



## EAUZE

La carte géologique à 1/50 000  
EAUZE est recouverte par la coupure  
MONTREAL (N° 216)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Caen	Montreal du Gers	Combrès
Nîmes	EAUZE	Florença
Aix sur l'Adour	Poitou	Auch

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## EAUZE

par

F. CROUZEL, J. COSSON, F. BEL, J. GALARHAGUE



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

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

**par**

**F.CROUZEL, J. COSSON, F. BEL, J. GALARHAGUE**

**1989**

**Remise de la carte et de sa notice explicative : 27 février 1987**  
**Acceptation de la carte et de sa notice explicative 17 juin 1987**  
**Impression de la carte : novembre 1989**  
**Impression de la notice : mars 1989**

## SOMMAIRE

	Pages
<b>PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</b>	<b>5</b>
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIES SUCCESSIVES</b>	<b>6</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>16</b>
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	<b>16</b>
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	<b>30</b>
<b>APERÇU STRUCTURAL</b>	<b>39</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>40</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>40</b>
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	<b>43</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>44</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>44</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	<b>44</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>46</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>47</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>47</b>

## PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire de la feuille Eauze et ses abords sont caractérisés par l'intrication de formations continentales, descendues des Pyrénées, et de formations marines côtières, voire éoliennes, apportées par l'océan Atlantique. On peut noter actuellement, au Néogène, les faluns de Saint-Avit de l'Aquitaniens supérieur, visibles sur les feuilles voisines, puis les faluns de Manciet de l'Helvétien inférieur, Langhien débutant qui affleure à la base des coteaux autour d'Eauze, traverse toute la feuille et se retrouve jusque dans les cartes voisines Fleurance et Condom, puis les sables fauves à *Ostrea crassissima* qui peuvent être rapportés au Tortonien supérieur et s'étendent largement au sommet des coteaux jusqu'au delà de Lectoure, enfin les sables des Landes, quaternaires, visibles jusque sur les feuilles voisines Cazaubon et Montréal-du-Gers. D'autre part les dépôts continentaux calcaires et marneux provenant de la chaîne continuent à établir leurs niveaux superposés de façon régulière jusqu'au Tortonien inférieur compris. Les immersions marines témoignent de l'instabilité des niveaux de base au cours des temps miocènes, jusqu'au Quaternaire. Il ne sera question ici que des immersions marines affleurant sur la feuille Eauze : les faluns de Manciet et les sables fauves.

Les séries continentales sont disposées en superposition normale, sur la carte étudiée, depuis l'Aquitaniens inférieur jusqu'à l'Helvétien supérieur débutant. Elles participent à l'ensemble paléogéographique comme sur les feuilles voisines sud-orientales (Plaisance, Auch, Mirande). Plus tard, une période de creusement modéré ainsi que les gauchissements tectoniques, ont précédé le dépôt des sables fauves à partir du golfe de Gascogne. Enfin, tout au sommet des coteaux, peuvent affleurer des argiles à galets avec des glaises bigarrées d'âge pontien, qui montrent un renouveau d'alluvionnement, mais de type plus torrentiel, à partir des Pyrénées.

C'est à travers cet ensemble qu'ont été profondément creusées les vallées quaternaires actuelles. Dans le Gers, séparé de ses sources montagnardes par le cours de la Garonne, la formation des vallées ne s'est pas déroulée selon les grands épisodes relatifs aux glaciations. Les dépôts alluviaux récents, en contre-bas de la surface pontienne de remplissage, ne forment pas les niveaux nets de terrasses. Celles-ci sont difficiles à distinguer des solifluxions, des colluvions, des formations résiduelles sur bancs durs.

Du point de vue de l'hydrographie, la feuille appartient pour la plus grande part au bassin de la Garonne et, sur une surface moindre, à celui de l'Adour. Les vallées gersoises, sinueuses à travers des plaines étroites, ont des tracés simples, pratiquement rectilignes. Elles sont disposées en éventail à partir du plateau de Lannemezan. Mais cette ordonnance est perturbée par l'arrivée des "Sables des Landes" qui les a obligées à contourner ses affleurements. A l'Est, la Gélise, l'Izaute, l'Auzoue et l'Osse, rejetées dans la Baïse par une série de captures, se déversent dans la Garonne près d'Aiguillon. A l'Ouest, le Bergons, la Douze, le Midouzon, le Midou se réunissent en direction de Mont-de-Marsan, et grâce à un cours en arc de cercle rejoignent l'Adour au Sud de Dax. Une ligne de coteaux jalonne la séparation des eaux garonnaises et aturiennes. Elle a servi, durant les temps préhistoriques, de voie de déplacement (la

Tennarèze par excellence) entre les Pyrénées et la région bordelaise. En effet elle évitait toute traversée de rivière. Des captures récentes ont déplacé cette voie vers l'Ouest.

Sur la feuille Eauze, les vallées gardent le profil dissymétrique caractéristique du pays gascon. Le versant de rive droite, exposé aux vents et aux pluies de l'Ouest, est généralement court et abrupt. Le versant de rive gauche est relativement long, descendant en pente douce et recouvert par des dépôts superficiels. Toutefois, ce dispositif ne correspond pas à une loi absolue. Il existe des inversions locales dans la répartition des pentes.

Entre ces longues vallées parallèles, les coteaux bien disséqués, aux reliefs adoucis, laissent apparaître le substratum continental miocène. Ce sont des couches subhorizontales, organisées en cycles sédimentaires successifs. La série virtuelle locale débute par des conglomérats, suivis de molasse, de macigno, de calcaires plus ou moins marneux et enfin de marnes épaisses plus ou moins bourrées de nodules calcaires. Ici, déjà loin des Pyrénées, les termes détritiques sont toujours réduits et parfois absents. Mais les bancs calcaires intercalés peuvent présenter un certain développement.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIES SUCCESSIVES

L'histoire géologique du territoire couvert par la feuille Eauze s'insère toute entière dans l'évolution du Bassin aquitain, dès l'origine de celui-ci.

### DU TRIAS À L'OLIGOCÈNE

#### Trias et Infralias

Au début du Trias, la partie aquitaine du craton hercynien enregistre les effets distensifs d'une proto-ouverture atlantique probablement amorcée dès le Stéphanien et poursuivie au cours du Permien (R. Curnelle, 1983) : des failles normales d'orientation SW-NE, et dont les plus actives regardent au Sud-Est, effondrent une série de demi-grabens parallèles séparés par des seuils peu accusés. Ce processus taphrogénique épargnant le bloc armorico-arverne, ces fossés se développent peu en direction du Nord-Est mais s'approfondissent au Sud-Ouest par subsidence différentielle. Sous un climat semi-aride à rares pluies torrentielles (*ibid.*), des oueds temporaires y déversent des apports plus ou moins grossiers de cônes alluviaux et de plaines d'épandage intermittentes (*Détritiques de base ou de bordure*), passant à des silts et argiles de sebkha, souvent à anhydrite diffuse et dolomie en nodules et passées (*Formation de Sébastopol*) ; dans les zones basses de ces sebkhas, des incursions marines passagères induisent un milieu lagunaire confiné, sous faible tranche d'eau, où précipitent des évaporites à sel dominant. Ainsi localisée d'abord aux parties les plus déprimées des grabens actifs, cette *Formation salifère d'Avensac* va s'étendre progressivement à toute la partie méridionale du bassin d'Aquitaine : elle y déborde tous les seuils antérieurs et atteint des épaisseurs considérables (680 m au forage Lacquy 101, sur la

feuille Cazaubon). La très forte subsidence nécessaire à une telle accumulation de dépôts lagunaires s'accompagne de venues ophitiques impliquant des accidents crustaux ouverts jusqu'à la base de la lithosphère. Selon R. Curnelle (*ibid.*), ces événements et leur localisation traduisent la continuité synsédimentaire du processus distensif initial dont les effets, brusquement accentués vers le Sud-Ouest du bassin, y généraliseraient les effondrements. De Biscarosse à Toulouse, la charnière de cette subsidence, dite *flexure celtaquitaine* (Géologie du bassin d'Aquitaine, 1974), ne refléterait donc pas une simple flexuration du socle, régulière et continue, mais le jeu, en touches de piano, de compartiments allongés du Nord-Est au Sud-Ouest et inégalement affaissés dans cette dernière direction.

Au-dessus de la formation salifère, un retour très général à des conditions de sebkha continentale amène la décantation d'argiles rouges ou bariolées à fréquents nodules d'anhydrite. Ces dépôts de comblement transgressent peu à peu au Nord de la charnière précédente où ils présentent un âge rhétien de plus en plus tardif en direction des bordures du bassin ; dans le même temps, le centre de celui-ci s'emplit de vases progressivement enrichies en matière organique et carbonates magnésiens, annonçant une prochaine reprise du processus évaporitique. L'ensemble de ces faciès supra-salifères est connu sous le nom de *Formation argilo-dolomitique*.

Pendant toute cette première période, la région se situe à l'aval très proche de la charnière de subsidence, et tous les faciès continento-évaporitiques décrits ci-avant y sont représentés en succession verticale et aussi latérale. En outre, un très puissant sill d'ophite (193 m au forage Louslitges 1) s'intercale ici dans la formation salifère : cette ascension de magma basaltique exprime bien le jeu distensif des failles profondes contrôlant l'enfoncement du bassin en cours de sédimentation.

Cette tectonique en extension s'atténue progressivement et aucune émission ophitique ne se manifeste dans l'Infralias ; cependant, les principaux traits structuraux demeurent ainsi que l'environnement continento-évaporitique qui en découle en climat sub-désertique. Le comblement tardi-triasique de l'Aquitaine par des vases salines ne marque qu'une pause momentanée dans le processus évaporitique : celui-ci se réamorçe bientôt avec le dépôt de la *Dolomie de Carcans*, repère facio-logique dont l'âge varie de Rhétien moyen-supérieur au centre-sud du bassin à Hettangien vers les bordures [P. de Renéville, SNEA(P), cité par R. Curnelle, 1983]. Au-dessus, subsidence et confinement installent une nouvelle et très puissante série à évaporites, interstratifiant argiles, marnes dolomitiques, dolomies et surtout anhydrite et sel. Ce dernier se localise à la partie centrale du bassin, la plus subsidente, modérément décalée vers le Nord par rapport à la zone d'extension du sel triasique ; par contre, l'anhydrite en déborde largement les limites pour atteindre les Charentes, le Périgord et le Quercy où elle passe latéralement à des faciès de bordure carbonatés et sableux. Cette formation évaporitique est dite *Zone à anhydrite* en raison de la prédominance et de l'extension de ce sulfate, attribuées à des modifications climatiques. Ces dépôts, composés d'alternances sel - anhydrite puis anhydrite - dolomicrite, atteignent 675 m d'épaisseur à Louslitges 1.

## Lias post-éaporites

A la fin de l'Hettangien, l'arrêt de ce second épisode évaporitique marque un palier général dans le comblement du bassin d'Aquitaine ; au-dessus, va pouvoir s'établir une plate-forme marine peu profonde à sédimentation plus uniforme (*Lias carbonaté*). Dès le Sinémurien, le niveau de la mer permet des communications entre l'Aquitaine et les Grands Causses, par le détroit de Rodez, et une avancée en direction de la Mésogée, par la région de Foix. Sur le territoire de la feuille, des conditions de mer peu profonde, mais déjà moins confinée, à salure normale, se traduisent par le dépôt de dolomies parfois oolithiques.

La lente transgression ainsi amorcée s'amplifie au Lias moyen et supérieur : le seuil du Poitou s'ouvre, la communication avec la Mésogée s'affirme et la plate-forme aquitaine toute entière est largement soumise aux influences océaniques. Dans le même temps, les structures hercyniennes s'estompent et le territoire de la feuille se situe dès lors sur une large ride très surbaissée, d'orientation subméridienne, dite *haut-fond d'Armagnac*. Déjà très sensible de Tarbes à Casteljaloux, ce dernier réduit les épaisseurs à son aplomb mais ne perturbe guère le faciès "*Lias marneux*" de la sédimentation régionale : les dépôts y restent de mer ouverte, assez uniformément marneux, parfois fugitivement entrecoupés de calcaires argileux ou plus rarement bioclastiques (cas du Domérien supérieur).

## Dogger et Malm

Dès la base du Dogger, la sédimentation uniformément marneuse généralisée au Lias supérieur fait place à des faciès plus carbonatés contrôlés par une nouvelle paléogéographie du Bassin aquitain : amplifiant le haut-fond d'Armagnac qu'elle prolonge loin vers le Nord, une barrière oolithique et graveleuse, à tendance récifale, s'érige de Tarbes à Angoulême et sépare un domaine inframaréal à sédimentation calcaréo-argileuse, à l'Ouest, et un domaine de plate-forme interne confinée, à l'Est. Cette barrière va se maintenir jusqu'à mi-temps du Kimméridgien inférieur.

Vers ce moment, les prémices de la tectogenèse pyrénéenne commencent à induire de nouveaux changements dans la paléogéographie aquitaine. Au Kimméridgien inférieur terminal, la barrière subrécifale et la distribution en deux provinces subméridiennes s'effacent ; dans le Sud, s'esquissent deux dépressions d'allongement ESE-WNW, préfigurant respectivement les bassins crétacés de Mirande et de l'Adour. La plus grande partie de l'Aquitaine voit se déposer des calcaires argileux à rares passées marneuses, en milieu intertidal à faible énergie. Cependant, une crête halocinétique s'élève sur l'alignement futur de la ride inframolassique de Gazax - Mondebat (cf. Aperçu structural) ; une érosion immédiate et intense y décape non seulement tout le Kimméridgien inférieur à la verticale de Louslitges 1, mais en outre tout l'Oxfordien et une partie du Dogger à l'aplomb de Bassoues 1.

L'évolution générale précédente s'accroît au Kimméridgien supérieur - Portlandien et amène un certain recul de la mer : deux hauts-fonds, môle de la Gironde et seuil des Landes, prolongent jusque dans l'Atlantique une péninsule de Montauban, progressivement émergée à

partir du Lias. Ainsi sont individualisés les bassins des Charentes, de Parentis et de l'Adour – Mirande où la sédimentation perd son caractère marin franc. Le territoire d'Eauze se situe dans le bassin relativement confiné de l'Adour – Mirande : les dépôts y deviennent presque exclusivement dolomitiques (*Dolomie de Mano*) et les microbrèches monogéniques interstratifiées pourraient y refléter la dissolution de passées anhydriques.

### Crétacé inférieur

Le retrait de la mer se poursuivant, l'Aquitaine septentrionale est toute entière exondée à l'aube du Crétacé. Dans le Sud, la sédimentation se circonscrit à des fonds de golfes très peu profonds : celui de Parentis est ouvert sur l'Atlantique, ceux de l'Adour et de Mirande, séparés du précédent par le seuil des Landes et l'un de l'autre par le *Haut de Maubourguet* (feuille Vic-en-Bigorre), s'allongent en direction de l'ESE où ils communiquent entre eux et avec la Mésogée au-dessus d'un seuil parcouru de courants violents.

Cette paléogéographie va se maintenir sans modification importante pendant tout le Crétacé inférieur : le domaine de la feuille est alors inclus dans le bassin modérément confiné de Mirande, qu'il recouvre à peu près d'une rive à l'autre suivant la diagonale Plaisance – Roquebrune – Vic-Fezensac.

Au Berriasien, ces rivages apparaissent frangés d'argiles sableuses, fluviatiles ou côtières, qui passent latéralement, vers l'axe du golfe, à des calcaires micritiques de plate-forme interne en partie dolomitisés. Le sommet de ces *Calcaires de Ger*, enrichi en quartz, annonce le maximum de la régression entamée au Portlandien. Un très court épisode d'émergence, éventuellement incomplète, parachève ce retrait de la mer et marque d'influences continentales et estuariennes les argiles silteuses, sables et calcaires sableux qui constituent la *Formation du gamma-Ray* ; au sein de ces faciès, attribués à l'intervalle Valanginien – Hauterivien, s'amorce très vite une nouvelle transgression. Sur les fonds plats et très peu profonds du bassin de Mirande, l'avancée de la mer élargit peu à peu une plate-forme abritée et relativement stable, à mesure que les rivages reculent. Si l'on excepte un retour très fugace à des conditions confinées, au cours du Barrémien, la transgression est assez continue et les autres oscillations du niveau de la mer n'induisent pas de variations lithologiques majeures : les faciès demeurent essentiellement micritiques jusque dans l'Albien où apparaissent localement des marnes quelque peu épaisses (50 m à Bassoues 1). Celles-ci constituent le seul écho à une accélération régionale de la subsidence qui intervient en fin de période (Aptien supérieur – Albien) et met le bassin de Mirande en communication par l'Ouest avec celui de l'Adour ; dans le même temps, la mer ouverte pénètre déjà plus franchement dans ce dernier, à la faveur d'un sillon nord-pyrénéen qui se creuse de Tarbes au Nord de Pau, préfigurant la fosse du flysch crétacé supérieur. Ces événements sont à relier aux mouvements orogéniques qui affectent les Pyrénées avant le Cénomaniens et à une étape dans l'ouverture du golfe de Gascogne.



## Crétacé supérieur

Dès le Cénomaniens, la transgression relancée à l'Albien amène la mer à réoccuper la plus grande partie de l'Aquitaine et l'emplacement futur de la haute chaîne des Pyrénées. Elle laisse cependant émerger, à l'approche du Massif Central, une *péninsule de Toulouse – Montauban* dont les rivages ouest et sud courent du Lot à l'Aude, par Nérac et Pamiers, en passant alors largement au Sud d'Auch (30 km). Entre cette péninsule et une zone de non-dépôt qui, de Tarbes à Pau, marque la rupture de pente vers la fosse plus méridionale du flysch, le bassin de Mirande perd toute individualité et le territoire d'Eauze se situe dans un vaste domaine de plate-forme épicontinentale. Il s'y dépose essentiellement des calcaires plus ou moins graveleux, à microfaune benthique (*Couches de Pilo*).

Bien que les mêmes conditions d'environnement régional se maintiennent sans grande modification jusqu'à la fin du Crétacé, aucune formation attribuable à l'intervalle Turonien – Campanien n'a été recoupée en forage (cf. description des terrains). Certains indices permettant d'envisager une discordance sur fond durci à la base du Maastrichtien, cette lacune pourrait s'expliquer par effets de courants sous faible tranche d'eau, par exemple au-dessus d'un vaste haut-fond halocinétique qui préluderait à la reprise ultérieure de la migration du sel en direction de la ride de Gazax.

Au Maastrichtien, la transgression se poursuit et les rivages ouest et sud de la péninsule de Toulouse reculent sur une ligne Nérac – Muret passant maintenant 30 km au Nord-Est d'Auch. L'enfoncement graduel de la plate-forme amène le dépôt des *Couches de Dumes*, formées de calcaires graveleux, parfois crayeux ou silicifiés, à foraminifères essentiellement benthiques. En fin de période, quelques tendances lagunaires momentanées laissent prévoir un prochain retrait de la mer.

## Paléocène

La régression ainsi annoncée est effective au Dano-Montien :

- la mer ouverte se retire sur une limite qui court du Sud d'Antin à Dax et de là vers Labrit et le Sud d'Arcachon, tandis que la fosse du flysch se localise au Sud d'une ride passant par Lacq, Pau et Saint-Gaudens ;
- par l'Est et le Nord, les dépôts continentaux atteignent une ligne Saint-Marcet, Samatan, Auch, Roquefort ;
- sur la plate-forme peu profonde qui sépare ces deux domaines, le territoire d'Eauze voit se déposer des calcaires graveleux marqués d'influences lagunaires (dolomitisation péné-contemporaine du dépôt, dans la partie inférieure, et apparition de *Microcodium* vers le sommet).

Au Paléocène supérieur, la tendance s'inverse et un bras de la mer épicontinentale s'avance d'Ouest en Est, de Saint-Marcet au-delà de Pamiers, bordant le continent toulousain de Muret à Carcassonne. Toutefois, les autres limites paléogéographiques sont peu modifiées. Le domaine de la feuille se situe toujours en milieu de plate-forme néritique et échappe sans doute largement aux apports sableux continentaux importants plus au Sud-Est en début et fin de période : il s'y déposerait essentiellement des calcaires bioclastiques. Aux temps fini-paléocènes, les pulsations orogéniques prémonitoires qui se manifestent dans le domaine

pyrénéen n'ont pas de répercussion évidente dans le cadre de la feuille. Cependant, l'absence probable de Paléocène supérieur à Louslitges 1 pourrait indiquer un haut-fond lié à une reprise de la migration du sel en direction de la ride de Gazax : celle-ci va en effet devenir bientôt sensible et persister jusqu'à l'Eocène supérieur.

### Eocène-Oligocène

Au début de l'Eocène inférieur, la position du talus continental bordant la mer profonde reste approximativement celle de la période précédente, du Nord de Tarbes à Dax et au Sud d'Arcachon. Par contre, du fait d'un probable basculement d'ensemble, la mer épicontinentale a progressé vers le Nord-Est : son rivage atteint le Sud de la Montagne Noire, Muret, Mirande, l'Est de Roquefort, de Libourne et de Royan. Elle affronte sur cette ligne un vaste épandage de dépôts continentaux, sables fluviaux au Sud de la Dordogne, argiles et sables sidérolithiques au Nord, issus des reliefs rajeunis du Massif Central. Sur la plate-forme ainsi délimitée, les sédiments marins de l'Ilerdien, caractérisés par les petites nummulites, traduisent l'achèvement de cette avancée marine et la régression qui s'ensuit : le domaine d'Eauze voit se déposer successivement des marnes silto-sableuses, des calcaires graveleux de plus en plus sableux et localement coupés d'argile ligniteuse, enfin des grès à ciment carbonaté (*Grès à nummulites*). A la fin de la même période (Ilerdien supérieur et Cuisien), des sables côtiers, puis continentaux (*Sables de Lussagnet*) envahissent la plate-forme par l'Est et ramènent la ligne de rivage sur le méridien de Pau : la région ainsi comblée appartient dès lors au domaine continental. Environ la même époque, les *Poudingues de Palassou* commencent à s'accumuler en bordure du domaine pyrénéen : ils traduisent le démantèlement de reliefs en cours de surrection et donc le début des mouvements orogéniques majeurs.

A l'Eocène moyen, ces mouvements s'achèvent après une phase paroxysmale qui donne aux Pyrénées la structure que nous leur connaissons aujourd'hui. Le golfe aturien est fermé ; la mer ouverte recule à proximité de l'actuelle façade atlantique, entre Bayonne et Arcachon. La chaîne, dès lors totalement exondée, est aussitôt attaquée par l'érosion. Les produits de ce démantèlement post-orogénique s'étalent sur l'Aquitaine méridionale, atteignant le parallèle d'Agen. Chargés de poudingues en pied de reliefs, ils s'affinent vers le Nord, passant, dans la région d'Eauze, à des argiles, sables et grès, parfois coupés de calcaires lacustres.

Malgré un affaissement graduel du tréfonds au Sud de la charnière celtaquaine, le volume des apports continentaux reste constamment supérieur à la subsidence et la mer ne reviendra que de manière épisodique, au Langhien et au Tortonien. Ainsi va s'édifier, à partir de l'Eocène moyen et jusqu'au cours du Miocène supérieur - Pliocène inférieur, l'épaisse série continentale, fluviale, lacustre et palustre qui constitue les *Molasses d'Aquitaine*. Dans le cadre de la coupure, et avant l'Aquitainien, les seuls événements marquants seront :

- un épisode à intercalations de gypse, attribué à l'Eocène supérieur ;
- l'arrêt progressif des migrations du sel, vers la même époque, et l'ennoyage des structures correspondantes dès le Stampien ;

– les répercussions vraisemblables, mais jusqu'à présent non observées, des mouvements tardi-ou post-oligocènes (A. Poignant, 1967 et J. Schoeffler, 1971) et en particulier une discordance interne aux molasses continentales, à la base du Miocène.

## LA PÉRIODE NÉOGÈNE

### Miocène

En bordure nord des Pyrénées, les temps oligo-miocènes voient se développer un ensemble de glacis qui descendent en pente douce. Les cours d'eau divaguants, chargés de sédiments, qui alluvionnaient ces cônes, les recouvraient de couches emboîtées. Puis les rivières se perdaient dans des étendues marécageuses, souvent lacustres, à surfaces variables, avec des rives changeantes. Il en résultait un exhaussement généralisé. De là les eaux viennent aboutir dans le golfe de Gascogne et les rivages marins, tantôt en avance, tantôt en recul, varient selon les périodes. Le plus vaste cône alluvial de piémont, enraciné entre Tarbes, Lannemezan et Montréjeau projette son lobe nord-ouest en direction d'Eauze. Alors la violence des rivières est calmée, les eaux sont en partie déchargées et les dépôts détritiques peu épais. Par contre les argiles en suspension se déposent, les marnes grumeleuses d'alluvionnement marécageux occupent la part la plus notable de la sédimentation. Toutefois, à certaines périodes, se développent des aires lacustres plus profondes qui permettent l'édification de bancs calcaires : ainsi les calcaires de Gondrin (Burdigalien débutant) et de Herret (Burdigalien moyen). Les niveaux calcaires supérieurs, en partie enlevés maintenant par l'érosion tortonienne et quaternaire, ne sont représentés que par des buttes témoins.

L'existence des calcaires épais de Gondrin et de Herret a permis l'organisation de karsts peu étendus sans doute, mais caractéristiques. On peut noter la zone de Girac, à 2 km à l'Est de Marabat, avec une aven foré dans le Burdigalien supérieur, entre Baise et Osse, près de la route de Saint-Paul-de-Baise, non loin du chemin de crête. Il faut citer, à 1 km au Nord d'Eauze, la zone qui commande la source du Pouy, avec une série de six dolines alignées, percées dans le calcaire de Herret, à travers une couverture de sables fauves peu épaisse (J. Roche, 1980).

Le phénomène karstique le plus spectaculaire est la perte de la Rieuzé et son cours souterrain. Lorsque le creusement quaternaire de la vallée a atteint le niveau du calcaire de Herret (6 à 10 m de puissance) la rivière s'est infiltrée dans le banc. L'entrée normale actuelle se fait par un porche assez important, le "trou du Diable". En cas de crue la pénétration est doublée grâce à trois avens situés près du lieu-dit Gavarre. Le cours souterrain de la Rieuzé se dirige vers le Nord, tandis que la vallée s'infléchit vers le Nord-Ouest. La galerie finit par s'ennoyer. Les eaux ressortent 400 m plus loin, dans le vallon de Coquesalle (affluent de l'Auzoue), grâce à plusieurs puits ascendants, "l'oeil du Diable" en particulier. L'ensemble est appelé le Pont-du-Diable (figure 1, cf. chapitre Terrains affleurants). Les altitudes de base du niveau souterrain montrent que la présence d'une pente vers le Nord-Est, à la base du banc, a favorisé la capture (130 m d'altitude à l'entrée du porche, 128 à la sortie de l'oeil). L'influence d'une action tectonique est confirmée par l'existence de bains

sulfureux de Saint-Pierre-les-Bains, sur la commune de Lannepax et de Moura-sur-Ramonzens, correspondant sans doute à un substratum faillé. L'ancienne vallée de la Rieuzè remontée d'une dizaine de mètres est d'abord morte. Puis un petit ruisseau, le Pesque-Nau, s'établit sur son tracé et se jette ensuite dans l'Izaute.

Dans l'introduction a été notée l'importance des couches marines de Manciet (vallée de la Douze) que la faune coquillière (A. Peyrot 1922, G. Astre 1922) a permis de classer dans le Langhien débutant, proche du départ de l'Helvétien inférieur. Il s'agit de faciès marins côtiers peu profonds. On retrouve des couches pratiquement contemporaines dans les vallées voisines, jusqu'aux extrémités de la feuille et au-delà sur celles Condom et Fleurance. Dans la vallée de la Gélise, près de Dému (à 12 km de Manciet), en bordure de la route, au Nord du lieu-dit Laplagne, sur l'espace de quelques mètres, on peut observer le passage de la plage au marécage continental.

On retrouve le faciès de Manciet plus au Nord, tout autour d'Eauze. Il apparaît dans les vallées de l'Izaute, de l'Auzoué et de l'Osse, et au-delà sur la feuille Condom. Ainsi, à Liet, au Sud de la Romieu, A. Collier a publié en 1978 une petite faunule de rongeurs, avec des dents de pliopitèques. Parmi les espèces déterminées *Cricetodon sansaniensis* et *Megacricetodon gersii* sont caractéristiques du niveau de Sansan. Ce sont des dents isolées que l'auteur n'a pu recueillir qu'après avoir lavé plusieurs mètres cubes de sable. Cette faune a été amenée par des courants et les sites restent toujours au voisinage des faciès continentaux contemporains. Il en est de même au Nord de la feuille, où les gisements de Sosmatilon et Rimbez ont fourni des faunes de mammifères rapportées par L. Ginsburg au niveau de Pontlevoy, sous-jacent à celui de Sansan. Les mêmes sites ont permis à S. Baudelot et A. Collier d'y retrouver des couches contemporaines de celles de Sansan, grâce aux micro-mammifères.

D'autre part, J. Magné a procédé à des lavages des sédiments prélevés à Manciet, Souboire (vallée de la Douze), Saint-Amand (Gélise), Courrensan (Lauzoué) sur la carte Eauze et à Caussens, le Mas d'Auvignon, Lasbadies, le Moulin de Mestre situé plus à l'Est. Ils ont livré des microfaunes de foraminifères avec des formes planctoniques rares mais caractéristiques de la zone N 9 de Blow, avec laquelle débute le Langhien.

Du point de vue sédimentologique nous avons affaire à une mer épicontinentale dont les débordements successifs se sont avancés très loin sur l'avant-pays gersois, en Bas-Armagnac, sur la région dite de la Tennarèze, et même sur une partie du Haut-Armagnac. Les altitudes de ce niveau côtier, Langhien, sont assez variables. Il y a là l'indice de gauchissement et donc de mouvement d'ordre tectonique qui seront indiqués plus loin.

L'incursion marine qui a laissé les traces les plus importantes en volume est celle qui a déposé les sables fauves, dont l'âge peut être attribué au Tortonien inférieur, après les derniers épisodes du continental molassique lacustre. Leur épaisseur peut dépasser 20 à 40 mètres. Leur origine est principalement marine comme le montrent les nombreux gîtes fossilifères à grandes huitres (*Ostrea crassissima*). Mais ils ont été remaniés

par des courants de retour, des eaux de ruissellement et aussi par les vents. Les actions sont manifestées par les figures de sédimentation. La limite nord des sables fauves se trouve sur la carte Montréal-du-Gers. Ils apparaissent souvent sous les sables des Landes, à la faveur du creusement des vallées. Dans l'ensemble l'aire envahie recouvre mais ne dépasse guère la surface déjà recouverte par la mer languennaise. Sur les feuilles Condom et Fleurance le fond du "golfe" atteint et dépasse Lectoure (lieu-dit Lauba, où ils sont fossilifères), s'arrête au Nord de Castelnau-d'Auzan (lieux-dits Bordes et Mouné) et butte contre l'anticlinal de Cézan - Lavardens, entre Castéra et Cézan (cote 205). La limite sud débute au bas et à l'Est de la feuille Eauze ; dans la vallée de l'Osse, sous le moulin de Justian et à Lascomères, dans la vallée de l'Auzouze et du Sanipan, depuis le lieu-dit la Joyeuse, jusqu'à 3 km au Sud de Lagrulas. Sur la carte Plaisance on retrouve les sables fauves jusqu'à 3 km au Nord de Lupiac (vallée de la Douze), entre Aignan et Castelnavet (Petit Midou), autour de Loussous-Debat (Midour), au Sud de Tasque, près du lieu-dit Bosse (Arros).

L'altitude de base des sables fauves est très variable. Cette formation ravine et recouvre ici des niveaux divers, depuis l'Aquitainien supérieur jusqu'au calcaire supérieur de l'Astarac (niveau 12, Crouzel) qui forme la base de l'Helvétien supérieur. On ne les voit passer directement à aucun des terrains continentaux avec lesquels ils sont en contact. On peut penser qu'ils se sont déposés et ont subi leurs divers remaniements après une phase importante de creusement des vallées dans le substrat molassique. Cette période d'ablation pourrait se situer vers la fin du Miocène, dans la partie moyenne du Tortonien. En effet, les faciès molassiques continentaux se sont déposés, de façon continue, jusque dans le Tortonien inférieur (niveaux 16 et 17, Crouzel). Les creusements viendraient après, tandis que l'épisode de l'envahissement des vallées par la mer des sables fauves pourrait être daté du Tortonien supérieur. Ils sont en tous cas partout recouverts par les glaises bigarrées et les argiles à galets descendues de la chaîne des Pyrénées pendant les temps pontiens.

### **Pontien**

Au sommet des coteaux et, coiffant les terrains miocènes d'origine lacustre ainsi que les sables fauves, dominent des argiles ou glaises, fortement colorées (ocre, parfois bigarré de gris ou de rouge vif). Cette formation est souvent entrecoupée de traînées caillouteuses. Parfois les cailloux sont dispersés dans la masse de façon irrégulière. Il arrive aussi qu'ils soient rassemblés en poche, ou même en couche, sur une épaisseur de 0,5 à 1 m. Sur le territoire de la feuille, ces éléments sont généralement petits, atteignant rarement la taille d'un oeuf de poule. La formation, caillouteuse ou non, est ici relativement peu épaisse (2 à 12 m). En quelques sites elle dépasse cependant une vingtaine de mètres. La limite inférieure est partout difficile à préciser. L'argile et les cailloux ont tendance à couler, même actuellement, sur les sables fauves ou les marno-calcaires sous-jacents, masquant la coupure stratigraphique.

Les cailloux sont presque exclusivement siliceux, mal roulés, souvent recassés. Ici, parmi eux abondent les lydiennes noires préservées plus longtemps, et affectant souvent des formes parallépipédiques qui

correspondent à des clivages naturels. Les patines sont sombres, souvent ocrées, avec des surfaces brillantes et lustrées.

La formation se suit, de proche en proche, le long des crêtes, avec des variations locales dénoncées par la proximité de sources. Elle se relie aux dépôts de piémont accumulés au Nord même des Pyrénées (plateaux de Lannemezan, d'Orignac, etc.). Il ne s'agit pas d'une formation torrentielle à proprement parler, mais d'un épanchement boueux, de plus en plus épais avec l'éloignement de la montagne et souvent repris par le flot. Il a recouvert et oblitéré les variations antérieures du relief. Certains vallons creusés dans les marno-calcaires miocènes, des variations d'altitude dans les sables fauves (dunes, remaniements par ruissellement) ont été à peu près gommés.

Ces glaises très acides ont très mal conservé les fossiles. Tout au plus peut on leur attribuer, près de la chaîne, quelques dépôts de lignites. Le plus important de ceux-ci a été caractérisé par la faune pontienne d'Orignac. Au-dessus de Trie-sur-Baïse on a noté *Dorcatherium crassum*, *Dicerorhinus* cf. *schleiermacheri* et les canines d'un suidé de grande taille *Sus* (?) *doati*. Au-dessus encore apparaissent vers le Sud les cailloutis grossiers, digitations du niveau supérieur de Lannemezan, attribués au Pliocène (Crouzel, 1980).

### LE QUATERNAIRE

Les traits de l'hydrographie moderne sont de formation récente. En effet, à l'aube des temps quaternaires (entre Donau et Gunz), la Garonne et le Gave de Pau ont mis en place leurs vallées actuelles qui séparent l'avant-pays de la chaîne. Alors, sur les génératrices du grand cône alluvial miocène, les vallées du Gers se sont établies. Mais leur alimentation en eau ne dépend plus de la haute chaîne et des zones enneigées ou englacées qui constituent à la fois des réservoirs et des régulateurs. Aussi les vallées gersoises ne présentent ni les caractères des torrents de montagne, ni l'aspect majestueux des fleuves de larges plaines.

Ces vallées sont peu profondes (60 à 100 m). Les pentes occidentales et même orientales sont peu accentuées sauf, bien entendu, quand des bancs durs, épais, comme les calcaires de la région d'Eauze et certains niveaux molassiques résistants ont rendu le creusement difficile. Il y a alors des abrupts de falaise et la vallée peut subir un retrécissement. Deux bancs durs superposés peuvent être ainsi à l'origine de fausses terrasses qui les séparent. Le flanc oriental des vallées est généralement plus abrupt et favorise l'observation des niveaux miocènes successifs. Le flanc occidental est plus long et se termine souvent, à sa base, dans des alluvions récentes dont l'étendue est faible et que l'on ne peut assimiler à des terrasses : glaises à galets, sables fauves et marnes miocènes décomposées ont coulé souvent sur des distances notables. Ils se recouvrent les uns les autres et se mélangent, masquant le sous-sol par les colluvions qu'ils engendrent.

Sur la feuille, les vallées sont orientées diversement, le cours de l'Osse se dirige vers le Nord, parallèlement à la Baïse, puis l'Auzoue, l'Izaute et la Gélise infléchissent leur orientation, de plus en plus vers le NNW ;

enfin le Bergon et la Douze sont dirigés nettement vers le Nord-Ouest. La carte Eauze recouvre la partie gauche de l'éventail des vallées gersoises. Plus au Nord, sur la feuille Montréal-du-Gers, et sous l'influence des sables des Landes, le réseau trouvera une simplification. La Gélise est détournée vers l'Izaute, celle-ci vient rejoindre l'Auzoue qui reçoit l'Osse et se jette dans la Baise. La Douze par contre est détournée, par les mêmes facteurs, vers l'Ouest. Elle reçoit le Bergon et le Midouzon ainsi que plusieurs autres cours d'eau et, sous le nom de Midouze, se jette dans l'Adour.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS NON AFFLEURANTS

Dans le domaine de la feuille Eauze, les terrains observables en surface ne sont nulle part antérieurs à l'Aquitaniens inférieur. Toutefois, les travaux de recherche pétrolière ont apporté de nombreux renseignements relatifs aux formations sous-jacentes et ce chapitre est commun avec celui de la carte Plaisance située au Sud.

C'est ainsi que les terrains non affleurants peuvent être décrits :

- au Sud-Ouest de la coupure, à partir des informations réunies aux forages Bassoues 1 (Ba.1, SNPA, 1957) et Louslitges 1 [LLS.1, SNEA(P), 1976-77] (carte Plaisance) ;
- dans le Sud-Est, à partir de certaines données fournies par le puits Vic-Fezensac 1 (VF.1, SNPA, 1956-57), foré dans le Nord-Ouest de la coupure Auch et situé 8 km environ au Sud-Est de la ville.

Les coupes lithostratigraphiques correspondantes, archivées par le BRGM au titre du code minier (dossiers n° 980-6-13, 980-6-21, 981-1-1) sont résumées au tableau des sondages.

Aucun de ces sondages n'ayant atteint le socle anté-triasique, rien ne peut être présumé de la constitution de celui-ci dans le cadre de la coupure et la description des terrains débute avec le Trias.

### Trias et Infralias

En Aquitaine centrale et méridionale, le premier recouvrement du substratum paléozoïque est constitué de dépôts détritiques, carbonatés et argilo-évacoritiques analogues à ceux qui caractérisent le Trias à faciès germanique. Cependant, il n'y a pas correspondance terme à terme avec la trilogie Buntsandstein – Muschelkalk – Keuper en raison d'une part de répétitions, diachronismes et passages latéraux de faciès, d'autre part de la persistance de conditions évaporitiques jusque dans l'Hettangien terminal.

De fait, Trias et Infralias aquitains constituent ensemble une mégaséquence de comblement, terrigène à évaporitique, composée objectivement de six formations définies par leur lithologie et toutes observées dans l'emprise de la feuille Plaisance.

## Détritiques de base et de bordure

Entre 4893 et 4955 m de profondeur, le forage Louslitges 1 a traversé 62 m d'une formation détritique grossière à ciment silto-argileux brun-rouge à gris et éléments anguleux de roches magmatiques, grès quartzitique et méta-argilite, le tout entrecoupé de quelques passées d'argile brun-rouge. Au delà, en fond de trou, il a pénétré de 7 m dans un "basalte altéré" daté de  $210 \pm 10$  Ma par la méthode K/Ar (J. Esquevin, inédit, cité par B. Azambre *et al.*, 1981). S'agissant d'une roche volcanique ou hypovolcanique dont les conditions de gisement ne sont pas connues avec précision, cet âge (Keuper probable) pourrait ne constituer qu'une limite-jeune pour les sédiments détritiques directement sus-jacents dans le sondage.

## Formation de Sébastopol

Toujours à Louslitges 1, au-dessus de 4893 m, viennent des argiles anhydritiques brun-rouge incluant, entre 4838 et 4833 m, une double barre de dolomie beige clair, microcristalline, à gravelles et rares oolithes ; vers le haut, ces argiles passent à des marnes dolomitiques qui couronnent l'ensemble de 4830 à 4812 mètres. Faciès, succession et position infra-éaporites apparentent ces dépôts à la *Formation de Sébastopol* (définie au forage de ce nom, dans les Landes) dont les termes carbonatés renferment des algues et des foraminifères du "Muschelkalk des Pyrénées", celui-ci pouvant, au demeurant, empiéter sur le Keuper inférieur (C. Bouquet et D. Stoppel, 1981).

## Formation d'Avensac

Connue des Pyrénées aux abords d'une ligne Biscarosse - Lavour (talus celtaquitain des auteurs), la *Formation d'Avensac* est constituée par un puissant ensemble argilo-salifère assez souvent intercalé d'ophite, en général disposée en une seule passe, épaisse de 50 à 200 mètres. Progressive par rapport à la formation précédente, elle témoigne de l'extension d'un bassin sud-aquitain confiné mais activement subsident. La palynologie en rapporte l'essentiel au Keuper sans exclure toute possibilité de diachronismes.

Présumée partout présente dans le périmètre d'Eauze, cette formation d'Avensac a effectivement été recoupée, à Louslitges 1, entre 4812 et 4086 m, soit sur une épaisseur de 726 mètres. Elle s'y analyse en trois termes, dont un ophitique médian.

Son membre infra-ophitique comporte 160 m d'argile bariolée à passées d'anhydrite et de sel, surmontés par 157 m de sel translucide accessoirement entrecoupé d'argile bariolée fluante.

L'ophite, traversée entre 4495 et 4302 m, y présente des faciès banals, de structure poecilitique à intersertale, à olivine, pyroxènes, plagioclase, minéraux opaques et parfois quartz. Cependant, B. Azambre *et al.* (1981) y ont décelé une certaine différenciation verticale que traduisent les densités (3,1 à 2,9, de bas en haut) et la répartition des principaux constituants : olivine relativement plus abondante dans les 60 m inférieurs, pyroxène et plagioclase en proportions équilibrées dans les 95 m suivants,



plagioclase prédominant sur le pyroxène dans les 38 m supérieurs. Ces roches hypovolcaniques en sill très puissant dérivent d'un magma tholéiitique dont l'ascension fissurale suppose un important rejeu en extension de certaines cassures du socle (ouverture proto-atlantique).

Son membre supra-ophitique débute par 26 m d'argile bariolée anhydritique, légèrement métamorphisée par contact, incluant quelques passées d'anhydrite et un peu d'ophite observée sur cuttings. Vient ensuite une séquence salifère épaisse (4276-4086 m), comportant de bas en haut : 58 m de sel massif, translucide ou rosé, à rares lits d'argile bariolée, 21 m de dolomicrite argileuse à passées de sel, 111 m d'alternances de sel et d'argile anhydritique grise ou bariolée.

### **Formation argilo-dolomitique**

A la formation salifère se superposent, dans la coupe de Louslitges 1, 189 m d'argiles bariolées, brun-rouge à gris-vert, anhydritiques dans leur tiers inférieur, puis intercalées de marne grise dolomitique, d'anhydrite blanche et de rares passées de dolomie argileuse beige. Ces faciès traduisent la décantation d'apports terrigènes fins, enrayant le processus évaporitique, puis le retour graduel à des conditions confinées préluant au dépôt de la dolomie sus-jacente. A l'échelle régionale, ils apparaissent à la fois largement transgressifs et d'un âge rhétien de plus en plus récent en direction des bordures nord et est du bassin [SNEA(P), études palynologiques inédites].

### **Formation de Carcans**

Cette formation, traversée pour la première fois au puits Carcans 1, en Gironde, recouvre les dépôts précédents dans la plupart des forages du bassin central aquitain. Elle y débute partout, directement ou presque, par une assise dolomitique épaisse de 20 à 30 m, dite Dolomie de Carcans. Attribué à l'Hettangien débutant (Géologie du bassin d'Aquitaine, 1974 ; notice Vic-en-Bigorre, 1977) sur la foi de biodatations locales (Maubuisson 1, Saint-Martin-du-Bois 1), ce repère faciologique apparaît aujourd'hui quelque peu diachrone (R. Curnelle et al., 1980), de Rhétien moyen-supérieur à Hettangien progressivement plus élevé en allant du centre vers les bordures du bassin.

L'ensemble de la formation présente 82 m de puissance à sa traversée par le sondage Louslitges 1, entre 3897 et 3815 mètres. A la base, la Dolomie de Carcans proprement dite est représentée par 29 m de dolomicrite beige, argileuse et anhydritique, à intercalations d'anhydrite et de marnes gris foncé, dolomitiques et pyriteuses. Au-dessus, viennent 12 m de calcaire beige à pâte fine (micrite), peu dolomitique, surmontés, entre 3856 et 3826 m, par une épaisse couche d'argiles brun-rouge, légèrement dolomitiques, anhydritiques et silteuses. 7 m de micrite beige variablement dolomitique, suivis de 4 m de marne gris foncé à noire, dolomitique, terminent la formation.

### **Zone à anhydrite**

Rapportés par corrélations à l'Hettangien moyen et supérieur, de puissants dépôts à récurrences de dolomie, anhydrite et sel gemme traduisent

le retour de tout le centre aquitain à des conditions de milieu confiné salin en subsidence active. Dénommée "Zone à anhydrite" en raison du développement qu'y prend ce sulfate, cette formation évaporitique a été explorée par les deux puits pétroliers réalisés dans le cadre de la feuille Plaisance.

A Louslitges 1, ces dépôts ont été traversés sur 675 m d'épaisseur, entre 3 815 et 3 140 mètres. Leurs 614 m inférieurs, essentiellement composés d'alternances, métriques à décamétriques, de sel et d'anhydrite, admettent en outre quelques passées très subordonnées de dolomie, marne dolomitique ou argile, elles-mêmes toujours un peu anhydritiques. Les 61 m du sommet sont dépourvus de sel : l'anhydrite y alterne seule avec des dolomicrites beiges parfois argileuses et des marnes dolomitiques.

A Bassoues 1, cette série évaporitique, rencontrées à 2 833 m, a été pénétrée sur 423 m sans que son mur ait été atteint. Les faciès sont analogues à ceux observés à Louslitges 1, le sel dominant en fond de trou, sur 90 m environ, et l'alternance anhydrite - dolomicrite dans les 150 m supérieurs.

### Lias post-évaporites

L'arrêt des dépôts évaporitiques précédents marque un palier de comblement consécutif à une certaine stabilisation des zones à forte subsidence différentielle en Aquitaine centrale. Une sédimentation plus uniforme, de type plate-forme marine peu profonde, à salinité normale, s'établit dès lors sur l'ensemble du bassin ; à des conditions successives de confinement relatif puis d'ouverture aux influences océaniques correspondent dans l'ordre un Lias carbonaté, Sinémurien - Lotharingien, et un Lias marneux, Pliensbachien à Toarcien terminal.

### Lias carbonaté

Cette unité a été traversée entre 2833 et 2776 m à Bassoues 1 (57 m) et entre 3 140 et 3 062 m à Louslitges 1 (78 m).

La continuité avec la formation précédente est soulignée, à Louslitges 1, par quelques passées d'anhydrite, massives dans les 20 m inférieurs, puis rapidement amenuisées jusqu'à disparaître dans les 20 m suivants. Aux deux forages, les faciès carbonatés sont exclusivement des dolomies gris-beige microcristallines, parfois cristallines et oolithiques, localement argileuses et pyriteuses. Les calcaires oolithiques couramment observés dans la région au sommet du Lias carbonaté, et attribués au Sinémurien supérieur (Lotharingien), ne s'individualisent pas ici, où, de surcroît, l'épaisseur totale de la formation est sensiblement inférieure à celles recoupées dans divers sondages des alentours (100 m à Bordères 1, 220 m à Auch 2, 250 m à Saint-Médard 3, 124 m à Pallanne 1, 90 m à Riscle 1bis...). Réduction ou lacune, ce phénomène pourrait situer, à ce moment, l'amorce d'une zone haute préfigurant le haut-fond d'Armagnac qui va s'affirmer aux époques suivantes.

## Lias marneux

Pour l'essentiel, Pliensbachien et Toarcien sont représentés par des marnes et argiles gris foncé ou noires, silteuses, parfois dolomitiques et parfois pyriteuses. Des calcaires gris à beige-brun, cryptocristallins, plus ou moins argileux, parfois bioclastiques (lamellibranches, échinodermes, rares lagénidés) s'y intercalent en passes généralement étroites ; cependant, à Louslitges 1, on a noté, à la base, une dizaine de mètres de calcaire argileux et, à environ mi-hauteur, une double dalle (6 et 2 m) de calcaire microcristallin, intercalée d'un horizon argileux, rapportable en position et faciès au Domérien supérieur.

La puissance de ce *Lias marneux* est de 77 m à Louslitges 1 et de 35 m seulement à Bassoues 1. Ces épaisseurs réduites sont en rapport avec la localisation du territoire de Plaisance sur le *haut-fond d'Armagnac* qui constitue dès lors une large ride subméridienne, bien marquée de Tarbes à Casteljaloux.

## Jurassique moyen et supérieur

Dès la base du Dogger, les assises uniformément marneuses du Lias supérieur aquitain font place à des faciès carbonatés dont la répartition suppose une organisation nouvelle du bassin. Dans la reconstitution correspondante, les deux tiers orientaux du domaine de la carte se situent, dès ce moment et jusqu'à mi-temps du Kimméridgien inférieur, sur la barrière oolithique et graveleuse qui, de Tarbes à Angoulême, partage la plate-forme aquitaine entre un domaine de mer ouverte, à l'Ouest, et un domaine interne confiné, à l'Est.

Dans la suite du Malm, ce haut-fond subrécifal et la distribution en provinces subméridiennes s'effacent tandis que commencent à s'esquisser des structures d'orientation ESE-WNW.

## Dogger et Oxfordien

Dans la coupe de Louslitges 1, les dépôts rapportés à cet intervalle débutent, à 2 985 m, par 25 m de calcaire micritique, gris clair, légèrement argileux, à bioclastes, "microfilaments", rhomboèdres de dolomite et pyrite. C'est le faciès *Formation de Mézos*, déposé en milieu calme inframaréal (plate-forme externe). La suite du Dogger et l'Oxfordien présentent le faciès *Dolomie d'Ossun* : ils sont en effet constitués, entre 2960 et 2752 m, par un ensemble épais (208 m) de dolomie grise à beige-brun, microspathique à spathique, où l'abondance des gravelles et des oolithes traduit un milieu de dépôt fortement agité (zone de barrière).

A Bassoues 1, le Lias marneux est surmonté, entre 2741 et 2675 m, par 66 m seulement de dolomies en tous points analogues aux précédentes, interrompues cependant, dans leur première moitié (29 m), par de rares et minces passées de marnes dolomitiques noires. Compte tenu de la faible épaisseur de ces couches, on admet que le Dogger est ici tronqué à son sommet et qu'il y a lacune complète de l'Oxfordien.

### **Kimméridgien inférieur**

Le Kimméridgien inférieur manque en totalité aux deux forages Bassoues 1 et Louslitges 1 : on n'y a observé aucun dépôt qui soit corréléable avec le membre supérieur des dolomies d'Ossun (OS 1, Kimméridgien inférieur basal) ou les calcaires argileux des formations de Cagnotte et de Lons (Kimméridgien inférieur élevé et terminal). Par comparaison avec l'épaisseur cumulée des termes correspondants recoupés dans le forage le plus proche (Pallanne 1, 12 km au Sud-Est, sur la feuille Vic-en-Bigorre), il manquerait environ 650 m de couches à Louslitges 1 et plus de 800 m à Bassoues 1, en y tenant compte de l'absence, signalée plus haut, de tout l'Oxfordien et d'au moins la moitié supérieur du Dogger.

Cette très importante lacune, attribuée à l'érosion (M. Couhier, 1978), se situe, à Louslitges 1 comme à Bassoues 1, dans un intervalle où les opérations de pendage localisent une discordance très marquée. Le phénomène intéresse au moins toute l'emprise de la ride sous-molassique de Gazax - Mondebat ; il pourrait s'expliquer par le démantèlement rapide d'un haut-fond halocinétique préfigurant cette structure dès le Kimméridgien inférieur, en rapport avec la genèse d'une nouvelle paléogéographie organisant l'Aquitaine en rides et bassins d'orientation WNW-ESE.

### **Kimméridgien supérieur - Portlandien**

A cette époque terminale du Jurassique, la distribution de l'Aquitaine en provinces subméridiennes est effacée et l'ensemble de son territoire recouvert par une mer peu profonde à vastes zones confinées. La région de Plaisance - Eauze, comme tout le Sud-Ouest du bassin, est le siège de dépôts presque exclusivement dolomitiques connus sous le nom de *Formation de Mano* et de *Formation de Saint-Médard*.

A Louslitges 1, les couches correspondantes, épaisses de 181 m (2752 à 2571 m) reposent en discordance sur la formation d'Ossun en partie érodée. Il s'agit de dolomies gris clair à beiges, de grain très fin à fin (dolomicrite à dolomicrospathite), en partie oolithiques vers leur sommet et à rares intercalations de marne dolomitique gris-vert. Des passées microbréchiques, relativement nombreuses et importantes dans l'intervalle 2740-2700 m, plus discrètes au-dessus, incluent des éléments de dolomicrite dans un ciment de dolomie microspathique. Ces brèches monogéniques pourraient résulter soit d'une fragmentation intraformationnelle, soit de la dissolution d'éventuelles passées anhydritiques dont aucun résidu n'a cependant été signalé ici.

A Bassoues 1, l'interprétation initiale (B. Stojic, 1958) attribuait au Jurassique supérieur - Portlandien tout l'intervalle 2 712-2 360 m. En 1970, J. Bouroullec et R. Deloffre ramenaient le toit de cet ensemble à 2 586 m (base des calcaires de Ger) et, en 1974, "Géologie du bassin d'Aquitaine" en admettait la lacune complète en faisant débiter le Néocomien à 2 675 m, directement en discordance sur les dolomies érodées du Dogger. En 1982, et bien que sans preuve paléontologique formelle, il paraît possible de rapporter au Kimméridgien supérieur - Portlandien l'intervalle 2 675-2 586 m, occupé par des dolomies beiges, poreuses, cristallines à microcristallines, à oolithes floues, intercalées de calcaire

dolomitique à trocholines et, dans leur moitié inférieure, de quelques passées de marnes noires à rares petits foraminifères.

### Crétacé inférieur

Durant tout le Crétacé inférieur, les reconstitutions paléogéographiques, esquissées ci-avant, situent le domaine de la carte dans le golfe mésogéen de Mirande que la feuille chevauche à peu près d'une rive à l'autre suivant sa diagonale SW-NE. Tous les étages y sont représentés, certains sous des épaisseurs réduites, tantôt localisées aux seules bordures du bassin, tantôt généralisées du fait d'un abaissement momentané du niveau de la mer : ce dernier cas est en particulier réalisé entre la fin du Berriasien et le début du Barrémien, lors du maximum de la régression amorcée au Portlandien.

### Néocomien

Au-dessus des dolomies du Jurassique, les corrélations de microfaciès et les caractéristiques biostratigraphiques rapportent au Néocomien deux ensembles initialement définis par leur lithologie et superposés dans les sondages. La *Formation des calcaires de Ger*, située à la base, correspond à l'essentiel du Berriasien, et celle des *Argiles et Grès du gamma-Ray* approximativement à l'ensemble Valanginien - Hauterivien, la discontinuité lithologique pouvant être quelque peu diachrone à l'échelle du bassin de Mirande et de la carte.

**Formation des Calcaires de Ger.** A Louslitges 1, cet ensemble calcaire inférieur présente 295 m d'épaisseur, entre 2 571 et 2 276 mètres. Il y débute par 258 m de calcaires beiges, micritiques, à oolithes et bioclastes, en partie dolomitisés (dolomicrosparites) et coupés de quelques joints argileux noirs, souvent déformés (stylolithes). Au-dessus, viennent 37 m de micrites, d'abord argileuses, à glauconie et pyrite, puis progressivement graveleuses et gréseuses à l'approche de leur toit, ce qui traduit localement la tendance régressive régionale.

A Bassoues 1, une succession très analogue en faciès et épaisseurs relatives occupe l'intervalle 2 586-2 320 m (J. Bouroullec et R. Deloffre, 1970).

Les organismes identifiés dans ces dépôts marins littoraux (infra- à intertidaux) sont des trocholines, des lituolidés (*Nautilocolina*, *Feurtillia*, *Pseudocyclammina*), des miliolidés, des algues (*Macroporella*), des ostracodes, des débris de mollusques et d'échinodermes. Leur association est en accord avec l'attribution très probable des Calcaires de Ger au Berriasien.

**Formation des Argiles et Grès du gamma-Ray.** A Bassoues 1, cette formation comporte de bas en haut, entre 2 320 et 2 225 m :

- 47 m d'argile calcaire, silteuse, verte à noire, à passées de grès argileux à pyrite ;
- 27 m de calcaire gris-beige gréseux, graveleux, légèrement argileux et dolomitique, à pyrite et intercalations de grès quartzeux ;
- 21 m d'argile sableuse vert-jaune, localement rubéfiée, à passées de calcaire gréseux et de grès quartzeux.

Les horizons argilo-gréseux, souvent plus ou moins ligniteux, renferment parfois des tiges et des oogones de characées et quelques débris d'algues (*Munieria*) ; des ostracodes de faciès saumâtre ("*Wealdien*") et des lituolidés (*Feurtillia frequens*) se rencontrent exceptionnellement dans les calcaires gréseux.

A Louslitges 1, les termes argileux inférieur et supérieur, réduits respectivement à 6 et 4 m, encadrent 22 m de grès fin à moyen, à ciment calcaire.

Ces dépôts manifestent des influences continentales et estuariennes en rapport avec la plus faible profondeur atteinte par les eaux entre le Berriasien terminal régressif et le Barrémien débutant transgressif. Sous une forme condensée et probablement lacunaire, ils représentent au moins l'ensemble Valanginien - Hauterivien et sans doute une partie du Barrémien basal à Bassoues 1.

### Barrémien

A partir des faciès argilo-gréseux précédents, le Barrémien développe une sédimentation carbonatée de milieu peu profond mais cependant très puissante (397 m à Bassoues 1, 436 m à Louslitges 1).

Dans les deux cas, la coupure lithologique correspond à l'apparition de *Calcaires à characées*. Ces micrites argileuses, pyriteuses, irrégulièrement sableuses, graveleuses ou à pellets, admettent quelques minces passées de marne noire. A côté de tiges et d'oogones de characées, elles renferment de rares foraminifères (miliolidés, lituolidés dont *Choffatella decipiens*), des ostracodes, des débris de mollusques, d'échinodermes et d'algues. Par rapport à l'époque précédente, ce faciès dénote un milieu encore très proche du rivage mais déjà plus influencé par la mer (supra- à intermaréal).

A Louslitges 1, ce terme initial à characées, épais de 56 m, est surmonté, de 2 188 à 2 075 m, par 113 m de calcaires blanchâtres à gris clair, plus ou moins dolomitiques, dénommés *Calcaires à algues* en raison de l'abondance des fragments de dasycladacées (*Cylindroporella*, *Acicularia*...) dans leur biophase. Ces micrites, localement crayeuses, sableuses ou argilo-silteuses et pyriteuses sont particulièrement dolomitisées dans l'intervalle 2 154-2 096 m où dominant des dolomies microcristallines poreuses. Témoins d'un milieu encore assez peu profond, à la limite supérieure de la plate-forme inframaréale, ces faciès sont cependant les plus franchement marins connus au Barrémien dans le bassin de Mirande.

Viennent au-dessus, entre 2 075 et 1 977 m, des calcaires, beige-roux à gris-beige, localement intercalés de dolomie, dits *Calcaires à annélides inférieurs*. Ces micrites, parfois crayeuses, parfois à rhomboèdres de dolomite, renferment de nombreux tubes d'annélides, souvent brisés, quelques characées, de rares foraminifères (*Choffatella*, *Daxia*, *Glomospira*, *Sabaudia*) ainsi que des débris de lamellibranches et de gastéropodes. Elles traduisent un retour du site de Louslitges 1 dans la zone de balancement des marées, en rapport avec une diminution de la profondeur des eaux. Le niveau le plus bas atteint par celles-ci est marqué, entre 1977 et 1907 m, par des alternances de micrites plus ou moins bioclastiques,

localement argileuses, et de dolomicrites vacuolaires, qui ont été mises en parallèle avec la *Formation argileuse de Lacq*, dite des Argiles du Latérolog (M. Couhier, 1978). Le mouvement de la mer s'inversant alors une fois de plus, le Barrémien s'achève en phase transgressive par de nouveaux *Calcaires à annélides*, dits *supérieurs*. Très analogues aux précédents, légèrement plus argileux dans l'ensemble et localement graveleux, ces derniers incluent des passées non seulement de dolomie mais aussi de calcaire très argileux et d'argile silteuse.

A Bassoues 1, le faciès *Calcaires à characées*, parfois légèrement dolomitisé, se distribue en récurrences épaisses (20 à 120 m) sur toute la hauteur du Barrémien carbonaté (2 225-1 828 m). Il y alterne avec des dolomies sombres, microcristallines, à pyrite, des marno-calcaires à rares débris d'algues, ostracodes, choffatelles, des biomicrites localement crayeuses, graveleuses ou oolithiques, à *Glomospira*, miliolidés, ostracodes, rares débris d'annélides, de mollusques et d'échinodermes ; vers le haut, l'apparition des premières orbitolines date le Barrémien supérieur. Aucun faciès aussi marin que les *Calcaires à algues* ne s'individualise ici et l'anhydrite observée entre 1 870 et 1 850 m, au sein d'une intercalation d'argile et dans les fissures des calcaires sus-jacents, traduit par contre un épisode de confinement : pendant tout le Barrémien, le site de Bassoues 1 paraît être resté plus proche du rivage que celui de Louslitges 1.

A l'inverse, les *Calcaires à algues* ont pu prendre un développement relatif plus important dans la moitié nord-est du territoire de la feuille Plaisance et sur la feuille Eauze qui chevauchent alors la partie axiale du bassin de Mirande.

#### **Aptien inférieur (Bédoulien)**

Les calcaires à annélides et orbitolines rapportés ci-avant au Barrémien supérieur sont surmontés sans discontinuité par des dépôts argilo-carbonatés recoupés à Louslitges 1 entre 1 808 et 780 m (M. Couhier, 1978), à Bassoues 1 entre 1 828 et 1 740 m (B. Stojic, 1958), et attribués au Bédoulien. Cette attribution résulte d'études de microfaciès [SNPA, SNEA(P)] et en particulier de la présence, considérée comme déterminante, de *Choffatella decipiens* ; cependant, ce foraminifère peut avoir persisté dans le Gargasien basal et le tableau des forages annexé à "Géologie du bassin d'Aquitaine" (1974) réduit l'Aptien inférieur de Bassoues 1 à moins de 10 m (1 828-1 819 m).

Dans l'interprétation initiale, que nous conservons, les 88 m de sédiments rapportés au Bédoulien, à Bassoues 1, sont des calcaires blanchâtres, crayeux, poreux, légèrement dolomitiques, à gravelles et fond microcristallin, plus argileux à la base (10 m) et au sommet (35-40 m). Ils renferment une biophase à milioles, rares choffatelles, nombreuses orbitolines, débris de mollusques et d'échinodermes. A Louslitges 1, ce sont 28 m de calcaires bioclastiques à pâte fine (biomicrites), gris-beige, légèrement argileux et dolomitiques incluant quelques gravelles et des spicules d'éponges. Aux abords de la diagonale Aignan - Montesquiou, proche de l'axe du bassin de Mirande, les mêmes calcaires sont probablement plus épais et éventuellement surmontés de marnes argileuses noires, comme c'est le cas plus au Sud-Est, aux forages Saint-Médard 1 et 2 ; dans

l'angle nord-est de la feuille, plus voisin du rivage, ils peuvent s'intercaler de marnes gris foncé, sableuses et micacées, à orbitolines, choffatelles, Lagénidés, comme observé dans l'intervalle 1 123-977 m attribué à l'Aptien inférieur au sondage Vic-Fezensac 1.

Ce sont dans tous les cas des faciès de plate-forme abritée relativement stable qui soulignent la progression continue, dans le bassin de Mirande, du mouvement transgressif amorcé au Barrémien terminal. Ils restent sensiblement différents des classiques *Marnes de Sainte-Suzanne*, déposées à la même époque sur plate-forme confinée subsidente, en particulier dans le bassin de l'Adour, 30 km plus à l'Ouest et au Sud-Ouest de Plaisance.

### Aptien supérieur

Dans la dépression de Mirande, ce sous-étage est représenté par des dépôts carbonatés lithologiquement analogues aux calcaires précédents qu'ils recouvrent en continuité et légère transgression, dans les mêmes conditions de plate-forme abritée peu profonde. Par convention, on le fait débiter à l'extinction de *Choffatella decipiens*, malgré la survie possible de ce lituolidé à la base du Gargasien. De même, c'est sans prétendre à la rigueur chronostratigraphique que son toit a été placé à l'apparition, soit d'algues mélobésiées, en séquence carbonatée continue, soit d'assises argileuses relativement épaisses.

Dans les sondages intéressant la feuille Plaisance, l'Aptien supérieur ainsi défini est constitué, en première analyse, par des calcaires, blanchâtres à beige clair, cryptocristallins, irrégulièrement crayeux, à milioles, nombreuses orbitolines, rares spicules, débris d'algues, de mollusques, d'échinodermes. A Bassoues 1, leur épaisseur atteint 66 m, dont 35 m de calcaires argileux à structure grumeleuse, surmontés par des calcaires plus francs, finement glauconieux et pyriteux, localement dolomitiques ; à Louslitges 1, ces biomicrites, graveleuses, épaisses de 51 m, ont subi une dolomitisation, importante dans leurs 30 m inférieurs, réduite au-dessus à quelques rhomboèdres de dolomite. En allant vers le Nord-Est, ces calcaires doivent s'épaissir dans la partie axiale du bassin (on en a recoupé 364 m, sous faciès urgonien, au sondage Saint-Médard 1, 15 km au Sud-Est de Montesquiou), puis s'amenuiser à nouveau à l'approche de Vic-Fezensac 1 où, réduits à 65 m d'épaisseur, ils admettent de minces passées de marnes grises indurées.

### Albien

En accord avec la convention énoncée au paragraphe précédent, l'Albien débute à Bassoues 1, à la profondeur de 1674 m, par 49 m de marnes argileuses grises, plastiques, à spicules, lenticulines, rares *Tritaxia*, ostracodes, débris de mollusques et d'échinodermes. Localement plus calcaires et plus compactés, ces marnes sont surmontées par 11 m de calcaire argileux et parfois sableux. Pyrite et glauconie fines sont présentes sur toute la hauteur de l'étage, entre 1 674 et 1 614 mètres.

A Louslitges 1, on rapporte à l'Albien 71 m de calcaires gris, micritiques, à spicules et rares bioclastes. Sableux dans leur moitié inférieure



(1 729-1 693 m), ils sont au-dessus (1693-1658 m) plutôt argilo-sableux, glauconieux, et entrecoupés de marnes sableuses grises.

D'Aignan à Montesquiou, dans l'axe approximatif du golfe de Mirande, on peut présumer à cet étage une puissance et un faciès plus proches de ceux qui lui ont été attribués au forage Saint-Médard 3 (795 m de calcaires à caractères périrécifaux, grumeleux à graveleux, parfois gréseux, rarement argileux, à mélobésiées, petits polypiers, bryozoaires, spicules et orbitolines, admettant dans leur partie haute d'épaisses passées de marnes noires). Plus au Nord-Est, à l'approche du rivage nord-aquitain de l'époque, l'Albien se réduirait de nouveau, comme à Vic-Fezensac 1 dans l'intervalle 912-882 m, à quelques dizaines de mètres de marnes grises plastiques, localement sableuses et ligniteuses, à rares intercalations métriques de calcaire.

### Crétacé supérieur

Dès le début de cette époque, la transgression cénomanienne avait amené la mer à réoccuper la plus grande partie de l'Aquitaine, le périmètre de Eauze - Plaisance se situant alors en milieu de plate-forme épicontinentale, entre la péninsule de Montauban - Toulouse, au Nord-Est, et la fosse plus méridionale du flysch. Ces conditions vont persister jusqu'à la fin de la période crétacée.

#### Cénomanien

Le Cénomanien est représenté par les *Couches de Pilo*, dépôts de mer peu profonde, essentiellement calcaires et d'épaisseurs presque identiques aux trois forages Bassoues 1 (64 m, de 1 614 à 1 550 m), Loustliges 1 (66 m, de 1 658 à 1 592 m) et Vic-Fezensac 1 (68 m, de 882 à 814 m).

A Bassoues 1 et Loustliges 1, il s'agit principalement de calcaires clairs, gris blanchâtre ou beiges, à grain fin et passées poreuses ou crayeuses, légèrement dolomitiques, localement grumeleux ou graveleux, parfois sableux, en particulier vers le sommet à LLS.1. On note en outre, à Ba.1, quelques traces d'anhydrite et, dans les 20 m inférieurs, quelques éléments ferrugineux, pyrite et limonite.

A Vic-Fezensac 1, ce sont des calcaires gris ou localement jaune-roux, compacts, plus ou moins argileux, parfois sableux, et dont la base présente des fissures bourrées de marnes grises à lignite et pyrite.

Tous ces calcaires sont bioclastiques (débris d'échinodermes et de mollusques, spicules d'éponges) et datent la formation par leur microfaune à nombreux miliolidés, préalvéolines, cunéolines et rares débris d'orbitolines. De surcroît, à Ba.1 et VF.1, environ la moitié supérieure de l'étage est assez largement entrecoupée de passées de marnes argileuses gris-noir, plus ou moins plastiques ou indurées, analogues à celles observées au même niveau dans certains forages implantés plus au Sud, en particulier dans le périmètre de la feuille Vic-en-Bigorre.

## Turonien à Campanien

Au-dessus des Couches de Pilo, aucune formation qui puisse être mise en parallèle avec les *Couches de Jouansalles et de Pé-Marie* (cf. notice Vic-en-Bigorre) n'a été reconnue à Bassoues 1 ou Louslitges 1, non plus qu'aux forages proches à l'Ouest (Riscle 1) ou à l'Est (VF.1). Il paraît donc permis de généraliser à l'ensemble du domaine de la carte une lacune stratigraphique portant sur la totalité de l'intervalle Turonien à Campanien inclus.

## Maastrichtien

De fait, aux quatre forages considérés, les dépôts directement superposés au Cénomaniens s'identifient aux *Couches de Dumes*, faciès néritique épicontinental du Maastrichtien d'Aquitaine. Leur base inclut localement certains éléments, ferrugineux à Ba.1, glauconieux à LLS.1, qui pourraient être remaniés d'un fond durci ; elle coïncide en outre, à Louslitges 1, avec un changement de pendage autorisant à envisager une discordance. D'où l'hypothèse paléogéographique proposée plus haut et expliquant la lacune précédente par effets de courants au-dessus d'un bombement halocinétique à grand rayon de courbure.

Les Couches de Dumes reconnues dans la région de Plaisance présentent sur toute leur épaisseur des faciès typiquement carbonatés, dépourvus en particulier des intercalations marneuses qu'on leur connaît plus au Sud et plus à l'Ouest. Il s'agit ici de calcaires compacts, beiges à blancs ou gris blanchâtre, à gravelles et matrice fine (micrite) ou ciment plus cristallin (microspathite), à passées poreuses ou crayeuses. Légèrement dolomitisés dans l'ensemble, ces calcaires admettent à Louslitges 1 des intercalations de dolomie plus franche (dolomicrite à dolosparite vacuo-laire). Au même sondage, des silicifications légères, observées dans les deux tiers supérieurs de ces couches, situent le secteur sud-occidental de la feuille en milieu de plate-forme relativement externe. A partir de cette zone voisine de la mer ouverte, et en allant vers l'Est et le Nord-Est, à travers le territoire de Plaisance, l'épaisseur de la formation diminue, de 165 m à Ba.1 (1550-1385) à 129 m à LLS.1 (1592-1463) et 62 m seulement à VF.1 (814-752), exprimant ainsi le relèvement des fonds en direction du continent toulousain.

La biophase, qui autorise l'attribution stratigraphique au Maastrichtien, comporte des foraminifères épisodiquement planctoniques (lagénidés, à Ba.1) mais bien plus souvent benthiques (*Siderolites*, *Clypeorbis*, *Orbitoides*, *Fallotia*, miliolidés...), ainsi que des polypiers, bryozoaires, mollusques et échinodermes, toutes formes caractéristiques du plateau continental.

## Tertiaire

### Paléogène marin

Entre les Couches de Dumes, maastrichtiennes, et les Sables inframollassiques de Lussagnet qui pourraient débiter à l'Ilerdien supérieur, les sondages implantés dans le secteur de Plaisance ont recoupé des dépôts de

plate-forme marine peu profonde dont l'épaisseur diminue d'Ouest en Est, de 195 m à Ba.1 (1 385-1 190) à 177 m à LLS.1 (1 463-1 286) et 54 m seulement à VF.1 (752-698). En rapport très probable avec l'approche du continent toulousain, cette réduction et les importantes variations de faciès dont elle s'accompagne ne permettent pas une corrélation lithostratigraphique détaillée entre les trois coupes.

La succession peu puissante et éventuellement lacunaire observée à VF.1 est constituée surtout de calcaires, blanchâtres à beiges, diversement sableux, plus ou moins poreux, parfois légèrement dolomitiques. Dans leurs 8 m inférieurs et à mi-hauteur (entre 722 et 728 m), ces calcaires sont intercalés de marnes sableuses grises ou versicolores, plus ou moins plastiques, à traces gypso-anhydritiques éparses. La faune citée se limite à quelques ostracodes et débris bioclastiques indéterminés ; elle n'apporte aucune précision supplémentaire d'ordre stratigraphique ou paléogéographique. Cependant, épaisseur réduite et faciès paraissent traduire un milieu marin tout à fait littoral (supra- à subtidal).

A LLS.1 et Ba.1, la lithologie permet de distinguer, immédiatement au-dessus du Maastrichtien, la formation dite des *Calcaires de Lasseube* qui constitue un précieux repère, tant en prospection géophysique (sismique-réflexion) que dans les forages. En l'absence de critères stratigraphiques plus précis, cette formation est attribuée à un *Dano-Montien* compréhensif. Epaisse de 66 m à LLS.1 (1463-1397) et 80 m à Ba.1 (1385-1305), elle se compose dans les deux cas de calcaire dolomitique, beige clair à blanc, à texture de micrite ou de microspathite, localement poreux ou crayeux, parfois graveleux, admettant des passées de dolomie beige-rouge, microcristalline et vacuolaire, rarement sableuse. La faune déterminée à Ba.1 est caractérisée par la présence de foraminifères benthiques internes (miliolidés, arénacés), associés à des débris de gastéropodes et à des algues. Ce sont là des faciès de plate-forme abritée peu profonde dans un milieu dont la tendance lagunaire est attestée par une dolomitisation pénécotemporaine du dépôt.

Dans la coupe de Ba.1, cette formation de Lasseube est surmontée, de 1305 à 1258 m, par 47 m de calcaires blanchâtres, d'abord graveleux, à coskinolines, puis grumeleux, crayeux ou poreux, à miliolites, textulaires et rotalidés ; ces *Calcaires inférieurs* appartiendraient au Thanétien. Au-dessus, après 10 m d'argile sableuse noirâtre (*Marnes intermédiaires*), viennent 58 m de *Calcaires supérieurs* admettant quelques passées d'argilite noire feuilletée, discrètes à la base mais assez largement développées dans les 15 m terminaux (*Marnes supérieures*). Le lithofaciès de ces calcaires, d'abord analogue à celui des précédents, se modifie progressivement pour inclure une importante phase sableuse accompagnée de pyrite et finalement de glauconie. Simultanément, la microfaune, initialement pélagique (globigérines, *Globorotalia*) fait place à des foraminifères plus littoraux (alvéolines, flosculines et nummulites, ces dernières dominant au sommet), associés à des algues mélobésiées. Des *Calcaires de Lasseube* aux *Sables de Lussagnet*, cette succession évoque une certaine avancée de la mer, du Thanétien à l'Ilerdien débutant, puis son recul graduel.

A Louslitges I, les assises directement superposées aux dolomies du Dano-Montien sont rapportés aux *Calcaires supérieurs* (M. Couhier, 1978). A 1 397 m, elles débutent par 22 m de calcaires blancs à beiges,

micritiques, sableux, glauconieux, légèrement graveleux et silicifiés, à milioles et alvéolines. Au-dessus, entre 1 375 et 1 318 m, l'alternance de calcaires analogues, de sables plus ou moins argileux et de grès assure une transition ménagée au niveau sus-jacent. Ce dernier, épais de 32 m, est constitué de grès blanchâtres, d'abord grossiers puis moyens à fins, à glauconie et ciment calcaire, entrecoupés de sables hétérogranulaires également glauconieux ; ces grès ont livré une microfaune à alvéolines et nummulites, celles-ci devenant rapidement prépondérantes. En l'absence apparente de tout terme initial attribuable au Paléocène supérieur transgressif, la tendance ultérieure à la régression est bien traduite par cette séquence calcaréo-gréseuse que couronnent des *Grès à nummulites*, témoins habituels de la progression en mer, vers l'Ouest aquitain, d'apports sableux issus du Massif Central au cours de l'Ilerdien.

### Sables de Lussagnet

La régression précédente marque la fin du Paléogène marin franc ; elle se trouve parachevée par un vaste épandage de sables côtiers, puis continentaux, connus sous le nom de *Sables de Lussagnet*.

Ces dépôts détritiques ont été recoupés aux divers sondages implantés dans le cadre de la feuille et alentour. Pour l'essentiel, ce sont des sables translucides à blanc verdâtre, fins à grossiers, à grains subanguleux à subarrondis ou émoussés mats. Ils admettent des intercalations de grès gris clair à ciment carbonaté et des passées, plus ou moins importantes et nombreuses, d'argiles ou de marnes sableuses, ocre ou gris foncé et localement à lignite ou pyrite. Ces sables passent aux molasses argileuses sus-jacentes de façon en général progressive et récurrente : les épaisseurs qui leur sont attribuées ici (100 m à Riscle 1, 150 m à Ba. 1, 108 m à LLS.1 et 70 m à VF.1) ne prétendent donc pas à une précision rigoureuse.

D'un point de vue chronostratigraphique, les *Sables de Lussagnet* ont pu être mis en parallèle avec les Poudingues de Palassou, accumulés au pied des reliefs pyrénéens pendant et un peu après la surrection primordiale de ceux-ci, soit de l'Ilerdien supérieur au Bartonien. Cependant, cette contemporanéité paraît n'être que partielle et ces sables sont attribués, pour l'essentiel, au seul Eocène inférieur élevé (Ilerdien terminal et Cuisien), leur sommet pouvant éventuellement appartenir au Lutétien inférieur. Quoi qu'il en soit, dans le domaine de la feuille, les *Sables de Lussagnet*, progradant d'Est en Ouest, assurent le comblement de la plate-forme marine dans le temps même où se développent par ailleurs les mouvements majeurs pyrénéens. Ils ont été retrouvés dans le forage d'eau de Gondrin.

### Dépôts molassiques

A partir de l'Eocène moyen, avant même que ne s'achève l'exondation des Pyrénées, la plus grande part du bassin d'Aquitaine devient le siège d'une sédimentation continentale, fluviale, lacustre et palustre, qui va se poursuivre presque sans interruption jusqu'au Pliocène inférieur.

Les dépôts correspondants, puissants et monotones, constituent la *Molasse d'Aquitaine* qui recouvre entre autres tout le territoire de la feuille Plaisance. En sondage, cette molasse apparaît formée d'argiles

bleues ou ocre, à intercalations de marnes, de lits de sables ou de graviers, et passées calcaires et gréseuses, diffuses ou interstratifiées. L'analyse détaillée des profils sismiques et des logs électriques (J. Schoeffler, 1972) a permis d'y reconnaître plusieurs discordances dont une à la base du Stampien et une autre à la base du Miocène. D'autre part, les horizons gypsifères fréquents dans la partie inférieure de cette série molassique pourraient caractériser l'Eocène supérieur (F. Béa et M. Kieken, in Winnock et coll., 1971 ; Géologie du bassin d'Aquitaine, 1974).

Ces molasses ont été traversées jusqu'à 612 m à Gondrin, 1 047 m à Riscle 1, 1 040 m à Basoues 1, 1 178 m à Louslitges 1, 628 m à Vic-Fezensac 1 (cf. Aperçu structural). Leur moitié inférieure y présente partout des passées plus ou moins gypsifères.

## TERRAINS AFFLEURANTS

### Formations tertiaires

Les terrains observables sur la surface du territoire de la feuille Eauze sont de 2 types : d'une part les *dépôts molassiques continentaux* et les argiles à galets d'âge pontien ; d'autre part les *dépôts marins côtiers*, les uns datant des débuts de l'Helvétien, les autres, les sables fauves, qui peuvent être rapportés au Tortonien.

En surface, les dépôts molassiques gersoises se présentent comme un ensemble de roches peu variées entre lesquelles existent de nombreux termes de passage. On les retrouve, avec leur cortège de dérivés à tous les niveaux :

- des calcaires palustres, parfois lacustres, avec une dissociation plus ou moins poussée des fractions carbonatée et argileuse : calcaires durs lités ; calcaires massifs d'aspect grumeleux, bariolés (faciès le plus commun) ; calcaires d'apparence bréchique ou pseudo-pisolitique ; calcaires à structure cloisonnée ;
- des roches détritiques : conglomérats à éléments calcaires miocènes ; molasse où abondent, dans un ciment calcaro-marneux, le quartz à côté de grains calcaires, des micas altérés, des feldspaths corrodés ; sables dont les minéraux lourds (grenat, épidote, andalousite) attestent l'origine pyrénéenne. Mais ici, autour d'Eauze, les épisodes détritiques sont beaucoup moins importants que sur les cartes plus voisines de la chaîne pyrénéenne ;
- des marnes bariolées (jaunes, grises, parfois verdâtres ou rougeâtres) incluant des grumeaux calcaires qui, localement, peuvent être très abondants.

Des indices répétés de pédogenèses miocènes permettent de déceler les influences des agents atmosphériques et de la végétation sur la transformation des dépôts, après leur mise en place. Souvent des lits argileux bruns ou rougeâtres, subhorizontaux et peu épais (20 à 40 cm) sont interstratifiés, aussi bien dans les masses marneuses que dans les bancs calcaires. Ce sont les paléosols. Des observations faites à la faveur de grands travaux ont montré des lignes de pédogenèse se succédant en moyenne tous les deux mètres. Délavées par les pluies, recouvertes par des produits

de ruissellement, ces coupes seront vite altérées et leur observation deviendra malheureusement impossible.

Sur la feuille Fauze, les molasses sont observables depuis l'Aquitanien (presque seulement supérieur) avec l'ensemble du Burdigalien, sur la partie Est de la feuille. Par contre l'Helvétien inférieur et moyen ainsi que le début du supérieur affleure surtout à l'Ouest, dans les vallées de la Gélise et de la Douze. Cette anomalie est commandée par les conséquences de la tectonique, les niveaux géologiques s'enfonçant plus rapidement que le niveau des vallées.

Les gisements fossilifères ne sont pas nombreux et de surcroît pauvres et peu variés. La faune continentale ne peut être connue que par référence aux gîtes importants découverts sur les feuilles voisines. Par contre les faunes marines côtières, foraminifères, mollusques, etc. sont abondantes et variées.

**m1a1. Aquitanien inférieur molassique.** Le *calcaire blanc de l'Agenais* affleure dans la vallée de l'Osse, entre Vic-Fezensac et le Nord de la feuille. Près de cette première localité, il surmonte des bancs de faciès détritique. Ici le calcaire blanc est taché d'ocre et de jaune. Il ressemble au type courant des calcaires gersois.

**m1a2. Aquitanien supérieur molassique.** Surmontant des marnes qui ne contiennent pas ici des niveaux marins (comme à partir du Nord de la feuille Condom), le *calcaire gris de l'Agenais* présente ici un faciès banal, blanc et jaune, taché d'ocre. Au Sud ce niveau s'avance dans les vallées de l'Osse et de l'Auzoue. Il semble présenter des épaisseurs anormales autour du site de Gondrin. C'est la conséquence de son gauchissement (anticlinal de la Tennarèze) et sa puissance réelle ne dépasse pas 7 à 8 mètres. Vers le Nord il connaît une certaine remontée d'altitude avec 7 à 12 m d'épaisseur. Il apparaît alors dans la vallée de l'Isaute, sur la carte Montréal-du-Gers.

**m1b1. Burdigalien inférieur molassique.** (Niveaux des calcaires de Gondrin et de Herret). Ces deux bancs durs, surtout le second, grâce à leur importance et à leur continuité, sont d'excellents guides pour l'étude de la tectonique.

Le *calcaire de Gondrin* débute dans la vallée de l'Auzoue puis s'étale dans celle de l'Osse. Là, sa base est d'abord détritique. Peu épais jusqu'à Roques, il se renforce pour atteindre 6 à 9 m sur le méridien de Gondrin. Sa base devient alors crayeuse.

Le *calcaire de Herret* est très important dans les vallées de l'Osse et de l'Auzoue. Il les occupe toutes deux du Sud au Nord avec des épaisseurs qui peuvent varier entre 6 et 10 m. Mais par suite de son gauchissement (Tennarèze) à l'Ouest de Gondrin, il semble se présenter, le long des chemins creux, avec une puissance apparente de 20 à 30 mètres. Les pentes demeurent faibles cependant :  $1/14^\circ$  en moyenne près de Courrensan,  $1/30^\circ$  en face de Gondrin et  $1/30^\circ$  encore au Nord-Ouest de Lagraulet-du-Gers. C'est dans ce calcaire de Herret que s'engouffrent, au Pont-du-Diable, les eaux de la Rieuze pour rejoindre le cours de l'Auzoue (fig. 1). Le même niveau calcaire affleure dans la vallée de la Gélise, au Nord de

la feuille. Il traverse alors cette zone, accusant une descente de 8 m vers l'Ouest, avec une pente de  $1/65^{\circ}$ .

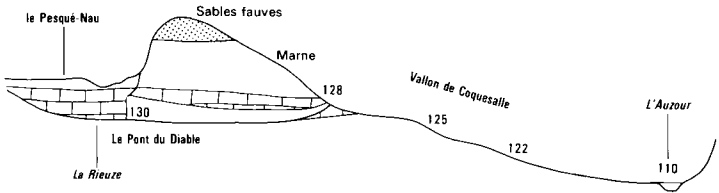


Fig. 1 - La perte de la Rieuzé

m1b2. **Burdigalien moyen molassique.** (Niveaux des calcaires de Pellécahus, des calcaires inférieurs de Lectoure et des calcaires de Larroque-Saint-Sernin). Sur la feuille Eauze les *calcaires de Pellécahus*, visibles dans les vallées de l'Osse et de l'Auzouze sont généralement peu épais. Leur puissance dépasse rarement 3 m. Ils accusent cependant près de 10 m, au Sud, dans les alentours de Vic-Fezensac. Le niveau est molassique au-dessus du Pont-du-Diable et disparaît en profondeur, sous les vallées occidentales.

Les *calcaires inférieurs de Lectoure* n'apparaissent que sur quelques points seulement et avec une faible épaisseur, au Sud des vallées de l'Osse et de l'Auzouze. On les connaît, avec une teinte blanchâtre, tout au Sud de la vallée de la Gélise.

Les *calcaires de Larroque-Saint-Sernin* ne sont guère représentés que dans la vallée de l'Osse et encore vers le Sud (6 à 9 m d'épaisseur). Le niveau est souvent raviné par les sables fauves pontiens.

m1b3. **Burdigalien supérieur molassique.** (Niveaux des calcaires supérieurs de Lectoure et des calcaires d'Auch). Les *calcaires supérieurs de Lectoure* n'apparaissent que rarement, au Sud de la vallée de l'Osse (1 à 2 m d'épaisseur) et dans la vallée de la Gélise, sur la route d'Eauze à Gondrin. Leur puissance atteint alors 5 à 9 m.

Le niveau des *calcaires d'Auch* affleure seulement dans la vallée de la Gélise. On peut l'observer entre Ramouzens et Eauze sous les faluns de Saint-Amand (formation de Manciet) et sous ceux du château d'Esplavès. Des marnes à grumeaux et du calcaire très marneux représentent cet épisode dans la vallée de la Douze. Ce sont eux qui supportent les niveaux marins de Manciet.

m2a1. Helvétien inférieur (Burdigalien terminal à Langhien basal) molassique. (Calcaire inférieur de l'Astarac). Le calcaire inférieur de l'Astarac est visible sur le coteaux, tout au Sud de la vallée de l'Osse (4 m d'épaisseur), sur la route de Jégun à Vic. Mais il passe, vers le Nord et vers l'Ouest, sous les niveaux de base des rivières suivantes : l'Osse, l'Auzoue et l'Isaute. Il reparaît ensuite, à la faveur d'une remontée tectonique, dans les vallées de la Gélise et de la Douze. A l'Ouest du village de Dému (Sud de la Gélise) on le voit passer rapidement à une plage sableuse (fig. 2) où vient mourir le faciès marin de Manciet. Plus au Nord, à Pontabent, Caillavet, Garens et Saint-Amand, le sommet du niveau calcaire apparaît aussi, juste au-dessus des faluns et grès, du même âge (fig. 3 et 4). Il en est de même dans la vallée de la Douze, du Sud d'Espas jusqu'aux extrémités nord-ouest de la carte, autour du village de Manciet.

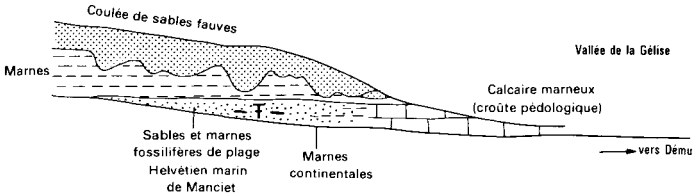


Fig. 2 - Coupe de Dému. Passage latéral de la formation côtière de Manciet (Helvétien débutant) aux couches continentales

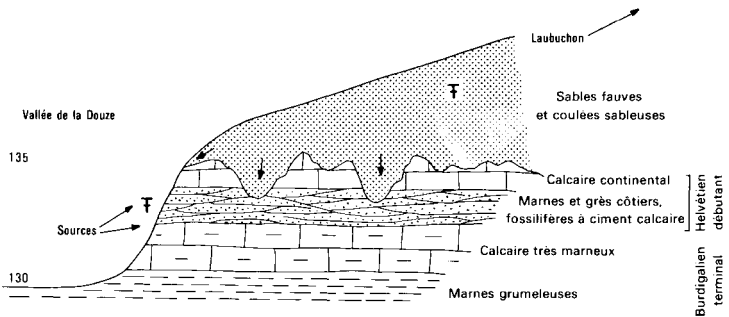


Fig. 3 - Coupe de Laubuchon à l'hippodrome de Manciet (1 km au Nord de Manciet)



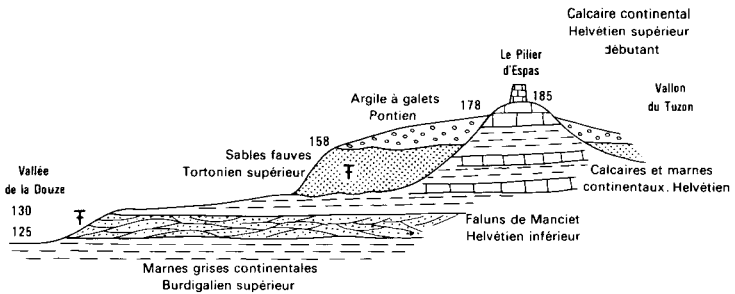


Fig. 4 - Coupe du Piliers (moulin) d'Espas (au Sud de Manciet)

m2a1M. Helvétien inférieur basal (Faluns de Manciet). C'est dans le village de Manciet que les niveaux marins côtiers ont livré une faune coquillière très abondante qui a été étudiée en 1923 par A. Peyrot, et aussi par G. Astre, 1922. La liste des fossiles comprenant près de 150 numéros, ne peut être transcrite ici. Elle est d'ailleurs à l'heure actuelle en cours de révision. La plupart des espèces sont helvétiques, même si quelques unes terminent leur existence au Tortonien. Les restes d'un sirénien, actuellement en cours d'étude, trouvés près du Houga (feuille Nogaro), appartiennent probablement à ce niveau. Mais beaucoup débutent au Burdigalien, voire même à l'Aquitainien et leur existence se prolonge jusque dans l'Helvétien. Aussi c'est à ce dernier étage, et plus spécialement à ses débuts, que l'on attribue l'âge des faluns de Manciet. Il s'agit de grès, de marnes, et de faluns grisâtres, parfois ocreux, avec des "flute casts", consolidés par un ciment calcaire. Les coquilles très variées sont la plupart du temps brisées, mais on rencontre de très beaux exemplaires. Au Nord de Manciet, près de l'hippodrome et du lieu-dit la Teulière, on observe de grosses concrétions algaires aplaties qui ont l'apparence de bouses de vaches. Les zones calcaireuses sont bien cristallisées et dures, très différentes des calcaires marneux continentaux ou des rares concrétionnements recueillis dans les sables fauves. Encadrée à la base par les marnes et les calcaires marneux helvétiques, au dépens desquels est souvent ménagé par l'érosion un replat, la formation de plage de Manciet est bien individualisée. Il faut éviter de la confondre avec des coulées peu cohérentes de sables fauves qui du sommet des coteaux ont tendance à recouvrir les niveaux inférieurs. Il est souvent nécessaire de creuser pour dégager et de casser pour vérifier la teinte qui peut provenir d'une

contamination. On retrouve ces couches littorales dans chacune des vallées situées plus à l'Est (fig. 5).

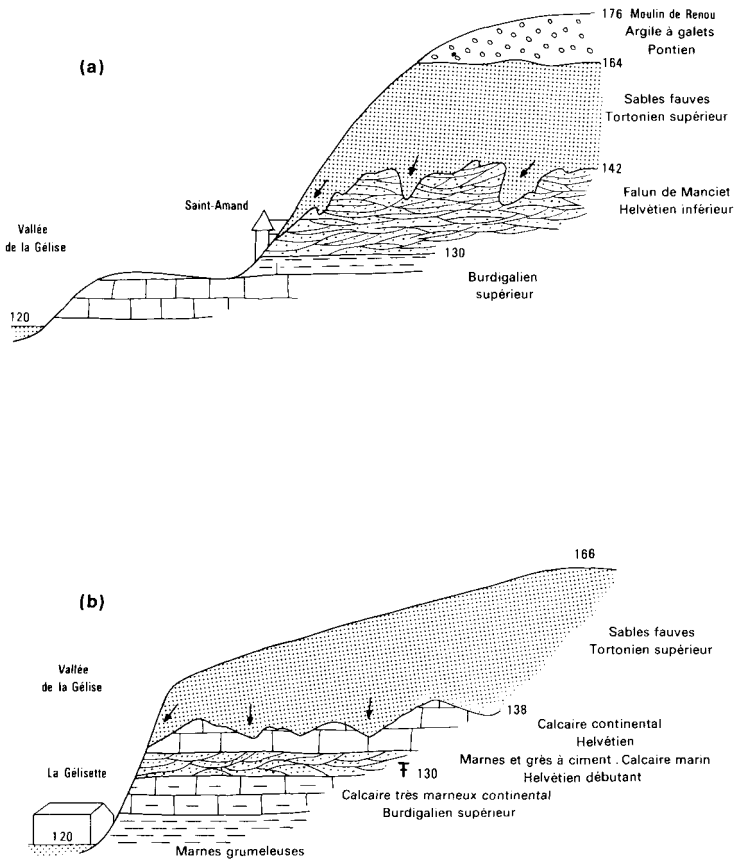
m2a2. **Helvétien moyen (Langhien) molassique.** (Calcaires de Sansan, de Montlezun et de Bassoues). Ces couches de calcaires marneux et de marnes sont bien visibles sur la feuille Plaisance plus au Sud. Leurs cotes descendent régulièrement plus vite que celles des vallées de sorte qu'elles disparaissent sous les alluvions. Elles ne peuvent être trouvées que dans les vallées de la Douze et de la Gélise. Encore leur observation reste difficile. Elles sont occultées, la plupart du temps, par les coulées de sables fauves qui les ravinent et les recouvrent.

m2a3. **Helvétien supérieur basal.** (Calcaire supérieur de l'Astarac). Le niveau calcaire correspondant peut être suivi au Nord de la feuille Plaisance, au sommet des coteaux qui dominent la vallée de la Douze. Il est peu épais et accompagné par des sables marneux. Il est encore présent dans la même vallée, sur la feuille Eauze, mais à l'état résiduel. Entouré, raviné par les sables fauves, il ne forme plus que de rares îlots sur les points hauts de la topographie. Il a près de 5 mètres de puissance sous le "Pilier d'Espas", blanc et ocre, avec un faciès marneux. On le retrouve plus au Nord sous le vieux moulin de Manciet. Ce niveau n'a pu être représenté cartographiquement compte tenu de l'exigüité des affleurements.

Les niveaux suivants du continental gersois, la suite de l'*Helvétien supérieur* et le *Tortonien inférieur*, n'apparaissent pas ici. Ils ont été supprimés par l'érosion fluviale qui au Tortonien moyen a esquissé un réseau semblable à l'actuel, quoique moins profond. Plus tard l'envahissement par le "mer des sables fauves" a fait disparaître leurs vestiges en Bas-Armagnac.

m2b3. **Tortonien.** (Sables fauves à *Ostrea crassissima*). Cette formation recouvre une grande partie de la surface de la feuille. Peu cohérents ces sables s'effondrent et coulent sur tous les terrains. Ils se mélangent aux terres agricoles et vinicoles. Leur nature siliceuse et la présence en excès d'oxyde de fer ont donné à toute cette région une vocation spéciale pour la culture de la vigne. Ils sont liés au succès des alcools du Bas-Armagnac.

Les sables fauves ont été déposés sur tout un ensemble de terrains qu'ils ravinent, depuis le Trias jusqu'à l'Helvétien supérieur compris. De plus ils ont subi peut être, comme tous les terrains antérieurs, les effets de la subsidence qui affecte le Bas-Armagnac à l'Ouest de la Tennarèze (entre l'Osse et l'Auzoie). Leur épaisseur, difficile à mesurer, peut atteindre 20, 30 et parfois 40 m.



**Fig. 5 - Coupes de Saint-Amand**  
(Route de Ramouzens à Eauze (a) et chemin du lieu-dit Le Gay  
au lieu-dit Gélisette, au Nord de Saint-Amand (b))

Sur la feuille même, les sables fauves sont superposés indifféremment à tous les niveaux continentaux qu'ils ravinent souvent : Aquitanien, Burdigalien, Helvétien jusqu'à la base du niveau supérieur. D'autre part les couches continentales se succèdent régulièrement dans le bassin d'Aquitaine sans interruption majeure. Les ravinements qui existent entre elles sont peu profonds et localisés ; ils sont le fait de rivières peu importantes. Ils atteignent quelques mètres, parfois 5 et une fois 10 m près des Pyrénées, dans la vallée du Gers. La sédimentation continentale a été continue jusqu'au Tortonien inférieur compris (molasses de Saint-Gaudens et de Montréjeau). Les sables fauves ne peuvent être que postérieurs à cette époque.

D'autre part, en de nombreux points, les sables fauves sont dominés par des "argiles à galets" et des glaises bigarrées issues de la montagne. Cette formation peut être attribuée au Pontien. Ainsi les sables fauves, encadrés par les marno-calcaires miocènes et par les argiles pontiennes, pourraient dater vers la fin du Miocène, du Tortonien supérieur.

Les faunes recueillies dans les sables fauves sont peu variées. En Chalosse elles ne sont jamais en place : fossiles brisés et roulés qui s'échelonnent depuis le Crétacé jusqu'à l'Helvétien et ont été arrachés aux terrains antérieurs. En Bas-Armagnac on récolte des fossiles voyageurs, mais aussi des fossiles bien en place. La liste de ces derniers est courte et peu variée. Elle est plutôt caractéristique d'un faciès que d'un étage. On ramasse surtout des huîtres, *Ostrea gryphoïde* avec des variétés de grande taille comme *Ostrea crassissima* au test épais. D'autre sont plus petites, sans compter les jeunes. A côté on ramasse parfois des oursins plats de plage : *Amphiope perspicillata* et *Scutella rotundata*, des lamelibranches : *Cardita jouanneti* et *Flabellipecten larteti*. Souvent des fossiles sont brisés, dispersés, roulés, avec des couvercles séparés. Là aussi peuvent reposer des dents de squal de grande taille et même des fragments de côtes de siréniens. De plus on a trouvé des restes de mammifères que les cours d'eau ont amené ou que des courants côtiers ont déplacé. Ce sont des dents de *Deinotherium giganteum*, de *Gomphotherium angustidens*, de *Zygodon turicensis*, des fragments de dents de rhinocéros, avec des ossements de proboscidiens, le plus souvent brisés, rarement intacts.

Les gîtes fossiles sont dispersés à travers la masse des sables fauves. Rien que pour *Ostrea crassissima*, le fossile le plus commun, on a pu compter 18 gisements, au hasard des coupes de terrain, sur la seule feuille Eauze.

Comme il a été indiqué plus haut, les figures de sédimentation dans les sables fauves sont plus nombreuses et peu précises. Elles manifestent aussi bien l'action de la mer sur une plage, que celle des eaux courantes et peut être du vent. Couches grossièrement horizontales, stratifications entrecroisées, voire désordonnées, grosses masses amorphes, correspondent sans doute à une double origine : apports marins repris par le vent et les ruissellements de type continental.

p<sup>1</sup>. Pontien. (Argiles à galets et glaises bigarrées). Cette dernière formation tertiaire repose, tantôt au Sud de la feuille sur les niveaux les plus élevés du Miocène lacustre, tantôt au centre et au Nord de la feuille sur les sables fauves. Son origine est pyrénéenne et on peut la mettre en

rapport avec les grands cônes pontiens, situés sous le plateau de Lannemezan, en particulier dans la région d'Orignac (Hautes-Pyrénées). C'est un dépôt torrentiel et boueux. A Orignac il englobe les lignites qui ont été exploités. On y a trouvé au 19<sup>e</sup> siècle, ainsi qu'à Betpouy, toute une faune de mammifères. Celle-ci, qui possède en commun quelques espèces avec le gisement de Montréjeau, présente des nouveautés pontiennes parmi lesquelles figure *Hipparion*.

Sur la feuille Eauze les argiles à galets ne paraissent pas sur les crêtes qui séparent la Baïse de l'Osse et celle-ci de l'Auzoue. Elles ont été enlevées par l'érosion quaternaire. Par contre elles sont conservées entre l'Auzoie et l'Isaute (à l'Ouest du gauchissement anticlinal de la Tennarèze). Elles sont alors constituées, au Sud de la carte, par des placages peu épais sur les arêtes dominantes, au sommet des coteaux (ainsi en sous-sol de Lannepax). Par contre la formation pontienne présente de l'ampleur entre l'Isaute, la Gélise et la Douze. Ses affleurements de crête peuvent s'allonger sur 5 à 10 kilomètres. Leur épaisseur s'accroît en même temps de façon notable : 20 m sous le vieux moulin de Manciet, 11 à 15 m au-dessus de la Gélise, 3 à 11 m au-dessus de l'Isaute. D'une façon générale la puissance des argiles à galets a tendance à croître quand on se déplace vers le Nord. Cette gradation est l'inverse de celle qui apparaît sur les cartes du Gers où les argiles à galets perdent petit à petit leur épaisseur quand on s'éloigne de la montagne.

Nous avons affaire en Bas-Armagnac à une accumulation de comblement, sous la protection anticlinale de la Tennarèze, qui en même temps réduit l'ampleur de l'érosion quaternaire.

### Formations quaternaires et pliocènes

Le creusement des vallées actuelles ne reflète guère les effets de la tectonique miocène (anté-pontienne). Dans chaque vallée, les pentes en long s'abaissent régulièrement. l'ensemble du matériel où elles ont été creusées était assez tendre, quelqu'en soit l'origine. Ces vallées sont situées à l'Ouest de l'éventail gersois. Toutefois si on les compare sur un même arc de cercle on constate que les vallées de l'Ouest conservent longtemps une altitude un peu plus élevée que celles de l'Est. Il y aurait là semble-t-il une contradiction avec l'affaissement du Bas-Armagnac.

**C. Colluvions.** Elles sont abondantes sur les flancs des vallées. Il y a des colluvions caillouteuses issues des dépôts pontiens, des colluvions limoneuses provenant des formations molassiques et des alluvions anciennes déplacées. Il y a aussi des colluvions issues des sables fauves. Les limites de ces dernières seraient difficiles à préciser. D'une façon générale, les contours de chacune de ces coulées paraissant difficiles à dessiner ; il a paru préférable de les réunir sous une seule dénomination.

On a aussi refusé de cartographier les résidus formés sur place à partir des formations principales. Dus à l'altération atmosphérique et à l'action des pluies, retournés et mélangés par l'agriculture, leur surface occuperait la plus grande partie des terrains des coteaux, sans apporter des renseignements nouveaux sur la nature du sous-sol.

**F. Alluvions polygéniques des basses terrasses.** Ces alluvions sont peu étendues et discontinues, généralement déposées sur la rive gauche. Leurs surfaces, à peu près planes, sont étroites et dépassent rarement quelques centaines de mètres. La vallée de l'Osse est pourvue de ces sortes de terrasses en banquettes, tantôt à l'Ouest, tantôt à l'Est. La vallée de l'Auzoue, plus étroite, n'en présente pratiquement pas. Toute la partie nord du vallon de l'Isaute en possède une grande série sur sa rive gauche. Le cours de la Gélise, avec ses nombreux méandres malgré son étroitesse, en est pourvue ; tantôt à l'occident, tantôt à l'orient. Près d'Eauze l'établissement d'une terrasse relativement large a été favorisée par la surface supérieure du banc calcaire karstifié qui lui a servi de socle. Le vallon du Bergon montre un replat, en forme de terrasse à Campagne d'Armagnac, tandis que la vallée de la Douze en est pratiquement dépourvue.

**Fz. Alluvions des lits majeurs des rivières gasconnes.** Les alluvions de fond de vallées, sableuses, très argileuses voire terreuses, peu caillouteuses, au moins en surface, ne sont pas calcaires quand elles se situent en rive gauche. Par contre elles peuvent présenter des débris résiduels de cette nature en rive droite.

### APERÇU STRUCTURAL

D'une façon générale, les molasses continentales miocènes qui affleurent dans la région apparaissent presque horizontales, affectées seulement d'une légère inclinaison d'ensemble vers le Nord-Ouest. Ce plongement est cependant loin d'être uniforme et continu.

On a noté des différences d'altitudes à la base de bancs de calcaires lacustres appartenant à un même niveau, entre le centre du Gers et l'Ouest de la feuille. Il ne s'agit pas d'accidents tectoniques majeurs. Ce sont les faibles gauchissements d'une couverture qui transmet, et parfois interprète à sa façon, des mouvements plus profonds du bâti. Il peut s'agir aussi de tassements différentiels, conséquence de la nature pétrographique des couches elles-mêmes. Il y a une subsidence générale grâce à laquelle, indépendamment des variations d'épaisseur, l'ensemble des bancs miocènes du Gers descendent peu à peu et vers le Nord et vers l'Ouest, depuis les Pyrénées centrales, mais les pentes ne varient pas de façon uniformes, des accidents sous-molassiques peuvent en perturber l'ordonnance. On connaît sur la feuille Fleurance l'anticlinal de Cézan - Lavardens qui, telle une fracture ouverte, laisse apparaître des calcaires d'âge maastrichtien. Sur la feuille Eauze existe l'anticlinal dit de la Tennarèze, orienté grossièrement du Nord au Sud et qui sépare la zone haute de l'Est de la zone déprimée de l'Ouest.

Une tennarèze est un chemin de crête qui permet de se déplacer sans avoir à traverser de cours d'eau. Ces voies sont très anciennes, préromaines, voire préhistoriques, avant que les architectes romains aient eu l'audace de jeter des ponts sur les rivières importantes. La tennarèze par excellence est le chemin qui permettait d'aller depuis la région bordelaise jusqu'au pied des Pyrénées sans rencontrer de rivière (Z. Baque, 1923). Son tracé allait de Montréal-du-Gers à Vic-Fezensac entre l'Osse et l'Auzoue. Les captures récentes du système de la Gélise l'ont déportée à

l'Ouest d'Eauze ; mais le nom reste attribué aux coteaux qui séparent l'Osse de l'Auzoue.

Sur ce bâti, le calcaire de Herret est gauchi. Il a été noté des pentes de  $1/14^{\circ}$  vers l'Ouest près de Courrensan, au Sud de Gondrin (figure 6), de  $1/30^{\circ}$  au niveau de Gondrin ainsi qu'en face de Lagranulet-du-Gers, en direction de l'Auzoue. Vers l'Est les pentes sont plus faibles ( $1/120^{\circ}$  à partir de Gondrin). L'anticlinal s'étire entre l'Osse et l'Auzoue depuis Montréal et Mourède (au Nord de Vic-Fezensac). Il se décompose vers le Nord en un dôme ovalaire, entre Castelnau-d'Auzan et Larressingle, spécialement sur le plateau de Lauraët. E. Jacquot a signalé autour de Mouchan et de Cassaigne, trois gîtes de gypse (flanc sud-est du dôme). Vers l'Ouest, le tunnel de Gassou a traversé un niveau gypseux. Or on sait, dans le bassin d'Aquitaine, que ces niveaux séléniteux proviennent de remontées acquises, à partir de failles ou de cassures profondes.

Une arête NNE à SSW suit ensuite la ligne faitière des coteaux. Ses deux points culminants se situent près de Gondrin au Nord, et autour du château de Bordenave (2,5 km à l'Ouest de Mourède) au Sud. Le pli est nettement dissymétrique, la pente la plus forte étant exposée à l'Ouest.

La même étude des cotes du calcaire de Herret fait apparaître la naissance d'une autre structure anticlinale autour de Lannepax. Elle est séparée de la Tennarèze par un petit synclinal allongé qu'emprunte la vallée de l'Auzoue, à la hauteur du château de Bordenave. C'est cet anticlinal, comme il a été noté plus haut, qui a favorisé la capture du Pont-du-Diable. Il est accompagné par les bains sulfureux de Saint-Pierre-les-Bains (sur Lannepax) et par la source de Moura (sur Ramouzens). Même si ces sources sont pratiquement mortes à l'heure actuelle, leur présence favorise une interprétation tectonique.

A l'Ouest des anticlinaux de la Tennarèze et de Lannepax, les niveaux miocènes descendent de façon assez sensible. Tous les termes du Burdigalien disparaissent en profondeur et l'Helvétien débutant affleure à la base des coteaux. La descente est de l'ordre d'une centaine de mètres et la pente moyenne est d'environ  $1/120^{\circ}$ .

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### *RESSOURCES EN EAU*

#### **Eaux de surface**

L'influence atlantique domine le climat de cette région où les précipitations atteignent annuellement en moyenne 850 à 900 mm.

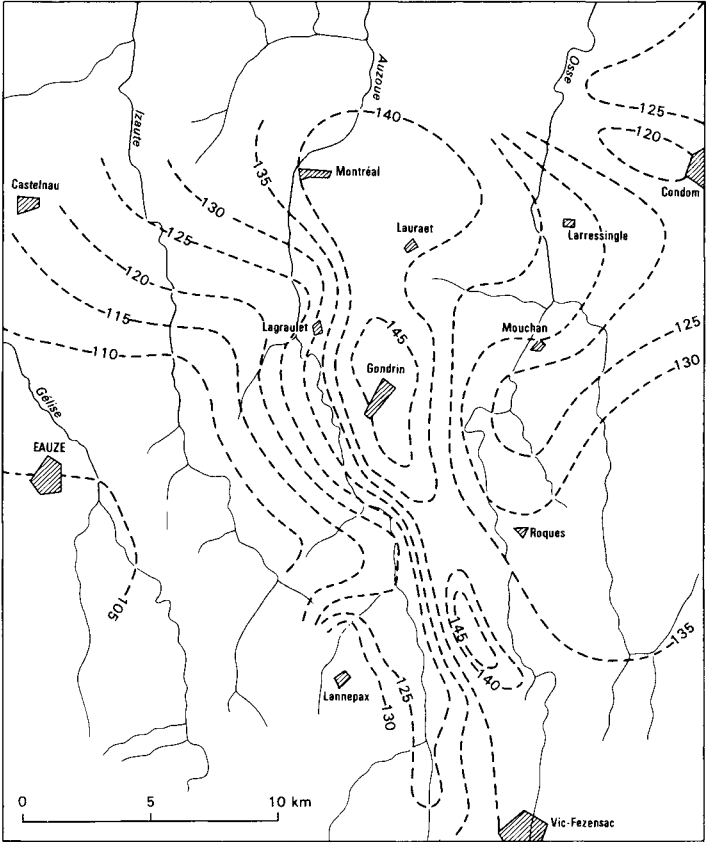


Fig. 6 - La Tonnarèze. Courbes de niveau des calcaires de Herret

La plus grande partie du drainage superficiel s'effectue vers la Garonne au Nord par l'intermédiaire de l'Osse et ses affluents. Seul le quart sud-ouest de la feuille est drainé vers l'Adour par l'intermédiaire de la Douze. Toutes ces rivières prennent leur source localement. Ne bénéficiant pas des apports pyrénéens leur débit est faible et irrégulier. En effet l'imperméabilité du sous-sol molassique ne permet guère l'emmagasinement des pluies, d'où une succession de crues dévastatrices et d'étiages sévères. Malgré les efforts de l'homme pour régulariser le régime des ces rivières (canal de la Neste, barrages), la région d'Eauze, comme



l'ensemble de la Gascogne, souffre d'un manque chronique d'eau. Ceci est d'autant plus sensible que, comme nous allons le voir, les ressources en eau souterraine sont aussi, sinon rares, du moins difficiles à exploiter.

### Eaux souterraines

Les **alluvions** des rivières sont à la fois peu étendues en surface, d'épaisseur ne dépassant guère 4 à 5 m et essentiellement limoneuses. Elles ne constituent donc pas des aquifères importants.

Les **sables fauves**, qui coiffent souvent des coteaux, en particulier dans le quart nord-ouest de la feuille où ils peuvent atteindre 30 à 40 m d'épaisseur, constituent de petits aquifères perchés et morcelés alimentant de nombreuses petites sources et suintements sourdant au contact de la molasse imperméable. Cette ressource est limitée quantitativement et utilisée seulement pour alimenter le milieu rural (fermes, hameaux).

Plus intéressants sont les **bancs de calcaire lacustre** intercalés dans la molasse. En effet ces calcaires, dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres, sont parfois karstifiés et relativement productifs. C'est le cas en particulier dans la région de Gondrin, de Courrensan et de Lannepax (gouffre du Pont-du-Diable dans lequel se perdent les eaux de la Rieuze). Ces petits aquifères alimentent de nombreuses sources captées pour l'eau potable des villages. Des débits de plusieurs litres/seconde sont la règle, les eaux bicarbonatées calcaires ayant généralement une minéralisation totale de l'ordre de 500 mg/l. Le forage de Gondrin a recoupé à 34 m de profondeur un banc calcaire karstifié (perte totale de boue). Cet aquifère en charge (niveau d'eau à 6,50 m de profondeur) a fourni un débit de 7 l/s, démontrant que la karstification existe ailleurs qu'aux affleurements. Encore très mal connus, ces petits aquifères, superficiels ou peu profonds semblent plus étendus qu'on ne le pensait jusque là et cette découverte relance l'intérêt de leur prospection.

Finalement, le seul aquifère connu susceptible de fournir des débits importants est situé à la base de la molasse entre 500 et 1 000 m de profondeur. Ce sont les **sables de Lussagnet** (ou sables inframolassiques). Cette formation est continue et existe sur toute l'étendue de la feuille. A cause de sa relative grande profondeur, cet aquifère n'est capté que par un seul forage, celui de Gondrin (n° 953-3x-0016) réalisé en 1987 pour alimenter en eau potable Eauze et les environs.

Sur le plan géologique, l'aquifère a bien été rencontré à la profondeur prévue (612 m) par la carte géophysique (cartes d'isohypses de la base des formations continentales), témoignant de la fiabilité de ces documents. Les sables aquifères alternent avec des argiles sur une centaine de mètres et reposent sur des calcaires dolomitiques compacts non datés. L'étude micropaléontologique et palynologique d'argiles sableuses carbonatées intercalées dans les sables, a montré que "la microflore riche et diversifiée est caractérisée par la présence de pollens de mangrove, témoins d'une flore de pays chaud... Elle suggère un contexte sédimentaire épicontinental d'âge Cuisien supérieur". De la matière organique, de la pyrite et du gypse (en fer de lance) ont aussi été signalés.

Sur le plan hydrogéologique, les résultats ont été très positifs et conformes aux prévisions : transmissivité de  $2.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, débit de 150 m<sup>3</sup>/h, eau peu minéralisée (résidu sec = 198 mg/l) mais chaude (42°). Par contre le

niveau de l'eau s'est stabilisé à 72 m de profondeur/sol alors qu'il était attendu, d'après les cartes piézométriques existantes, à - 10 m. Ceci constitue une découverte importante et remet en cause les hypothèses généralement admises sur les zones d'alimentation de l'aquifère sur la bordure pyrénéenne.

Au-dessous des sables de Lussagnet, les *couches carbonatées de l'Eocène inférieur et du Crétacé supérieur* constituent également un réservoir, avec de l'eau généralement douce, mais dont la prospection est aléatoire. Le captage direct de cet aquifère présente peu d'intérêt pour les besoins habituels (AEP, irrigation) car il est plus profond, donc plus coûteux à exploiter que les sables de Lussagnet. D'autre part sa température élevée est gênante. Par contre l'eau des calcaires représente une ressource géothermale importante encore inexploitée.

Régionalement, l'existence de cet aquifère profond a été mise en évidence par le forage pétrolier de Vic-Fezensac qui a été foré en perte totale dans les calcaires du Maastrichtien, comme d'ailleurs beaucoup d'autres forages pétroliers implantés plus au Sud (ride d'Antin).

En pratique, comme les différents réservoirs profonds communiquent entre eux, l'eau circulant dans les calcaires est indirectement mobilisée lors du captage des sables. Cette ressource doit donc être prise en compte dans le bilan général des eaux souterraines.

### Eaux thermales

Aucune station thermale n'existe actuellement sur la feuille bien que Barbotan ne se situe qu'à quelques kilomètres au Nord-Ouest, exploitant des sources artésiennes de l'aquifère sableux inframolassique. Deux petites sources sulfatées ont été exploitées autrefois près de Lannepax (Saint-Pierre-les-Bains) et de Ramouzens (le Moura). Ces eaux fortement séléniteuses (sulfate de calcium) proviennent probablement de petits aquifères en contact avec le gypse contenu dans la molasse. Ce minéral est en effet très souvent cité dans la description des déblais des forages de Vic-Fezensac et de Gondrin.

## SUBSTANCES MINÉRALES

Il n'y a pratiquement plus d'activité extractive sur le territoire de la feuille Eauze et les ressources sont d'ailleurs assez peu diversifiées.

Autrefois des *marnières* ont été exploitées un peu partout dans les *niveaux molassiques* pour l'amendement mais cet usage a disparu depuis la guerre.

Les niveaux *calcaires du Burdigalien* ont donné lieu à de petites carrières extrayant des matériaux d'empierrement et des moellons ; ce sont surtout les calcaires de Herret et de Gondrin, qui ont été les plus exploités autour de cette dernière localité (Riquet, Peyruc, Sainte-Lanne, Coussau-de-Gellelongue...) ainsi que dans la vallée de l'Auzoue (Jouéou, Gajan, ...) et au Nord d'Eauze (Moulin-de-Pouy, Broustet...).

De petits **sablères** temporaires sont creusées çà et là dans les *sables fauves*, pour des utilisations en voirie et en maçonnerie quand le matériau est peu argileux.

Mais l'activité passée la plus importante a été la fabrication de tuiles à partir des niveaux argileux à marneux contenus dans les *formations molassiques du Burdigalien*. Des **tuileries** ont ainsi fonctionné à Vic-Fezensac, Roques, Lagardère, au Sud de Ramonzens et au Sud d'Eauze, parmi les plus importantes. Plus rarement la matière première a été prise dans les *glaises bigarrées* (Couloumet, au Sud d'Espas, par exemple).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires intéressant la région, ainsi que des itinéraires, dans le **Guide géologique régional : Aquitaine occidentale**, par M. Vigneaux, 1975, Masson et Cie, éditeurs, Paris.

### COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Les coupes de trois sondages pétroliers sont données dans le tableau suivant. La localisation de ces sondages est indiquée sur la figure 7.

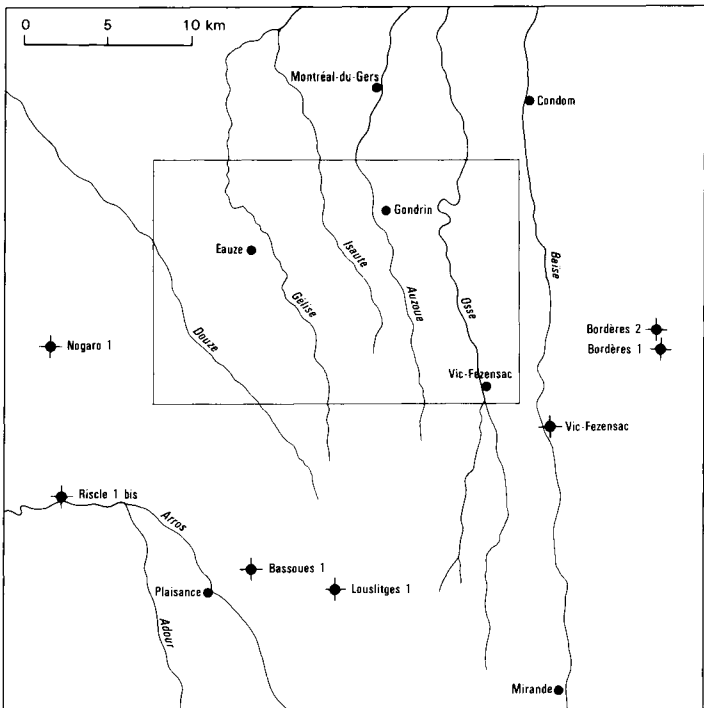


Fig. 7 - Situation des sondages profonds autour de la carte Eauze

TABLEAU DES SONDAGES  
(coupes stratigraphiques résumées)

Stratigraphie		Sondage		Nom	Loussitges 1	Bassoues 1	Vic-Fezensac 1
				Symbole	LLS.1	Ba.1	VF.1
				N° d'archivage national	980-6-21	980-6-13	981-1-1
				Coordonnées x y Lambert z	425,295 3147,190 + 185,08 m	419,200 3148,838 + 138,29 m	442,772 3159,660 + 124,17 m
				Cote table	191,35 m	143,69 m	127,67 m
Quaternaire	Formations superficielles			0	0	0	
Tertiaire continental	Molasses indifférenciées						
	Sables de Lussagnet			1178	1040	628	
Tertiaire marin	Eocène basal			1286	1190	698	
	Paléocène supérieur			lc?	1258	?	
	Dano-Montien Calcaire de Lasseube			1397	1305	lc?	
Crétacé supérieur	Maastrichtien Couches de Dumea			1463	1385	752	
	Turonien à Campanien			lc	lc	lc	
	Cénomannien Couches de Pilo			1592	1550	814	
Crétacé inférieur	Albien			1658	1614	882	
	Aptien supérieur			1729	1674	912	
	Aptien inférieur			1780	1740	977	
	Barrémien			1808	1828	1123	
	Néocomien			2244	2225	1196 ?*	
Jurassique supérieur et moyen	Portlandien et Kimmérien supérieur Formation de Mano			2571	2586	n.a.	
	Kimmérien inférieur			lc	lc		
	Oxfordien	Dolomie d'Ossun		2762	lc		
	Dogger	Formation de Mezos		2960	2675		
Lias post-évaporites	Lias marneux			2985	2741		
	Lias carbonaté			3062	2776		
Infra-Lias et Trias	Zone à anhydrite Dolomie de Carcans			3140 3815	2833* n.a.		
	Formation argilo-dolomitique			3897			
	Série salifère d'Avensac Dolomie de Sébastopol			4086 4812			
Détritiques de base et de bordure			4893*				
Profondeur finale				4962	3256	1297	

\* Formation dans laquelle le forage a été arrêté

2244 Profondeur au toit de la formation considérée, comptée en mètres à partir de la table de rotation (cote "sondeur")

~ Discordance ou transgression notée sur colonne stratigraphique

lc Lacune

n.a. Formation non atteinte

Tableau établi à partir de documents SNPA-SNEA(P) archivés au Service géologique régional Midi-Pyrénées

BIBLIOGRAPHIE

- ASTRE G. (1922) - Le gisement coquillier de Manciet dans les faluns helvétiques du Gers. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 50, pp. 120-140.
- BAQUE Z. (1923) - Esquisse géologique de la commune de Vic-Fezensac. *Bull. Soc. Gers. Etudes locales*, pp. 28-40, 2 fig.
- BAUDELOTS., COLLIER A. (1978) - Les faunes miocènes du Haut Armagnac, (Gers, France). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 114, pp. 194-206.
- BEL F. (1987) - Rapport de fin de travaux du forage AEP de Gondrin (32). Rapport BRGM n° 87 SGN 694 MPY.
- BEL F., SOURISSEAU B. (1988) - Nappe inframolassique dans les régions Midi-Pyrénées et Sud-Aquitaine : état des connaissances et surveillance piézométrique (mise à jour de décembre 1987). Rapport BRGM n° 88 SGN.
- COLLIER A. (1978) - Découverte de restes de Pliopithèque (Mammalia, Primates) dans les sables fauves de l'Armagnac. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 286, S.D., pp. 327-330.
- CROUZEL F. (1952) - Etude du Miocène continental de la feuille de Montréal (1/80 000). *Bull. Carte géol. Fr.*, 232, 49, pp. 217-223, 2 fig.
- CROUZEL F. (1956) - Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine, *Bull. Carte géol. Fr.*, 54, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl.
- CROUZEL F., HUBSCHMAN J., REVEL J.C. (1972) - Indices multiples de pédogenèse dans le Miocène continental aquitain. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 274, pp. 2145-2148.
- CROUZEL F. (1980) - Le gisement fossilifère miocène supérieur de la Tuilerie Dubernard à Trie-sur-Baïse (65) et ses renseignements. *Bull. Hist. nat. Toulouse*, t. 116, 3-4, pp. 247-253, 2 fig.
- 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), 9, pp. 5-18, 8 fig., 1 pl.
- JACQUOT E. (1870) - Description géologique, minéralogique, et agronomique du département du Gers. 1ère partie, 158 p., 1 pl., Imprimerie nationale, Paris.
- JACQUOT E. (1880) - Carte géologique Montréal-du-Gers, 1ère édition, *Serv. Carte géol. Fr.*
- LAFFARGUE R. (1985) - Le réseau routier ancien autour d'Eauze. *Bull. Soc. arch. du Gers*, 86, pp. 46-63, 1 pl.

MAGNÉ J., BAUDELOTS S., CROUZEL F., GOURINARD Y., WALLEZ M.J. (1985) - La mer du Langhien inférieur a envahi le centre du bassin d'Aquitaine ; arguments biostratigraphiques et géochroniques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris.

PEYROT A. (1923) - Contribution à l'étude du Miocène du département du Gers ; le falun de Manciet. *P. V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. 75, pp. 27-47.

PEYROT A. (1923) - Complément à l'étude du Miocène de Manciet. *Ibid.*, t. 75, pp. 51-53.

ROCHE J. (1980) - Protection sanitaire des eaux de la source du Pouy à Eauze (32). Rapport géol. compl. BRGM Toulouse, Ronéotypé, 10 p., 1 fig., 1 carte, 1 pl.

### Cartes géologiques

#### **Carte géologique de la France à 1/180 000**

Feuille *Montréal*, 2e édition (1965).

Feuille *Castelnau* 2e édition (1965).

#### **Carte géologique de la France à 1/150 000**

Feuille *Plaisance* 1e édition (1987).

### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

### AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par F. CROUZEL, maître de recherche au CNRS, avec la collaboration de :

- J. COSSON, géologue en chef du corps autonome de l'Etat pour la description des terrains non affleurants et leur histoire géologique ;
- F. BEL, ingénieur géologue au BRGM, pour les ressources en eau ;
- J. GALARHAGUE, ingénieur géologue au BRGM, pour les ressources minérales.

Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- pour la carte : CROUZEL F. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille EAUZE (953) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Notice explicative par CROUZEL F., COSSON J., BEL F., GALARHAGUE J. (1989) - 48 p.

- pour la notice: CROUZEL F., COSSON J., BEL F., GALARHAGUE J. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille EAUZE (953) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 48 pages.

Carte géologique par CROUZEL F. (1989).