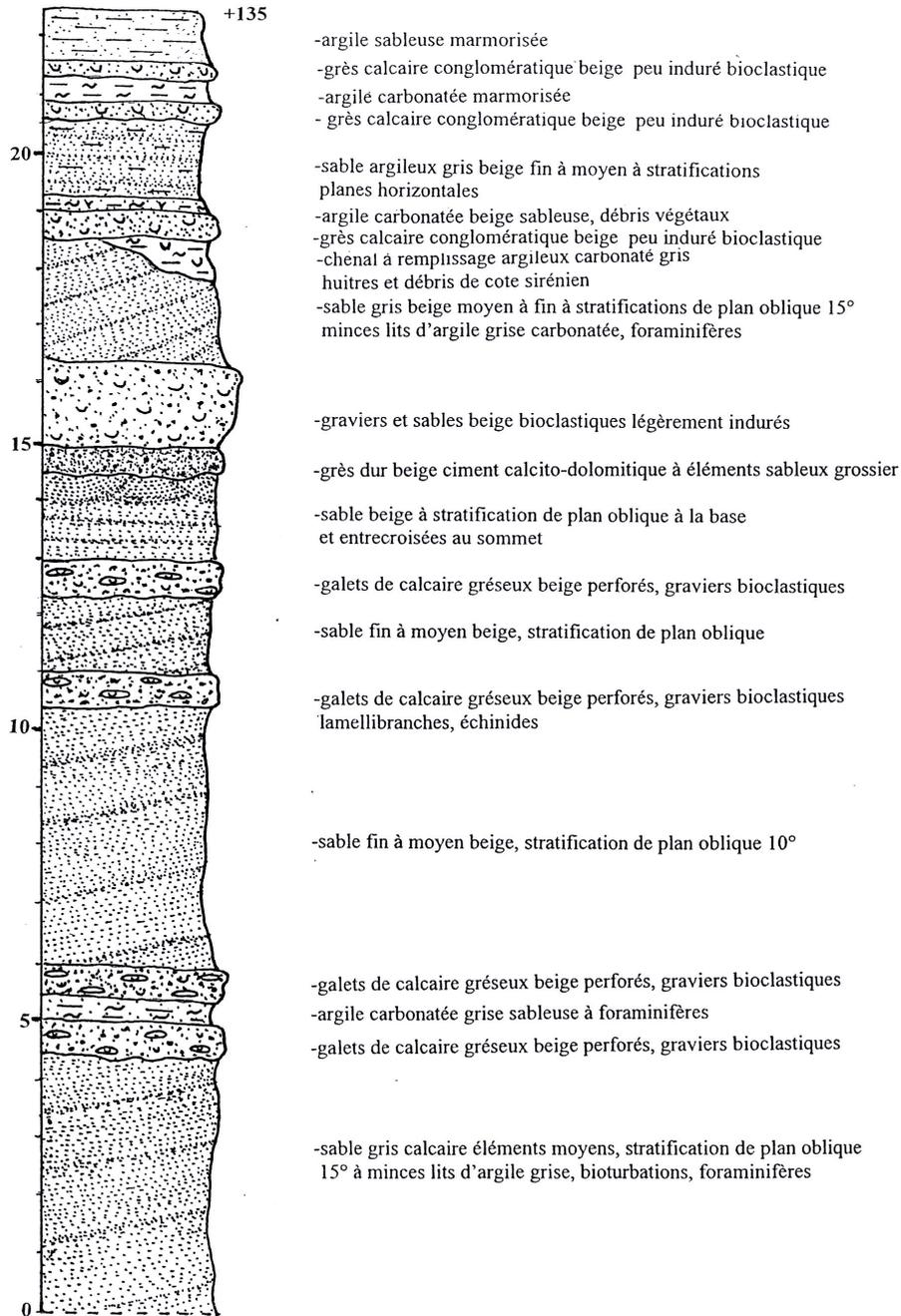


Fig.8- CARRIERE DE SANSOT
(2,5 km NE de Gabarret)



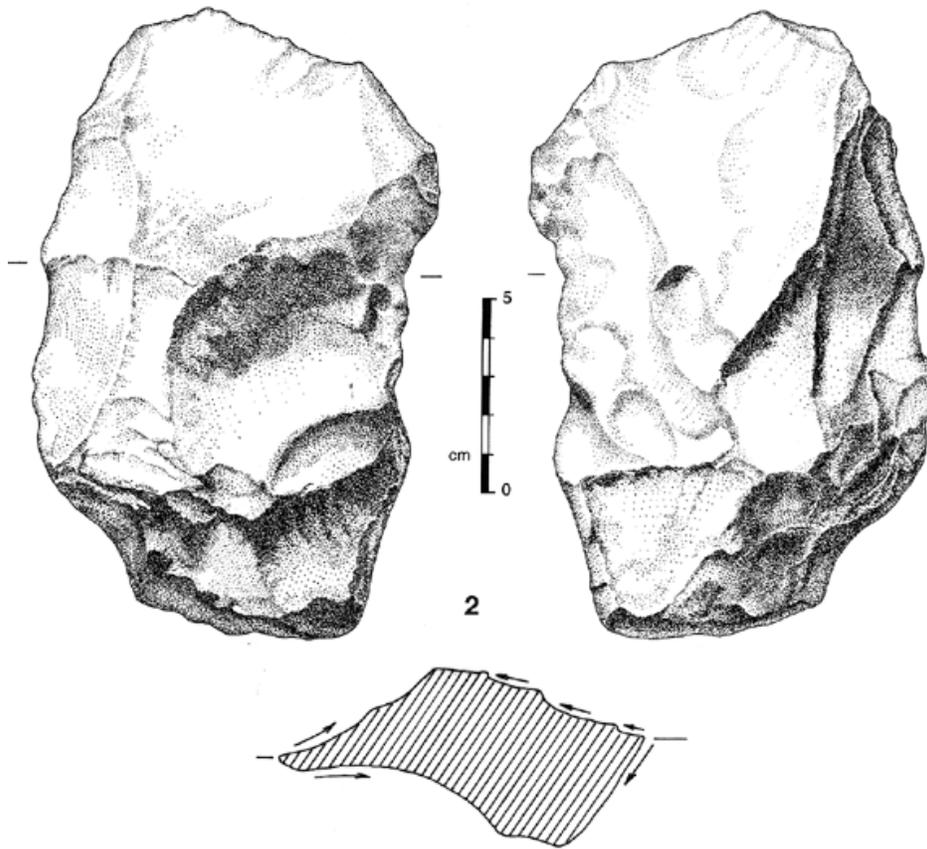
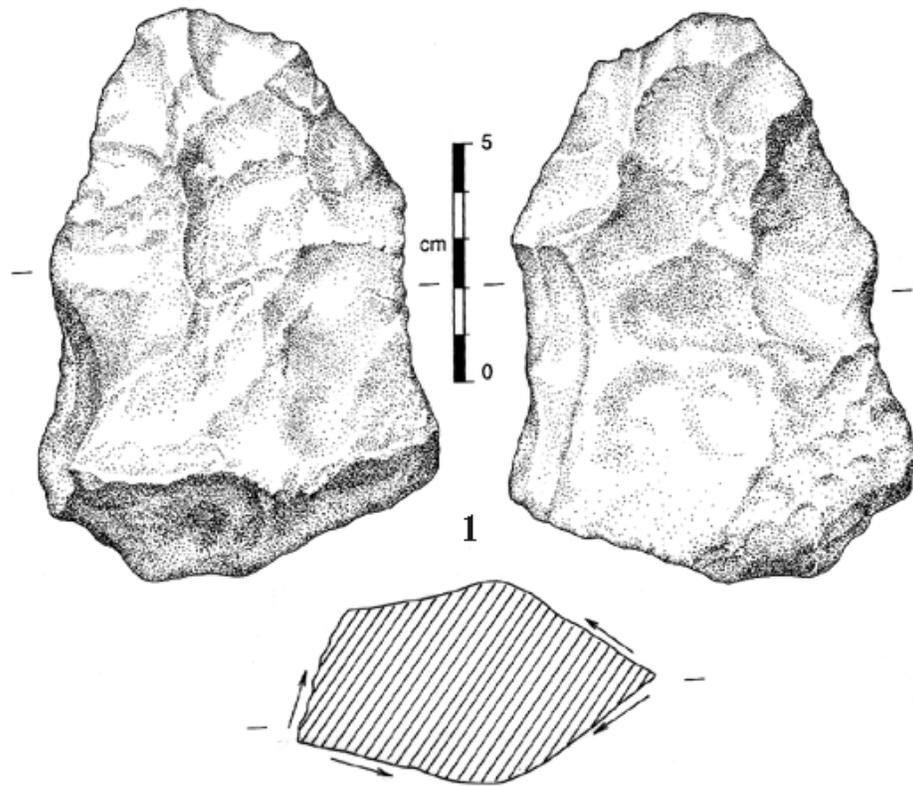


Fig.11
Castelnaud-
d'Auzan (32):
Exploitation des
formations
gréseuses au
Paléolithique
inférieur. Atelier
de taille de
"Rieupeyrou". 1:
Biface sur
plaque; 2:
Hachereau.

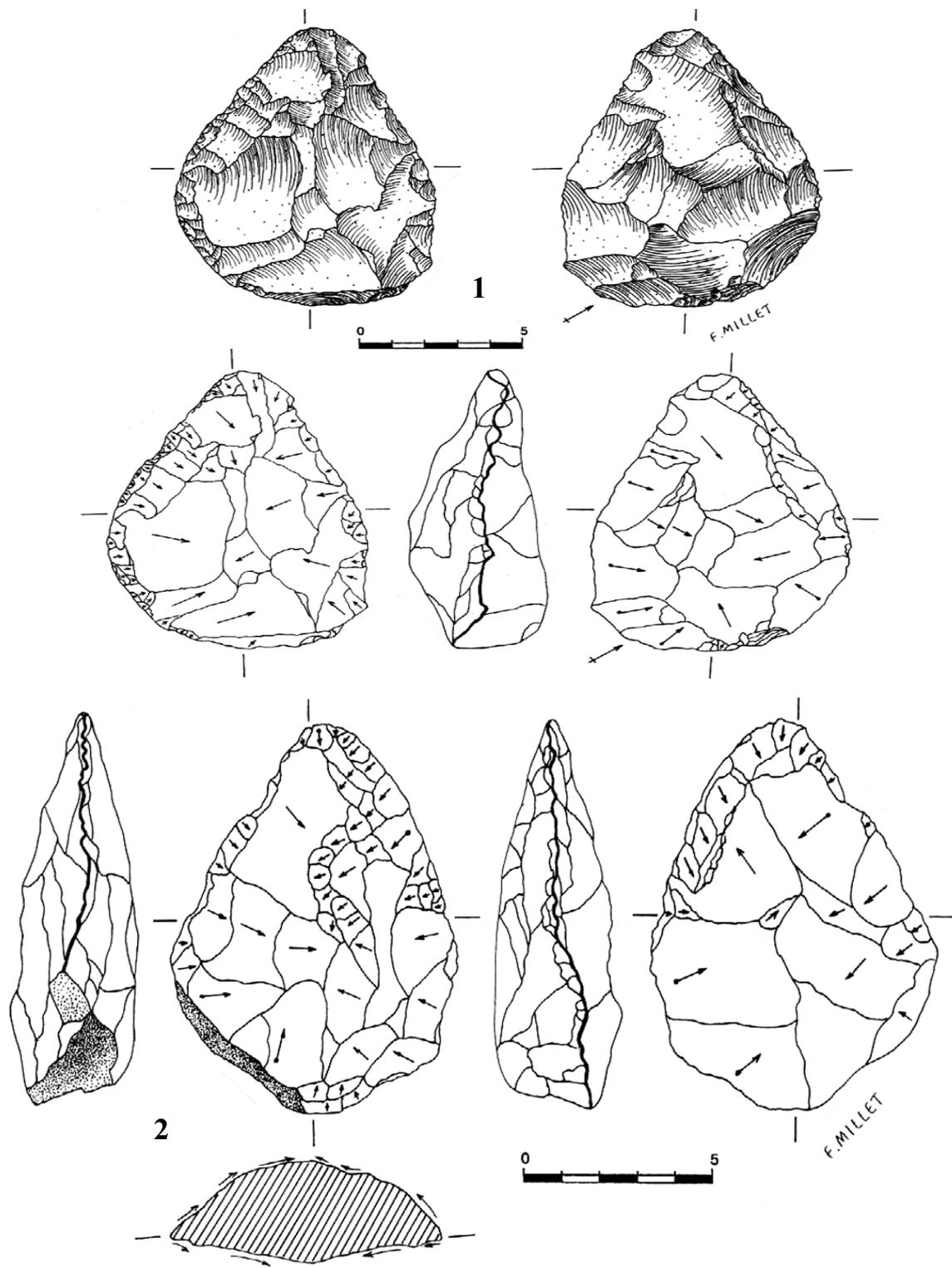


Fig.12-Paléolithique moyen de la vallée de la Gélise. 1. Ste Maure-de-Peyriac (47): Biface MTA en silex; 2. Parleboscq (40): Biface cordiforme MTA en grès quartzite

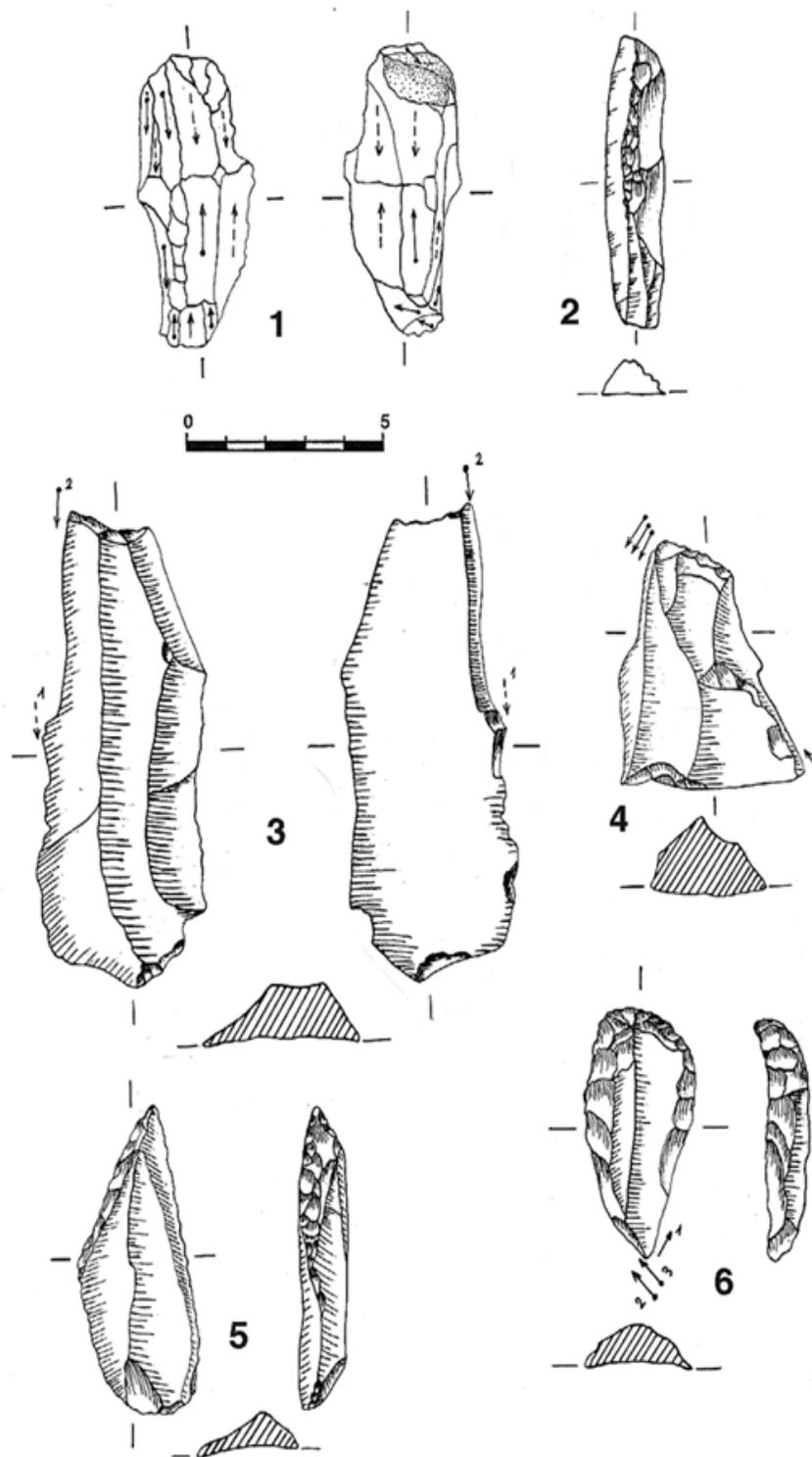


Fig.13- Ste Maure-de-Peyriac (47): Paléolithique supérieur. Station du "Peyré"
1: Nucléus laminaire résiduel à débitage bipolaire; 2: Lame à crête; 3, 4: Burins sur troncature retouchée; 5: Troncature retouchée oblique; 6: Outil multiple (grattoir-burin dièdre)