

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## AIRE-SUR- L'ADOUR

par

J.P. CAPDEVILLE

### AIRE-SUR-L'ADOUR

La carte géologique à 1/50 000  
est recouverte par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : MONTRÉAL (N°216)  
au sud : CASTELNAU (N°228)

Mont-de-Marsan	Nogaro	Eauze
Hagetmau	AIRE-SUR-L'ADOUR	Plaisance
Arthez-de-Béarn	Lembeye	Vic-en-Bigorre

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
AIRE-SUR-L'ADOUR À 1/50 000**

**par**

**J.P. CAPDEVILLE**

**avec la collaboration de  
D. MILLET, F. MILLET**

**1998**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

*pour la carte* : CAPDEVILLE J.P., DARBOUX F. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Aire-sur-l'Adour (979). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville, avec la collaboration de D. Millet, F. Millet (1998), 51 p.

*pour la notice* : CAPDEVILLE J.P., avec la collaboration de MILLET D., MILLET F. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aire-sur-l'Adour (979). Orléans : BRGM, 51 p. Carte géologique par J.P. Capdeville, F. Darboux (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1979-4

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>RÉSUMÉ</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>7</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>7</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>7</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>8</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>8</b>
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	<b>8</b>
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	<b>17</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>27</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>34</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>37</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>37</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>39</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>40</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>41</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>42</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	<b>42</b>
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>45</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>48</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>48</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>51</b>

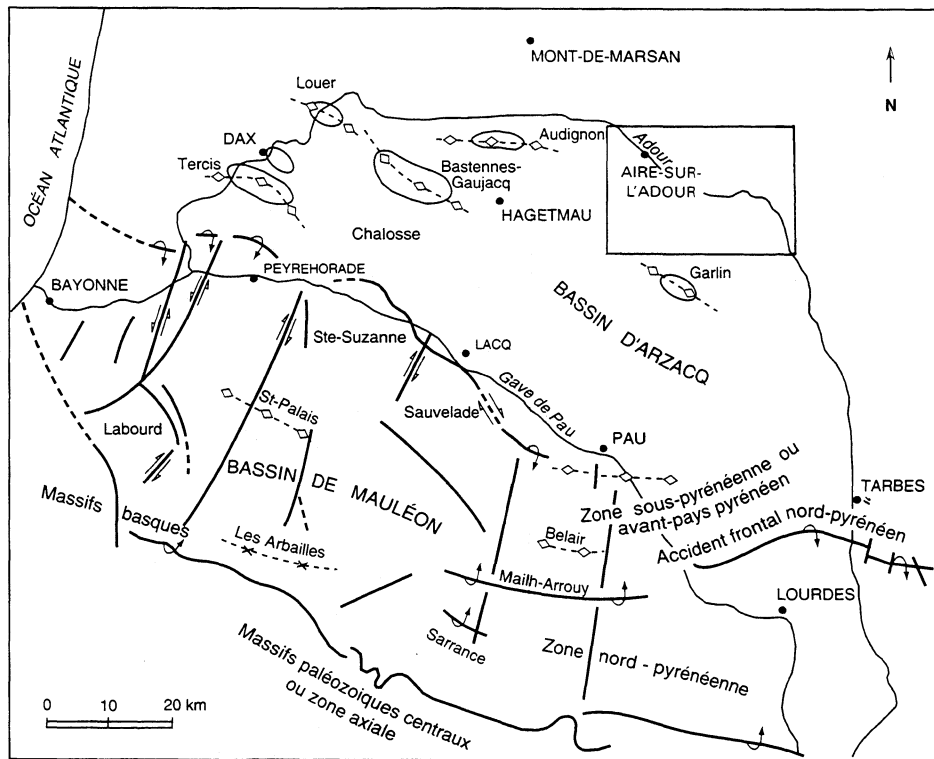
## RÉSUMÉ

En bordure septentrionale du glacis pyrénéen, les terrains constituant la feuille Aire-sur-l'Adour sont le produit du démantèlement de la chaîne.

Les séries continentales composant les terrains affleurants sont disposées en couches légèrement pentées vers le Nord-Ouest. Seule une faible venue marine d'âge miocène, au sommet des horizons molassiques, interrompt les dépôts continentaux. Au-dessus de cette discrète transgression, un regain d'hydrodynamisme répand des détritiques grossiers jusqu'au Pliocène, dans lesquels plusieurs séquences ont pu être distinguées, les différenciant de l'ancien complexe des « argiles à graviers ».

La disposition des terrains ne suggère pas de structuration notable, si ce n'est la brusque inflexion vers l'Ouest de l'Adour, indiquant la terminaison périclinale d'Audignon.

La feuille Aire-sur-l'Adour est l'exemple de la dissection d'un domaine de piémont par l'érosion quaternaire, avec comme conséquence un colluvionnement sur tous les contreforts de plateaux.








-  Faute de chevauchement
-  Faute de décrochement
-  Faute
-  Axe anticlinal
-  Axe synclinal

Fig. 1 - Carte structurale schématique de l'Aquitaine occidentale (d'après Zolnai, 1971)

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le domaine cartographié s'étend aux confins sud-est du triangle landais. La feuille se trouve à la jonction des territoires départementaux des Landes, du Gers, des Pyrénées-Atlantiques et des Hautes-Pyrénées.

Le drainage hydrographique est assuré suivant des directions de vallées sensiblement méridiennes. Les principaux cours d'eau sont des tributaires de la rive gauche de l'Adour (Bahus, Lourdéen, Brousseau, Léés, Saget, Bergons) ; seuls l'Isaute, le ruisseau des Turres et celui de Bailhe alimentent la rive droite. Les vallées, dans les parties les plus encaissées, s'enfoncent de plus de 120 m par rapport aux interfluves en plateaux qui culminent entre 150 et 220 m NGF.

Les pôles économiques de la région sont constitués par les activités agricoles et agro-alimentaires ainsi que par les industries liées au bois. La filière agricole produit surtout des céréales, en particulier du maïs qui approvisionne les nombreux élevages aviaires. Dans certains secteurs à l'exposition privilégiée, la vigne s'attribue une place importante. L'habitat est dispersé. Les agglomérations sont disséminées soit dans les vallées (Aire, Barcelonne, Riscle, Cahuzac), soit perchées sur les plateaux (Viella, Castelnau-Rivière-Basse, Portet, Saint-Mont).

### *CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE*

En bordure septentrionale du glacis pyrénéen, la feuille cartographiée reçoit depuis le début du Tertiaire jusqu'à l'actuel les produits de démantèlement de la chaîne. À l'affleurement, la base de cette série post-orogénique est constituée par une sédimentation molassique continentale argilo-carbonatée qui se poursuit jusqu'au Miocène moyen. Le sommet de cette série molassique est modelé par les apports érosifs des Sables fauves. Au mur de ceux-ci, se situe la seule ingression marine qui transgresse d'Ouest en Est pour former le golfe de Lectoure. Les venues détritiques des Sables fauves sont scellées par des niveaux argileux versicolores : les Glaises bigarrées. Le passage aux temps pliocènes s'effectue par l'intermédiaire de plusieurs séquences au détritisme marqué (galets, graviers, argiles). Cette superposition affleurante est profondément disséquée par les vallées du réseau hydrographique quaternaire et ses terrasses.

Les structures anticlinales d'Audignon à l'Ouest et de Garlin au Sud (fig. 1) ne présentent pas de prolongement vers les affleurements pouvant perturber les terrains cartographiés, si ce n'est la brusque inflexion du cours de l'Adour qui semble contourner le périclinal oriental de l'anticlinal d'Audignon.

*TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT  
DE LA CARTE*

La surface cartographiée intègre une partie sud-ouest de la feuille à 1/80 000 Montréal (216) et une portion nord-ouest de Castelnau (228). Au plan des différentes évolutions sédimentaires fluvio-lacustres, la cartographie réalisée a bénéficié de l'acquit lithostratigraphique développé par les levés des feuilles Nogaro (Capdeville, 1991), Mont-de-Marsan (Capdeville et Dubreuilh, 1990), Hagetmau (Capdeville, 1997) et Arthez-de-Béarn (Dubreuilh et Karnay, 1997).

De nombreuses coupes ont été décrites pour tenter de comprendre la géométrie des comblements détritiques et leurs relations généralement rendues complexes par les chenalisations. L'observation directe est souvent contrariée par une altération superficielle rapide qui se transforme en coluvions sur les pentes raccordant les plateaux aux vallées. Les prolongements de certaines limites ont été souvent discernés par analyse stéréoscopique des photographies aériennes issues des missions les plus récentes de l'Institut géographique national, puis confirmés sur le terrain.

De plus, afin de lever certaines incertitudes, quelques sondages à la tarière hydraulique ont été réalisés jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 25 m.

**DESCRIPTION DES TERRAINS**

*TERRAINS NON AFFLEURANTS*

Les travaux de recherche pétrolière ont permis d'avoir accès à des informations caractérisant les couches sous-jacentes. La série triasique infraliasique et liasique a été extrapolée du forage 980-6-21 dit Louslitges 1 (Lls 1, SNEA-P, 1976-1977) situé à 15 km de la bordure orientale de la feuille. La description des épisodes sédimentaires supérieurs fait appel aux données fournies par les ouvrages Aire 1 (AIR 1 ; 979-1-5), Buret 1 (Bur1, CFP, 1990 ; 979-2-26), Riscle 1bis (Rs 1b, ESSO-REP, 1959 ; 979-3-2), ainsi que Verlus 1 (Vls 1, SNEA-P, 1985-86 ; 979-6-6), Castelnau-Rivière-Basse 1 (CRB 1, SNEA-P, 1980 ; 979-8-45) et Le Vignau 1 (Lvg 1 ; 952-5-27).

**Trias**

Entre 4 955 m et l'arrêt du forage à 4 962 m il a été traversé à Louslitges 1 un basalte altéré que des mesures basées sur la méthode K/Ar (Azambre *et al.*, 1981) datent de  $210 \pm 10$  Ma.



Entre 4 893 et 4 955 m a été décrite une brèche grossière à ciment silto-argileux brun-rouge à gris englobant des éléments anguleux de grès quartzitique, de roches volcaniques et d'argilite, la formation étant de plus entrecoupée de passées d'argile rouge à brun-rouge ; ce qui semble correspondre à 62 m de faciès d'altération continentale.

– *Formation de Sébastopol*. Reconnue sur 81 m, elle débute par des faciès argileux anhydritiques brun-rouge, se poursuit par une passée de dolomie beige clair microcristalline à gravelles et oolites, d'environ 5 m d'épaisseur, et s'achève sur une argile brun-rouge devenant carbonatée au sommet.

– *Formation d'Avensac*. La Formation d'Avensac, traversée à Louslitges 1 sur 726 m, est disposée selon trois grands termes superposés.

À la base du terme inférieur, sur 160 m se sont déposées des argiles bariolées comportant des passées d'anhydrite et de sel. Vient ensuite sur 157 m un sel translucide entrecoupé par quelques niveaux d'argile bariolée plastique.

Le terme médian est composé par 193 m d'ophite de structure pœcilitique à intersertale. L'analyse établie (Azambre *et al.*, 1981) montre une différenciation verticale de la répartition des principaux constituants : l'olivine est la plus abondante à la base, pyroxène et plagioclase prennent ensuite le relais, puis les plagioclases deviennent ensuite dominants.

Le terme supérieur, superposé à l'ophite, est le plus imposant avec 405 m d'épaisseur. Il débute par une argile bariolée anhydritique, ayant subi un léger métamorphisme. S'est déposée ensuite une sédimentation comportant un épisode de sel translucide à rosé avec de rares passées argileuses bariolées, une dolomicrite plus ou moins argileuse, puis des alternances de sel et d'argile gris verdâtre à gris-rouge, anhydritique, admettant vers le sommet de petites passées de dolomicrites beiges argileuses qui pourraient, d'après les analyses de SNEA(P), s'apparenter au Rhétien.

Les terrains triasiques mis en évidence sur le forage Louslitges 1 font partie d'une séquence de comblement où se succèdent une phase d'altération, une période transgressive puis évaporitique où, malgré le confinement, les capacités d'accumulation sédimentaire sont conservées grâce à des processus subsidents adaptés. L'important sill d'ophite pourrait provenir d'un magma tholéïitique apparenté à celui de Bastennes–Gaujacq (Demant et Morata, 1996). Cette déformation diapirique pourrait mettre à profit un jeu ou rejeu de fractures crustales (première phase de distension proto-atlantique ?).

## **Lias**

– *Formation de Carcans*. La partie basale de la série jurassique est décrite sur 82 m grâce au forage Louslitges 1. Deux épisodes carbonatés à tendance dolomitique encadrent une sédimentation plus évaporitique.

À la base s'est déposée une dolomicrite beige, plus ou moins argileuse et anhydritique, comportant quelques intercalations de marne gris foncé, pyriteuse et dolomitique, et quelques récurrences d'anhydrite claire. Vient ensuite une micrite beige légèrement dolomitique qui supporte 30 m d'argile brun-rouge silteuse anhydritique, elle-même recouverte par une micrite beige peu dolomitisée et une passée de marne gris sombre à noire.

Si l'on se réfère aux attributions stratigraphiques de l'atlas géologique d'Aquitaine (BRGM, 1974), cette formation fait partie de l'Hettangien basal, mais R. Curnelle et P. Dubois (1986) penchent pour un diachronisme de ces dépôts qui s'étendraient du Rhétien supérieur à l'Hettangien supérieur en fonction de leur position au centre ou à la périphérie du bassin.

– *Zone à anhydrite.* D'une puissance de 675 m à Loustliges 1, cette sédimentation est essentiellement constituée par des alternances de sel et d'anhydrite parfois argileuse, d'épaisseur métrique à décamétrique. De plus, il a été décrit des passées de dolomicrite beige, de marne gris clair et d'argile gris sombre à noire, mais toujours accompagnées d'une composante anhydritique. Les venues carbonatées se répartissent soit à la partie inférieure (3 753 à 3 776 m), soit à la partie supérieure (3 143 à 3 217 m).

Cette zone est rapportée à l'Hettangien moyen à supérieur sur la base de corrélations diagraphiques.

– *Lias post-évaporitique.* Cette partie des formations composant le Lias comporte deux faciès plus ou moins carbonatés de puissance sensiblement égale, 78 et 77 m. Les dépôts inférieurs sont formés par de la dolomie microsparitique gris-beige légèrement argileuse ou pyriteuse. Il a été noté toutefois, au sein de ce faciès basal, quelques récurrences d'anhydrite et une passée de dolosparite à oolites. La sédimentation sommitale est composée par une argile carbonatée silteuse et pyriteuse gris sombre, admettant des intercalations de calcaire micritique gris clair à gris-brun, pyriteux et bioclastique (lamellibranches, échinodermes, rares nodosariidés). Les atterrissements d'argile carbonatée sombre peuvent être rattachés au Toarcien, tandis que les calcaires supérieurs peuvent constituer le Domérien.

La succession des faciès composant localement la série du Lias évoque, après une remise en eau progressive immédiatement postérieure aux formations triasiques, un retour à un contexte évaporitique durable s'achevant par une nouvelle transgression marine qui passe du domaine proximal au domaine de mer ouverte.

## **Dogger**

Sur le forage Loustliges 1, à 2 985 m de profondeur, les niveaux rapportés au Dogger débutent par 25 m de calcaire micritique gris clair à bioclastes (microfilaments), comportant quelques passées dolomitiques et pyriteuses.

ses. Puis s'installent ensuite sur 208 m des horizons dolomitiques gris à beiges, microspathiques, renfermant des oolites et des gravelles.

Au milieu calme de plate-forme externe de la base succède un contexte plus agité proche de la barrière.

## **Malm**

La partie supérieure du Jurassique a été recoupée sur 562 m, entre 2 378 et 2 940 m de profondeur, sur le forage de Castelnau (fig. 2). Schématiquement, la série reconnue peut se ramener à l'alternance de grands épisodes dolomitiques et calcaires micritiques qui constituent les « Calcaires à filaments ».

À la base figure une dolomie microcristalline à cristalline beige clair, vacuolaire, pouvant contenir des gravelles, des oolites et quelques fragments de bioclastes.

Se différencient ensuite des calcaires micritiques beiges à gris-beige comportant des passées dolomitiques à rhomboèdres apparents, quelques manifestations pyriteuses, de rares et fines intercalations marneuses gris sombre et quelques passées graveleuses et bioclastiques contenant *Everticyclammina virguliana*.

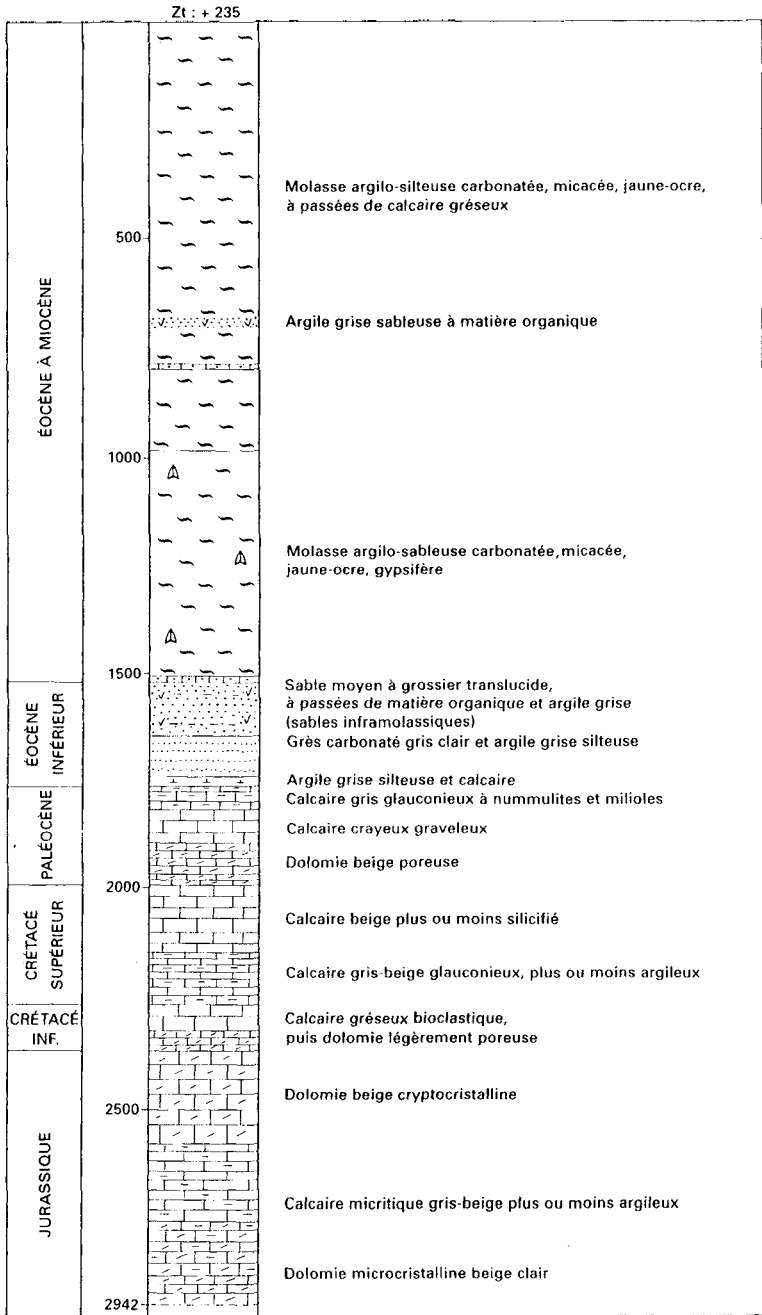
La partie supérieure présente des caractéristiques sensiblement uniformes. Elle est composée de dolomie crypto- à microcristalline gris-beige à beige. Dans la zone sommitale apparaissent toutefois de fines passées d'argile noire silteuse et pyriteuse à l'intérieur d'une dolomie bréchique, ainsi que quelques coprolites de crustacés. Cet ensemble dolomitisé semble devoir représenter le Kimméridgien et le Tithonien.

La porosité mesurée varie de 4 à 14 % et, dans l'eau débitée lors d'un test de formation, ont été enregistrées des salinités de 0,1 à 1 g/l (équivalents NaCl).

Les milieux de dépôt ayant fourni de tels horizons sont à rechercher dans un contexte de plate-forme abritée.

## **Crétacé inférieur**

Le contact des couches représentant le Barrémien sur celles du Jurassique semble direct, établissant une lacune portant sur une grande partie du Crétacé inférieur (Berriasien, Valanginien, Hauterivien) soit environ 20 Ma.



**Fig. 2 - Forage Castelnau-Rivière-Basse (CRB1)**

978-8-0045 (SNEA-P, 1980)

• **Barrémien.** La série rapportée au Barrémien a été explorée sur 44 m entre 2 334 et 2 378 m de profondeur sur le forage de Castelnau. Cette formation d'épaisseur réduite est composée par une dolomie crypto- à microcristalline gris-beige à brun clair, légèrement poreuse, où s'intercalent quelques passées de calcaire micritique beige clair à blanc parfois graveleux et recristallisé. Il a été signalé de rares lamellibranches, gastéropodes et débris d'algues.

Sur la feuille Orthez (Henry *et al.*, 1989) cet étage est caractérisé par la présence à la base de choffatelles et de *Palaeodictyoconus*, et dans la partie supérieure d'orbitolines et de *Nannoconus*. Au sommet se différencie, sur une épaisseur de 5 m, un calcaire contenant des débris de tubules d'annélides.

Des tests de formation ont permis de mesurer une porosité comprise entre 5 et 13 %, contenant une eau présentant une minéralisation de 0,1 g/l (équivalents NaCl).

Les milieux de dépôt révèlent une tendance à la diminution de la tranche d'eau.

• **Aptien inférieur.** Sur une épaisseur de 69 m, entre 2 265 et 2 334 m de profondeur, la description du forage de Castelnau mentionne deux épisodes calcaires. À la base a été distingué un calcaire à éléments bioclastiques roulés pouvant montrer des débris de lamellibranches, d'échinodermes, de bryozoaires et de rares foraminifères (nodosariidés, orbitolines, miliolidés, textulariidés). Se développe ensuite un calcaire micritique beige clair graveleux à plages recristallisées. Des débris de lamellibranches, d'échinodermes, de bryozoaires et de polypiers ont été notés.

Les milieux de dépôt producteurs de cette sédimentation se rencontrent au sein de la plate-forme.

À la partie sommitale du Crétacé inférieur se manifeste une autre lacune portant sur l'Aptien supérieur et Albien.

### **Crétacé supérieur**

• **Cénomaniens.** Les terrains formant le Cénomaniens occupent une épaisseur de 30 m (profondeur 2 235 à 2 265 m au forage de Castelnau). Ce sont des calcaires micritiques gris-beige à gris sombre, graveleux et pyriteux, contenant des textulariidés, valvulinidés, miliolidés, alvéolinidés, cunéolinidés et orbitolinidés, correspondant aux « Couches de Pilo ». Parmi les foraminifères planctoniques les plus caractéristiques ont été distingués *Rotalipora appenninica*, *R. cushmani* et *R. reicheli*.

Les milieux de dépôt sont favorables au développement des microfaunes par de faibles tranches d'eau, donc brassées et oxygénées sous une température chaude.

• **Turono-Santonien.** Sur 30 m, de 2 205 à 2 235 m de profondeur, le forage de Castelnau a reconnu des calcaires micritiques gris-beige à gris sombre, graveleux et parfois pyriteux qui correspondent aux « Couches de Jouansalle ». Ces calcaires peuvent contenir des bioclastes de bryozoaires, spongiaires et échinodermes, mais aussi une microfaune planctonique comportant une association de *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *G. concavata*, *G. bicarinata*.

Ces dépôts, ici d'épaisseur réduite, sont difficiles à scinder en niveaux classiques : Turonien, Coniacien, Santonien. Les milieux font partie de la plate-forme interne.

• **Campanien.** Les « Couches de Pé-Marie » ont été rencontrées au droit du forage de Castelnau sur une épaisseur de 57 m entre 2 148 et 2 205 m de profondeur. Elles sont constituées par des calcaires massifs beige foncé à blanchâtres, glauconieux, pyriteux, localement siliceux (silex blancs), à gravelles et pellets. Il a été décrit une faune représentée par des sidérolites, orbitoïdes, miliolidés, ainsi que quelques fragments d'échinodermes et d'ostracodes. La microfaune planctonique est le plus souvent composée par l'association *Globotruncana calcarata* et *G. elevata*.

Les milieux de dépôt de cette formation appartiennent toujours au contexte de plate-forme.

• **Maastrichtien.** Sur une épaisseur de 150 m (de 1 998 à 2 148 m de profondeur au forage de Castelnau) a été reconnue une sédimentation carbonatée qui constitue les « Couches de Dumes ». Formés de calcaire micritique beige clair légèrement argileux, ces niveaux peuvent contenir des gravelles et des pellets et être affectés d'accidents siliceux. Vers la base ont été notées quelques passées de dolomie microcristalline. Parmi les organismes fossilisés ont été reconnus des orbitoïdes, des miliolidés, quelques rares nodosariidés et des sidérolites. Les éléments de la microfaune planctonique sont constitués par *Globotruncana stuarti*, *G. falsostuarti* et *G. fornicata*.

Les conditions de sédimentation se situent au sein de contextes de plate-forme.

## Paléocène

Les différents terrains composant le Paléocène ont été recoupés sur 236 m par le forage de Castelnau, de 1 762 à 1 998 m de profondeur. À la base de la série, sur 92 m d'épaisseur, a été reconnue une dolomie cristalline beige à rousse, de porosité vacuolaire, contenant de rares oolites. Ensuite, sur 9 m se superposent deux bancs calcaires, l'un beige clair graveleux et l'autre micritique blanc crayeux. Ces 111 premiers mètres constituent la Formation de Lasseube, caractérisée par l'association microfaunistique formée par *Globorotalia angulata*, *G. pseudobulloides*, *G. daubjergensis*, *G. compressa*.

Viennent ensuite sur 68 m des calcaires micritiques beige clair, graveleux à bioclastes. Séparés par 7 m d'argile grise du niveau inférieur, s'est déposé sur une épaisseur de 50 m, un calcaire micritique gris-beige clair glauconieux, à nummulites, alvéolines et miliolles, présentant des passées métriques d'argile grise légèrement glauconieuse.

Les conditions de sédimentation appartiennent à des contextes de plateforme interne proximale.

### **Éocène inférieur**

Trois formations d'inégale épaisseur représentent l'Éocène inférieur sur la description des forages de Castelnaud (1 650 à 1 746 m de profondeur) et Verlus (1 521 à 1 695 m). Ce sont les « Calcaires de l'Yprésien », les « Marnes de l'Yprésien » et les « Grès à nummulites » des géologues pétroliers.

À l'extrême base, sur 17 m d'épaisseur ont été rencontrées à Verlus des calcaires sableux gris-blanc verdâtre, tendres, fortement glauconieux et contenant des foraminifères. Ces dépôts correspondent aux « Calcaires de l'Yprésien ». Viennent ensuite sur 110 m d'épaisseur, des argiles grises silteuses plastiques à intercalations de grès fin à moyen glauconieux, mais aussi de calcaire micritique clair, tendre, qui constituent les « Marnes de l'Yprésien ». Ont été distinguées dans ce même épisode, mais sur le forage de Castelnaud, des passées d'argile grise ligniteuse.

Des grès légèrement carbonatés (« Grès à nummulites ») se sont déposés ensuite. Gris blanchâtre, plus ou moins lités, faiblement consolidés, glauconieux, ils présentent toutefois des passées métriques mieux cimentées ainsi que de rares niveaux d'argile grise silteuse plus ou moins chargée en matière organique. La granulométrie des éléments sableux va croissant de la base vers le sommet. Ces éléments quartzeux sont moyens à grossiers, translucides et mats. Ces niveaux renferment le plus souvent des nummulites. L'analyse de la microfaune a permis de reconnaître sur le forage Le Vignau, légèrement au Nord-Ouest de la carte, une association du type *Nummulites partschi*, *N. aquitanicus*, *N. pernotus*, *Assilina placentula* (détermination C. Bourdillon, BRGM, Orléans).

Des tests de formation effectués durant le sondage, il ressort une porosité de 7 à 11 % dans les niveaux gréseux et de 18 à 34 % dans les niveaux sableux. L'eau pompée est douce.

### **Éocène inférieur à moyen**

De 1 527 m de profondeur à 1 650 m sur le forage de Castelnaud ont été rencontrés des sables pyriteux et ligniteux, montrant quelques intercalations d'argile grise sableuse ainsi que de fines passées de grès gris-blanc

fin à grossier à ciment carbonaté. Les éléments quartzeux des sables sont translucides à mats et d'une granulométrie moyenne à grossière. Ces venues sableuses représentent les « sables inframolassiques ».

Il n'existe que peu de marqueurs chronostratigraphiques de ces niveaux. Dans le forage 978-8-15, au Sud-Est de la feuille Hagetmau, des spores (*Leiotriletes adriennis*), des pollens (*Spinizonocolpites prominatus*) mais aussi du phytoplancton marin appartenant au groupe des *Wetzeliellaceae* (*Kissellovia*) ont été observés (G. Farjanel, BRGM, Orléans). Ces associations sont des marqueurs stratigraphiques et paléoenvironnementaux qui permettent de rapprocher ces niveaux fossilifères du Cuisien supérieur et attestent d'une sédimentation s'effectuant sous un climat chaud, dans un contexte de mangrove (présence de *Nypa*).

Les sables inframolassiques, du fait de leur mise en place par un système progradant sensiblement de l'Est vers l'Ouest, possèdent un caractère diachrone qui peut leur faire couvrir une période temps importante, de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen.

### Éocène-Miocène

Sur environ 1 500 m, pour la partie la plus épaisse au droit du forage de Castelnau, se sont accumulés les dépôts du complexe molassique pouvant s'étendre de l'Éocène au Miocène. Le terme molasse est pris au sens de « molasses d'Aquitaine » : dépôts fluvio-lacustres d'avant-pays évoluant entre deux pôles, argileux et détritique, mais toujours sous-tendus par une composante carbonatée. Le liant calcaire, lorsqu'il n'est pas exprimé sous forme de couche, est en majeure partie dû aux phénomènes de concentration liés aux actions pédogénétiques.

Les forages décrivent cette sédimentation d'une façon globale et monotone. Au sein d'une argile calcaire silteuse beige à ocre, micacée, sont parfois distingués des passées de galets et graviers de calcaire micritique beige clair à rosé parfois légèrement dolomitique, de fines venues de sable fin à grossier translucide à opaque, et des grès fins à silteux tendres à ciment argilo-carbonaté. Sur pratiquement la moitié inférieure de la série traversée (450 m) sont mentionnés des argiles gypsifères et des cristaux de gypse translucide ou jaunâtre. L'analyse des diagraphies réalisées montre une succession de séquences le plus souvent positives, évoquant des variations décroissantes de l'hydrodynamisme.

Cette formation n'a pas livré d'indices chronostratigraphiques ; elle est donc comprise entre un mur en partie constitué par les sables inframolassiques précédemment décrits comme étant diachrones (Éocène inférieur à moyen) et un toit pouvant être contraint par corrélation avec les niveaux calcaires lacustres miocènes étudiés par F. Crouzel (1957). Toutefois, l'analyse des profils sismiques et des diagraphies a permis à



J. Schoeffler (1971) de déceler, à l'intérieur du complexe molassique, plusieurs discordances dont une, semble-t-il, à la base de l'Oligocène et une autre à la base du Miocène. La partie inférieure gypsifère serait à rattacher, selon F. Béa *et al.* (1971), à l'Éocène supérieur.

L'épandage de ces dépôts semble avoir eu lieu sous un climat chaud, en milieu fluvio-lacustre et sous une faible tranche d'eau permettant enracinement végétal et confinement.

## TERRAINS AFFLEURANTS

### Tertiaire

Sur le territoire couvert par la feuille Aire-sur-l'Adour, les terrains affleurants les plus anciens appartiennent à la sédimentation molassique.

### Éocène à Miocène

e-mM. **Molasses : argiles carbonatées silteuses gris-bleu à jaunâtres, à passées gréseuses et petits niveaux de calcaire lacustre (50-80 m).** Le complexe molassique est désigné par cette notation compréhensive car il faut chercher des points d'appui stratigraphiques soit à l'Ouest sur la carte Hagetmau, soit à l'Est sur la carte Plaisance. À l'Ouest sur la feuille Hagetmau, suivant une ligne sensiblement NW-SE de Banos vers Eugénies-Bains, la molasse recouvre des niveaux marins oligocènes (carrière d'Arcet, Nord immédiat de Banos) alors qu'à proximité nord d'Eugénie, les venues molassiques se superposent aux Grès à nummulites de l'Éocène inférieur-moyen. À l'Est sur la feuille Plaisance, l'âge maximal est fixé par les niveaux des calcaires de Bassouès attribués par F. Crouzel (1957) au Miocène. La couverture molassique des bordures sud et est de l'anticlinal d'Audignon est donc constituée par des biseaux d'aggradation.

Plusieurs faciès peuvent être rencontrés dans ce type de sédimentation. Ils seront décrits selon l'importance de l'hydrodynamisme ayant participé à leur dépôt.

- **Faciès gréseux chenalisants.** Ces niveaux ne viennent que très peu à l'affleurement sur la zone cartographiée. Toutefois, le talus nord de la N 646 à l'entrée du village de Saint-Mont met en évidence une passée gréseuse carbonatée tendre, jaunâtre à grisâtre, micacée (muscovite). Les éléments les plus grossiers sont quartzeux et calcaires (2 à 6 cm). Les graviers calcaires présentent un fort indice d'aplatissement (fig. 3).

- **Faciès gréseux.** Perdant de sa force hydrodynamique, le flux transporteur ne dépose plus que des grès gris à gris jaunâtre, carbonatés, à éléments moyens à fins micacés. Ces niveaux légèrement indurés contiennent des

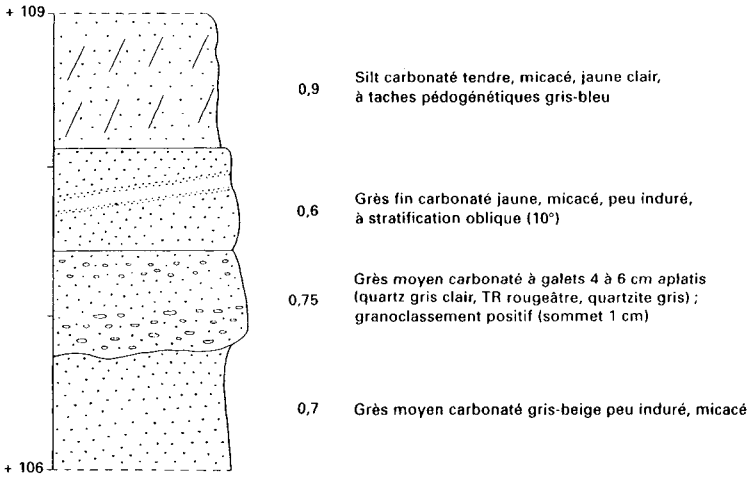


Fig. 3 - Saint-Mont (SW)

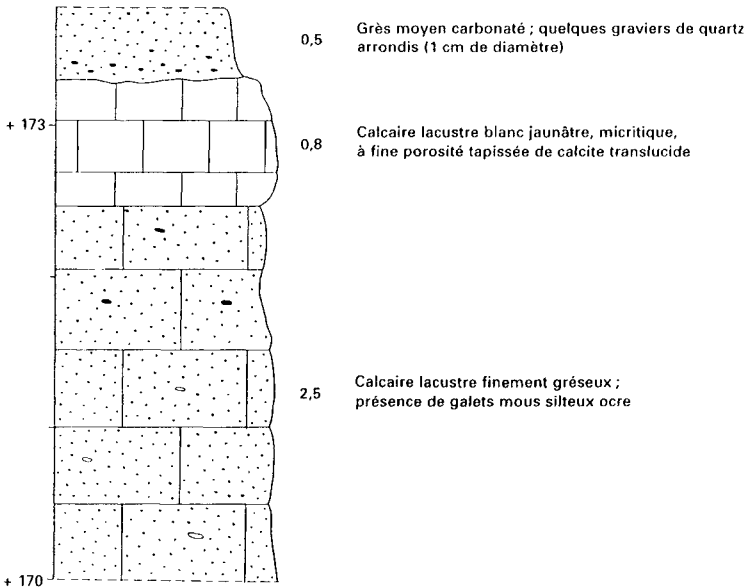


Fig. 4 - Castelnau-Rivière-Basse (SE)

galets mous centimétriques ocre, le plus souvent argilo-silteux, qui sont des vestiges arrachés aux dépôts sous-jacents. Ce type de niveau affleure à proximité de la source en bordure de la petite route qui relie la D 22 au lieu-dit Crabot au Sud du bois de Casamont.

• **Faciès silteux.** La granulométrie s'affine encore avec l'arrivée des silts grésio-miacés carbonatés. Ces horizons peuvent présenter des couleurs gris à gris-jaune et sont souvent parcourus par des marmorisations subverticales ocre ou bleuâtres, témoins d'actions pédogénétiques (Nord-Est de Bernède en descendant vers le lieu-dit Artigaux). Des phénomènes de calcitisation secondaire peuvent les faire évoluer vers une micrite dure jaune ou parfois rosâtre (à l'Ouest du lieu-dit Antony, lui-même au Sud-Ouest de Verlus).

• **Faciès de plaine d'inondation.** Ces conditions de dépôts privilégient les décantations de type argileux, et succèdent le plus souvent aux silts par un passage continu, comportant des couches argilo-carbonatées plus ou moins silteuses et micacées, jaunâtres à gris bleuâtre. De tous les horizons composant la molasse, celui-ci est le plus commun sur l'emprise de la feuille. La phase argileuse est le plus souvent constituée par un mélange d'illite et de montmorillonite. Il est possible d'observer des traces de paléosols de couleur marron et des restes de manchons racinaires calcifiés.

• **Faciès carbonaté noduleux.** Dans les niveaux argilo-silteux, se différencient parfois des nodules plus ou moins indurés de teinte plus claire que l'encaissant. En devenant coalescents, ils peuvent former des horizons calcaires (Aurensan). Parfois, les nodules indurés présentent des fentes de retrait internes tapissées de calcite translucide et de manganèse, de type septaria.

• **Faciès carbonaté lacustre et palustre.** Les horizons calcaires lacustres ou palustres disséminés dans la sédimentation molassique ont une extension horizontale très discontinue et leur relation avec les niveaux repères définis par F. Crouzel (1957) sont aléatoires. Leur position topographique pourrait les faire correspondre, pour les plus hauts, au niveau des calcaires de Bassouès, caractérisés sur la feuille Plaisance (Crouzel *et al.*, 1982) par la présence de mammifères fossiles tels *Deinotherium giganteum* et *Brachypotherium brachypus* dont l'association semble couvrir une partie du Langhien et du Serravallien (14 à 18 Ma).

Les niveaux lacustres sont constitués de calcaire blanc dur, micritique, à porosité millimétrique souvent mise à profit par des cristallisations calcitiques translucides (fig. 4). Les termes palustres montrent des taches jaune-ocre et une porosité subverticale. Quelques horizons carbonatés sont attribuables à des phénomènes de croûtes calcaires, comme en témoignent les réticulations, les petits nodules coalescents et les surfaces durcies.

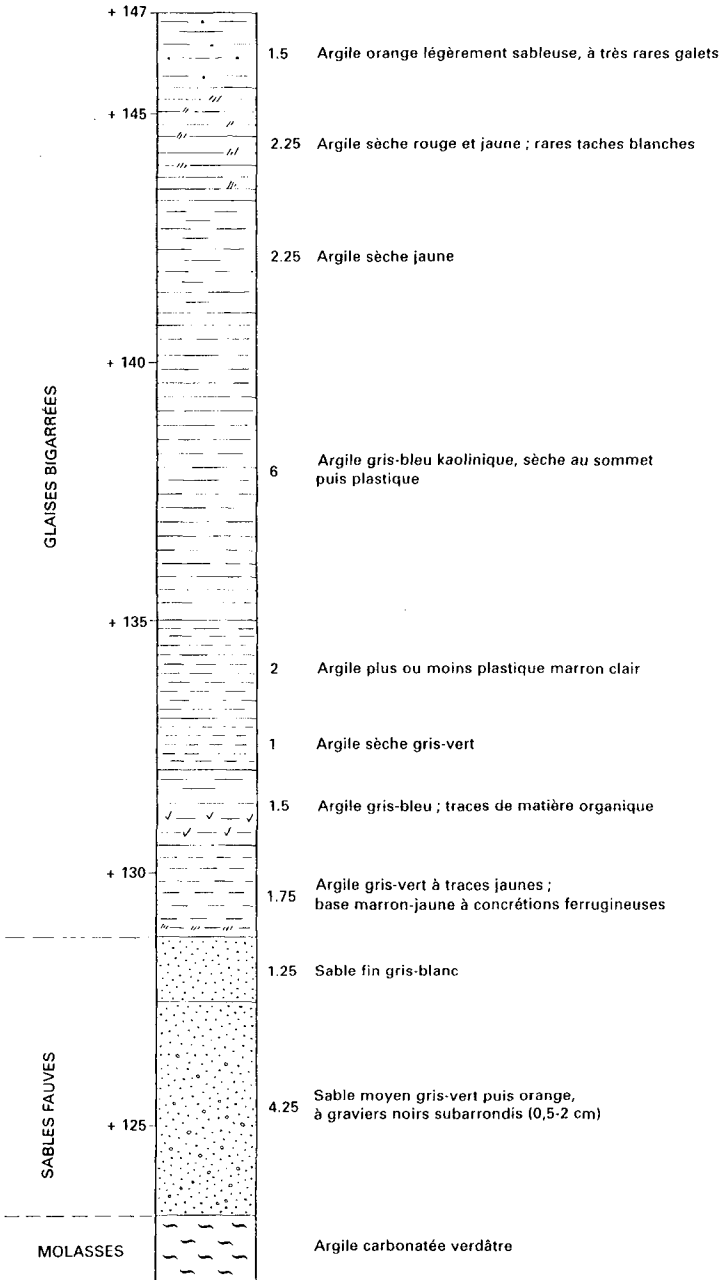


Fig. 5 - Sondage tarière Cassagne (979-2-27)

## Miocène moyen

**m4. Formation des Sables fauves (Serravallien) : sables jaune-ocre à graviers et galets rubéfiés ; localement à la base, faciès marins gréseux ou sablo-argileux (5-30 m).** Sur l'ensemble de la feuille, les horizons sableux apparaissent le plus souvent à mi-pente des flancs de vallées ; les venues marines de la base sont très discrètes et la plupart du temps mises en évidence par sondages tarières.

Les bordures en talus de la route qui monte vers le petit village de Sarragachies révèlent, au niveau de la petite source aménagée, un dépôt marin carbonaté sur environ 50 cm d'épaisseur. Il repose sur le terme carbonaté beige clair à jaunâtre, molassique. Ce petit épisode marin est constitué par des grès carbonatés gris-beige légèrement glauconieux, parfois indurés, comportant quelques petits lamellibranches à tests clairs et de rares huîtres. Par sondages à la tarière hydraulique, le niveau gréseux dur à très dur, accompagné par des sables bioclastiques, a été reconnu sur la partie nord de la feuille (Sud de Saint-Martin-d'Armagnac, Sud-Ouest d'Urgosse, Nord de Termes-d'Armagnac). Ces grès beige clair à rosâtres carbonatés, parfois très durs, dolomitiques, saccharoïdes à la cassure, se retrouvent le plus souvent en partie basale de la sédimentation marine.

L'ensemble marin bioclastique présente des épaisseurs variant de 0,5 à 8 m. Parmi les débris fossilifères ont été reconnus des huîtres, des oursins plats, des cérithes, des pectens et des astartidés ainsi qu'un fragment de côte de sirénien. Cette association est à rapprocher des faunes déjà citées dans les notices des feuilles Plaisance, Éauze ou Nogaro (*Ostrea gryphoides* et sa variété *O. crassissima*, *Amphiope perspicillata* et *Scutella rotundata*, *Flabelliptecten larteti*, *Cardita jouanetti*). Ces faciès marins très proximaux n'ont été mis en évidence que dans la partie septentrionale de la feuille, paraissant s'épaissir vers le Nord.

La Formation des Sables fauves proprement dite est constituée par des sables généralement fins à moyens, ocre-jaune avec des variations colorées allant du blanc à la base au marron rougeâtre vers le sommet (fig. 5). La granulométrie admet elle aussi des variations entre des éléments quartzeux silteux (Pichots au Nord-Ouest de Mauriès) et des galets de 5 à 12 cm (Arnaoutoulat au Sud-Est de Vergoignan). La base ou le sommet peuvent présenter des croûtes ferrugineuses d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique ; à la base, elles sont de faible épaisseur et de couleur chamois, alors qu'au sommet elles sont scoriacées et rouge-brun.

Outre les éléments quartzeux majoritaires, les sables contiennent des micas blancs et deux associations majeures de minéraux lourds (Bergougnoux et Crouzel, 1949 ; Duplaix, 1956 ; Feinberg, 1964). L'une, andalousite-tourmaline-staurotide, provient de la désagrégation des roches métamorphiques, l'autre, rutile-anatase-zircon, atteste de l'altération des

massifs granitiques. Ce qui semble désigner les Pyrénées comme province d'origine.

La mise en place de l'ensemble détritique des Sables fauves s'effectue selon un mode progradant. L'abaissement du niveau marin détermine dans le substratum molassique des incisions pouvant aller jusqu'à 40 m. Le remplissage de ces drains laisse parfois de petites buttes-témoins de molasse (Luppé-Violles ou le croisement de la D 48 et de la D 108 au Nord-Est de Termes-d'Armagnac), sur les flancs desquelles viennent s'appuyer les formations sableuses.

### **Miocène supérieur**

**m5. Formation des Glaises bigarrées (Tortonien) : argiles gris-bleu à passées blanchâtres ou rougeâtres (0-60 m).** Cette formation argileuse a subi la plupart du temps l'érosion des nappes plio-quadernaires et ne figure que vers le sommet des interfluvés lorsqu'elle a été épargnée. Ces couches argileuses sont reconnaissables à leur aspect bariolé à dominante gris-bleu où se juxtaposent des marbrures jaune, vert, rouge, violet ou blanc (fig. 5). Leur épaisseur varie de 1 à 30 m, mais lorsque le dépôt comble une dépression déjà observée au toit des molasses, l'épaisseur peut atteindre 60 m (zone de Aurensan-Bernède). Généralement plastiques, elles sont à dominante d'illite. La partie sommitale montre souvent une rubéfaction intense, comme en témoigne les colorations rouge carmin et mauves ainsi que des traces de manganèse. La base de la formation s'avère généralement bleu clair et très plastique.

La fraction silteuse a fait l'objet d'une extraction de minéraux lourds. Il a été décelé un cortège comprenant épidote, apatite, sidérose, tourmaline et zircon (Liepman, 1980). Sur l'emprise de la feuille, elles n'ont pas livré d'occurrences ligniteuses qui permettent d'approcher leur position stratigraphique comme à Arjuzanx (Gregor, 1985 ; Huard, 1974 ; Suc *et al.*, 1986), Orignac (Guérin, 1980) ou Capvern (Bugnicourt *et al.*, 1988 ; Sauvage, 1969). Le passage des Sables fauves aux Glaises bigarrées s'effectue par une zone de transition à intercalations sableuses fines ou par un petit niveau de plaquettes grésio-ferrugineuses de couleur jaune chamois.

Le dépôt des Glaises bigarrées semble s'être effectué dans une vaste plaine d'inondation soumise à de fréquentes exondations.

### **Pliocène**

**pi. Nappe alluviale inférieure. Gravier et galets à matrice argilo-sableuse rougeâtre (5-25 m).** La mise en place de ces dépôts détritiques, pourtant grossiers, ne laisse que peu de traces d'encaissement ou de chenalisation dans le substratum, comme si l'agent de transport générait à sa base une couche isolante (« coulées boueuses » mentionnées par F. Taillefer,

1951). Aussi, pour les différencier des atterrissements de type alluvionnaire quaternaire, ils seront englobés sous le terme de nappe.

La formation argilo-graveleuse au contact avec le toit des Glaises bigarrées, lorsqu'elle est visible, est constituée par deux séquences positives qui débutent par des galets (5 cm) et graviers mêlés à des débris de croûte ferrugineuse marron sombre dans une matrice argilo-sableuse jaune clair. Les éléments de quartz grisâtre et quartzite gris sont subarrondis et le plus souvent altérés. L'évolution vers la partie sommitale voit s'accroître la proportion d'argile, le sommet supportant des rubéfections. La base de l'épandage varie de la cote + 210 au Sud de la feuille pour parvenir à + 160 NGF sur les affleurements les plus éloignés vers le Nord en rive droite de l'Adour.

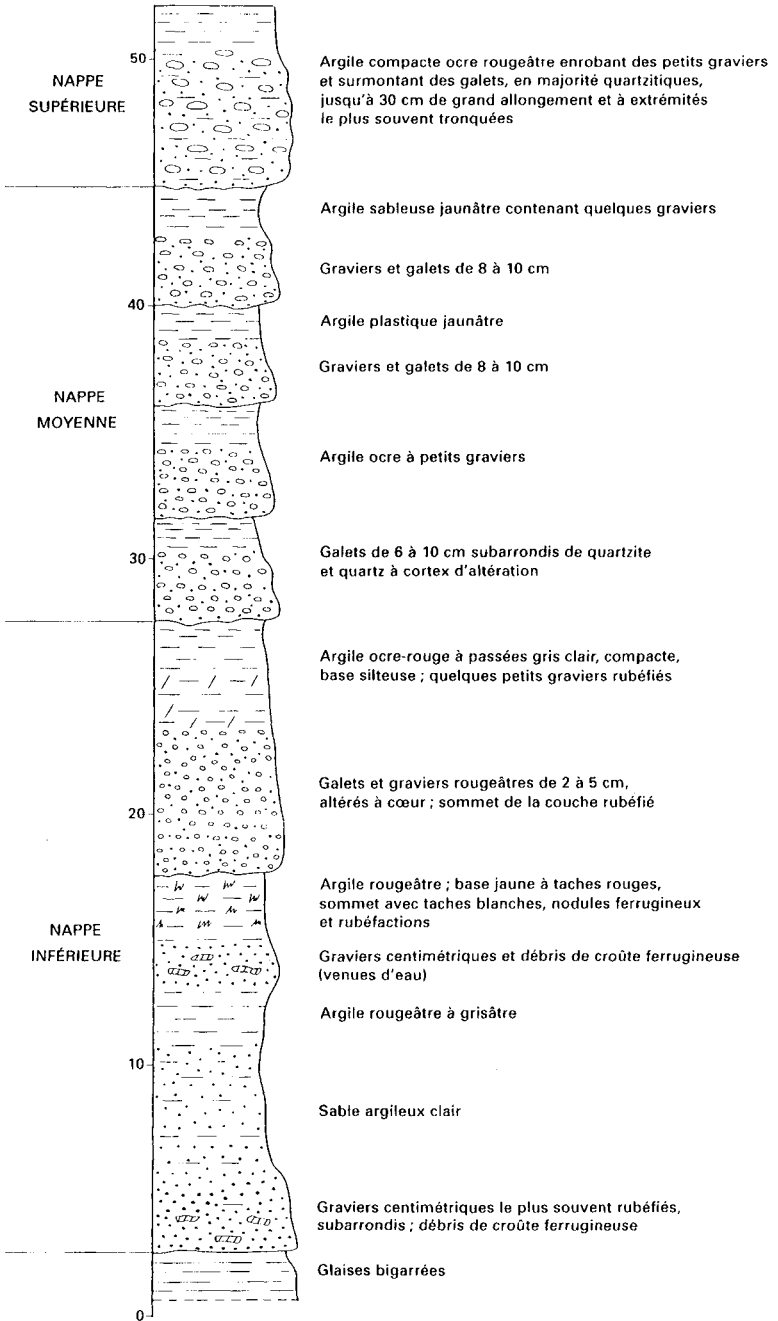
L'attribution stratigraphique ne peut pour le moment s'appuyer sur la mise en évidence de marqueurs. Le substratum de Glaises bigarrées se trouvant déjà à la limite Mio-Pliocène, semble contraindre ce premier épisode détritique au Pliocène ou au-delà. Le niveau d'altération et le non-entassement pourraient plaider en faveur d'une attribution à la base du Pliocène.

**pm. Nappe alluviale moyenne. Graviers et galets à matrice argilo-sableuse jaunâtre (5-15 m).** La nappe moyenne se différencie de la formation inférieure par l'aspect jaunâtre de l'ensemble. Les éléments les plus nombreux appartiennent à la famille des quartz et quartzites. Relativement bien roulés, les galets présentent un cortex d'altération beaucoup moins intense que pour les éléments de la nappe précédente. La taille générale s'établit aux environs de 6 cm avec des galets avoisinant les 10 cm, emballés dans une matrice sablo-argileuse devenant plus fine au sommet, jusqu'à devenir argilo-silteuse.

Les éléments de datation dans l'état actuel des connaissances font toujours défaut et ne permettent pas de caler stratigraphiquement cette nappe, si ce n'est par sa superposition avec l'épisode précédent.

**ps. Nappe alluviale supérieure. Graviers et galets (3-10 m).** Cette nappe n'est que peu représentée sur l'emprise de la feuille. Les éléments sont de taille générale plus importante que les galets déjà recensés sur les deux épandages précédents (12 à 15 cm mais pouvant atteindre 25 à 30 cm). De forme allongée mais à bouts tronqués, leur état de surface est légèrement rugueux. Le stock est constitué de 65 % de quartzites, de 20 % de roches métamorphiques et 15 % de quartz. Le sommet est recouvert par un limon jaunâtre.

La superposition des trois nappes montre une évolution détritique négative dans son ensemble (fig. 6).



**Fig. 6 - Coupe reconstituée des nappes pliocènes**



## Quaternaire et formations superficielles

### Formations alluviales

**Fv. Galets et graviers à matrice argilo-sableuse (Pléistocène inférieur terminal : Günz) (12-18 m).** L'abaissement du niveau marin au début des temps quaternaires provoque les premiers encaissements alluvionnaires qui vont conduire au réseau fluvial actuel structuré en terrasses. La mise en place de cet épandage détermine un large couloir à l'Ouest de la feuille selon une direction sensiblement N-S (de Garlin à Duhort-Bachen), qui semble appartenir au cône détritique de Ger. L'épaisseur des dépôts est comprise entre 12 et 18 m, l'altitude du toit varie de + 205 m au Sud pour passer à + 135 m au Nord. L'encaissement total par rapport aux cotes sommitales de la nappe pi avoisine les 40 m.

Plusieurs affleurements, à la faveur de routes remontant des vallées de l'Adour ou du Bahus, permettent d'observer le matériel constituant cette terrasse. Le mur vient éroder parfois jusqu'aux Sables fauves, entraînant la disparition des Glaises bigarrées. À la base on constate un enrichissement en argile de la matrice. La majorité des galets montre une taille de 15 à 20 cm avec un centile pouvant atteindre 25 cm. Les éléments de quartz, de quartzites gris à filonnets siliceux sont subarrondis et légèrement rubéfiés. Les quelques rares galets de granitoïdes sont à l'état pulvérulent. La répartition de la nature pétrographique des éléments est nettement en faveur des quartzites (80 %). La matrice est sablo-argileuse, de couleur ocre-jaune parfois rougeâtre. Le sommet est constitué par une venue métrique argilo-silteuse jaune pouvant montrer des flammes bleuâtres et de petites passées manganiques.

Selon C. Thibault (1970), ces témoins des hautes terrasses sont issus de la réunion des nappes d'épandage de Garlin et de Thèze, pouvant être mises en place au Günz (Alimen, 1964).

**Fw. Galets et graviers à matrice argileuse rubéfiée (Pléistocène moyen ancien : Mindel) (6-14 m).** Les apports du Pléistocène moyen ancien ont été déposés principalement dans la vallée de l'Adour. Ils s'étendent selon un replat variant entre la cote + 125 NGF en amont et + 75 à l'aval. L'épaisseur de ces dépôts est comprise entre 6 et 14 m (sondage 977-3-23). L'érosion parvient jusqu'à la molasse.

Sur quelques affleurements, à la faveur de fossés au Nord de Saint-Germé, il est possible d'observer le matériel constituant cette terrasse. Les galets sont subarrondis d'une taille moyenne de 13 cm. Le stock est composé de quartzite gris en majorité, quartz, schistes durs et granitoïdes réduits à l'état de fantômes. La matrice est argilo-sableuse, jaune parfois bleuâtre. Au sommet se différencie sur 1,5 m, un alluvionnement plus fin,

limoneux, beige-marron où l'on distingue des traces d'oxydation et de manganèse.

Ces épandages détritiques peuvent être rattachés en amont à la nappe dite de Pont-Long (Taillefer, 1951), que H. Alimen (1964) rapprochait du Mindel.

**Fx. Gravieres et galets à couverture limoneuse (Pléistocène moyen récent : Riss) (4-6 m).** L'extension de ces apports alluvionnaires est restreinte, rognées par les dépôts plus récents. Sur environ 4 à 6 m d'épaisseur se sont sédimentés des graviers et des galets subarrondis dont les plus importants peuvent atteindre 15 cm. Ils sont la plupart du temps issus de roches quartzitiques grises. On y rencontre parfois quelques lydiennes et plus rarement quelques éléments de granitoïdes très altérés. Généralement, le sommet de cette terrasse est occupé par un limon argileux gris-marron.

La position de ces apports alluvionnaires dans la succession générale indique un âge rissien.

**Fy. Gravieres et galets à matrice sablo-argileuse (Pléistocène supérieur : Würm) (5 m).** Cet épandage n'est que faiblement exposé sur l'emprise de la feuille. D'épaisseur moyenne voisine de 5 m, cette terrasse est composée de galets et graviers arrondis à subarrondis d'un diamètre moyen de 8 à 12 cm, comportant une matrice sablo-argileuse gris-jaune emballant quartzites, quartz et lydiennes. La partie sommitale, de 1 à 1,5 m, est limoneuse de couleur beige. Ces dépôts sont rapportés par les auteurs (Alimen, 1964 ; Thibault, 1970) aux épisodes wurmiens.

**Fz. Alluvions récentes et actuelles indifférenciées (Holocène) (8-15 m).** Le fond des vallées, en particulier celle de l'Adour, est occupé par les dépôts issus des reprises de divers matériels alluvionnaire ou d'érosion des versants des vallées. La limite côté flanc de vallée est difficile à apprécier du fait des colluvionnements. Des travaux sur la N 135 à l'Est de Saint-Germé ont permis d'apprécier la partie sommitale de cette terrasse composée par une forte épaisseur de limons beiges (1,5 à 4 m) supportés par un niveau à galets subarrondis de 14 cm de grand allongement pour les modules les plus importants. L'épaisseur varie de 8 à 15 m. Les anciens méandres délaissés par l'Adour, à proximité immédiate du cours actuel, montrent que celui-ci n'est pas figé.

Ces alluvions de fond de vallée ont été différenciées en Fy<sub>1</sub> et Fz sur la feuille Plaisance.

**FC. Colluvions et alluvions de fond de vallée et cônes associés.** Le fond des petites vallées tributaires des ruisseaux de moyenne importance est recouvert par des dépôts de reprise locale alliant sable, argile, graviers

et galets suivant la vigueur de l'entaille. L'épaisseur de cette couverture est variable entre 0,5 et 1,5 m.

Les cônes en éventail, au débouché des vallons pentus, recueillent le matériel érodé sur le bassin-versant et non déblayé du fait d'un réajustement brutal du profil en long du vallon. En fonction de la pente, de la longueur du transit et des possibilités d'abrasion, le bourrelet de bordure du cône peut représenter un dénivelé allant jusqu'à 3 m, dont la géométrie peut être modifiée sporadiquement en fonction de fortes précipitations.

### **Formations colluviales**

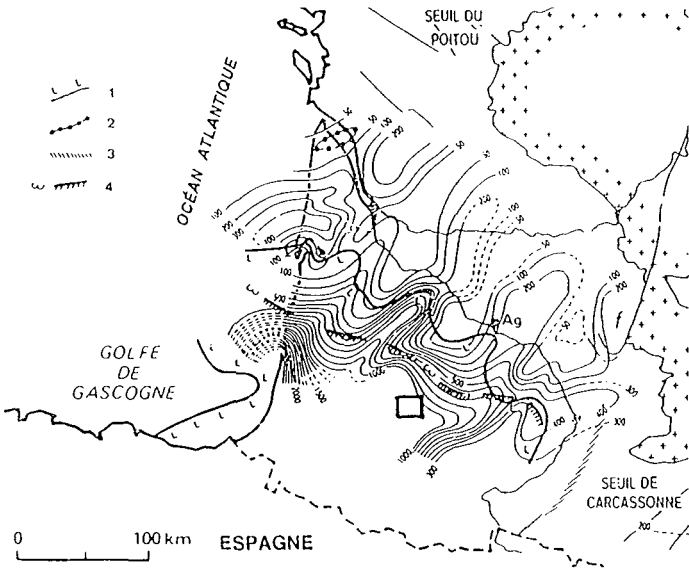
**CF. Colluvions et dépôts de versants.** D'épaisseur variable (0,2 à 3 m) ces formations superficielles sont nourries par les terrains molassiques, les Sables fauves et les nappes pliocènes. Du fait de leur position topographiquement dominante, les nappes pliocènes et les horizons des Sables fauves constituent l'alimentation privilégiée de ces colluvions. En majorité sablo-argileuses beige-marron, il n'est pas rare d'y retrouver des galets, des graviers et des agrégats d'oxydes de fer et de manganèse. Elles n'ont été figurées que lorsque leur épaisseur dépassait un mètre et que les limites des formations qu'elles recouvraient n'étaient pas repérables (vallée du Léés). Leur faible stabilité peut provoquer des glissements de terrain en loupes de faible importance.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

L'évolution paléogéographique au droit du territoire couvert par la feuille Aire-sur-l'Adour fait partie du vaste processus géologique qui régit le Sud du bassin d'Aquitaine. En mettant à profit les investigations pétrolières (sondages et couvertures sismiques), les recherches d'aquifères et les synthèses publiées, il est possible de replacer, parmi les grands traits géodynamiques du bassin, les particularités régionales.

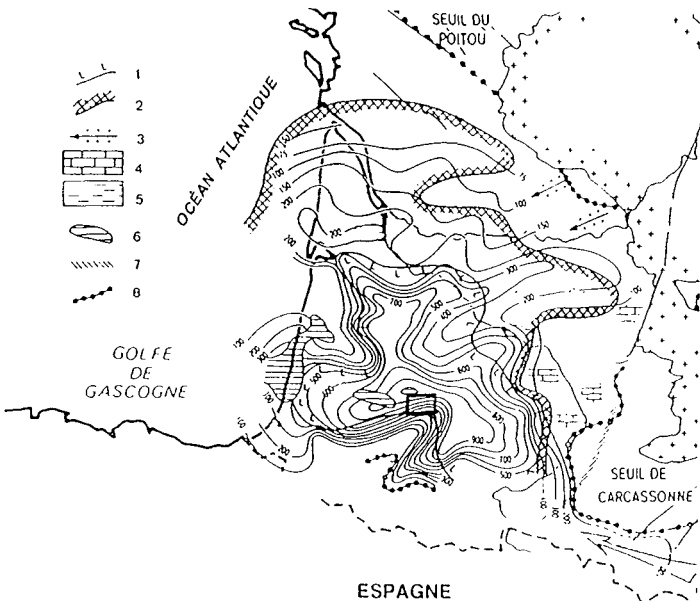
### **Création des bassins et premiers complements**

Les terrains les plus anciens reconnus par sondage et ayant conservé leurs caractéristiques sédimentaires font partie des époques triasiques (environ 250 Ma). Au début de l'ère secondaire, le craton européen est soumis à un étirement crustal qui remet en mouvement de grands accidents hérités des phases hercyniennes. Ce rejeu a pour conséquences, au sein de ce qui va devenir le bassin d'Aquitaine, la délimitation de compartiments bordés de failles normales d'orientation SW-NE, déterminant une série de demi-grabens dont les regards sont dirigés vers le Sud-Est (fig. 7). Cette taphrogenèse épargne le Massif central, provoquant un basculement relatif et l'ennoyage vers le Sud-Ouest de la structure en « touches de piano » créée par les demi-grabens. Les parties les plus déprimées sont le siège de



- 1 : limite d'extension de la halite ; 2 : limite d'érosion ultérieure ; 3 : faille supposée ou flexure ;  
4 : limite nord d'extension des ophites ; f : faille de Villefranche

**Fig. 7 - Schéma paléogéographique au Trias (Curnelle et Dubois, 1986)**



- 1 : limite d'extension de la halite ; 2 : limite d'extension de l'anhydrite ; 3 : apports détritiques ; 4 : plate-forme carbonatée ; 5 : faciès marneux ; 6 : érosion locale liée à l'halocinèse ; 7 : faille supposée ou flexure ; 8 : limite d'érosion ultérieure

**Fig. 8 - Schéma paléogéographique au Lias inférieur (Curnelle et Dubois, 1986)**

décharges intermittentes plus ou moins grossières de type cône alluvial et plaine d'épandage sous un climat semi-aride. Latéralement s'organisent des faciès de sebkha où s'individualisent des évaporites. L'ampleur de la distension occasionne la mise en place de venues ophitiques au sein des séries sédimentaires confinées. Après un contexte de sédimentation continentale durant lequel se dépose des argiles bariolées, un processus lagunaire se déploie à l'Infralias, accumulant une importante série salifère : la « Zone à anhydrite ». Le territoire de la carte Aire-sur-l'Adour se situe en marge sud de ce dispositif sédimentaire (fig. 8).

### **Sédimentation marine transgressive**

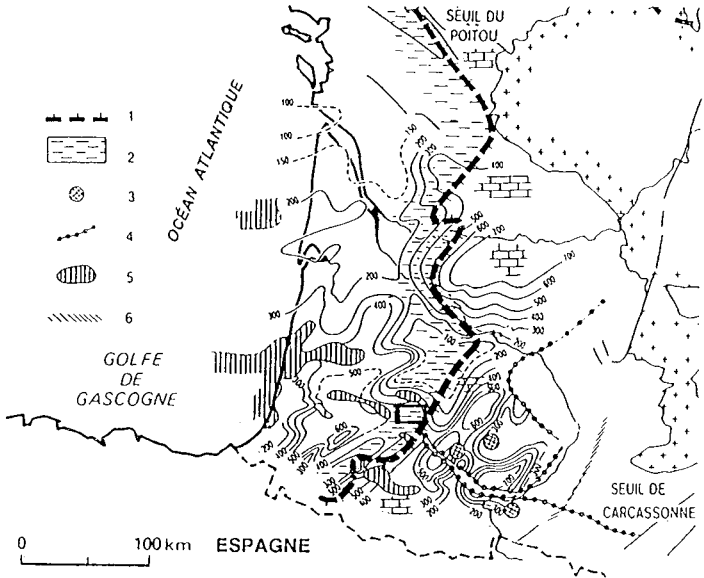
Les alternances anhydrite, halYTE, dolomie, attribuées à des climats chauds mais à humidité variable, subissent des venues marines annonçant la transgression du Lias moyen. Sous faible épaisseur d'eau s'établissent des conditions de plate-forme interne. Le passage aux formations représentant le Dogger s'effectue par des horizons condensés marneux chargés de matière organique, pouvant indiquer des conditions de dépôt profond (plaine abyssale) (fig. 9). L'organisation des corps sédimentaires répond ensuite à un schéma méridien où la barrière oolitique, courant du seuil du Poitou à Pau, sépare une plate-forme interne à l'Est, d'un domaine de mer ouverte à l'Ouest. C'est à proximité de la barrière, mais dans le domaine externe, que se situe alors le territoire de la feuille, ces conditions perdurant jusqu'au Kimméridgien.

### **Régression-progradation**

La disposition générale change au Tithonien où une série de hauts-fonds et de zones émergées, en particulier le seuil des Landes, détermine deux dépressions : Parentis et Adour-Mirande. Les atterrissements de la zone sud Adour-Mirande montrent des faciès de plate-forme interne plus ou moins confinée. Des influences marines parviennent par le seuil de Carcassonne. Puis le retrait de la mer s'accroissant, la sédimentation marine se trouve restreinte aux deux zones déprimées déjà citées (fig. 10).

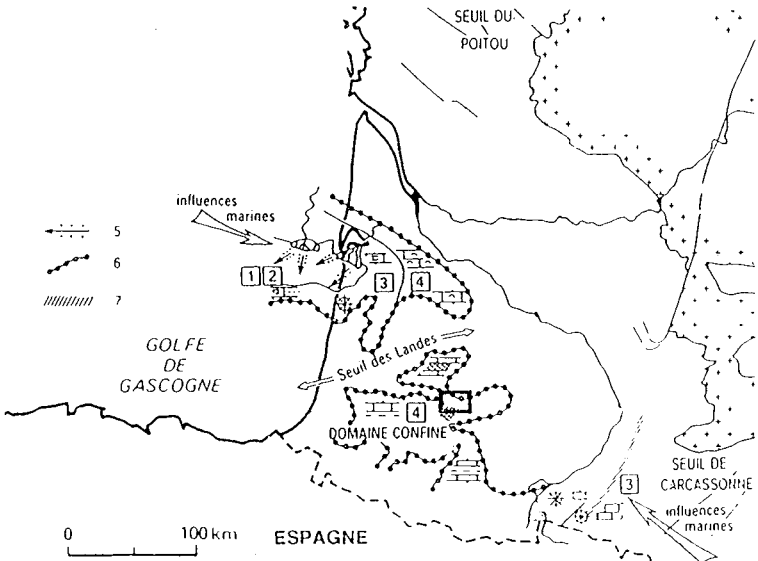
Une transgression marine amène ensuite une épaisse sédimentation albo-aptienne dans le bassin d'Arzacq. La région d'Aire se trouve alors en bordure nord de cet ensemble préfigurant le sillon pyrénéen. Une barrière récifale s'installe sur le tracé du seuil des Landes et borde le territoire de la carte par le Nord (fig. 11). La surcharge liée à l'accumulation des dépôts, et les contraintes associées à l'ouverture du golfe de Gascogne vont déclencher une halocinèse (Mauriaud, 1987).

Les transgressions marines durant le Crétacé supérieur maintiennent un contexte de plate-forme interne au droit de la zone cartographiée située en bordure de la barrière (fig. 12). Les influences marines sont constantes



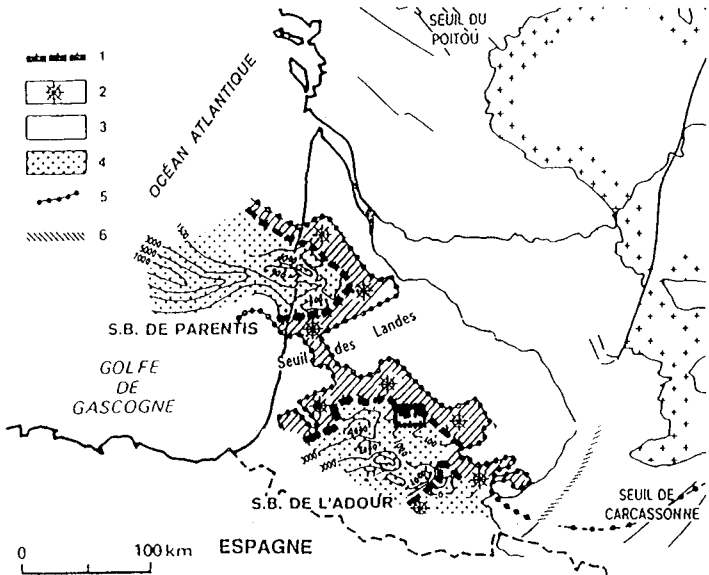
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : faciès marneux ; 3 : anhydrite ; 4 : limite d'érosion ultérieure ; 5 : érosion locale liée à l'halocinèse ; 6 : faille supposée ou flexure

**Fig. 9 - Schéma paléogéographique au Dogger (Curnelle et Dubois, 1986)**



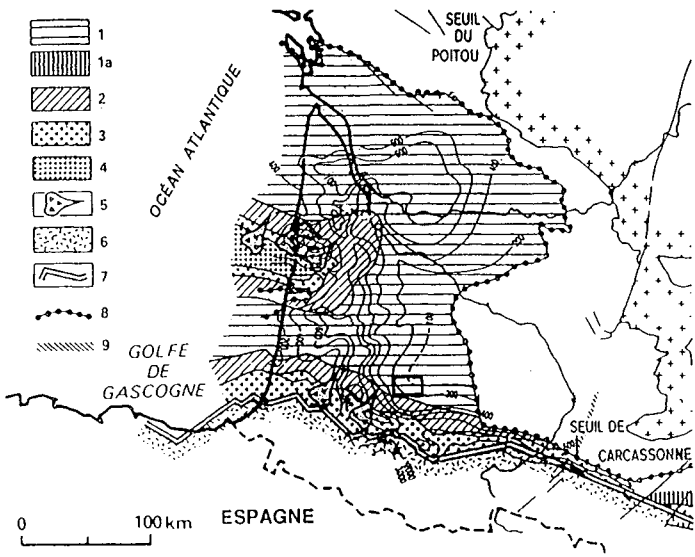
1 et 2 : domaine marin ouvert ; 3 : plate-forme moyenne, faciès urgoniens ; 4 : plate-forme interne marin restreint à conifé, calcaires et anhydrite ; 5 : apports détritiques ; 6 : limite d'érosion ultérieure ; 7 : faille supposée ou flexure

**Fig. 10 - Schéma paléogéographique au Barrémien (Curnelle et Dubois, 1986)**



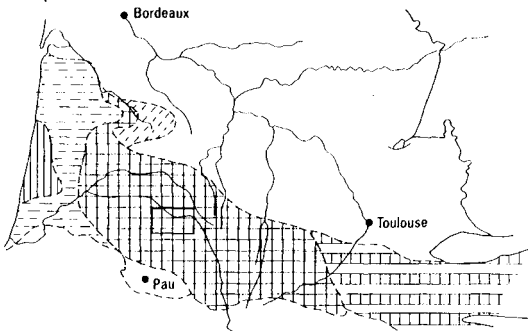
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : plate-forme moyenne ou barrière récifale ; 3 : plate-forme argilo-silteuse ; 4 : bassin à turbidites ; 5 : limite d'érosion ultérieure ; 6 : faille supposée ou flexure

**Fig. 11 - Schéma paléogéographique à l'Albien (Curnelle et Dubois, 1986)**

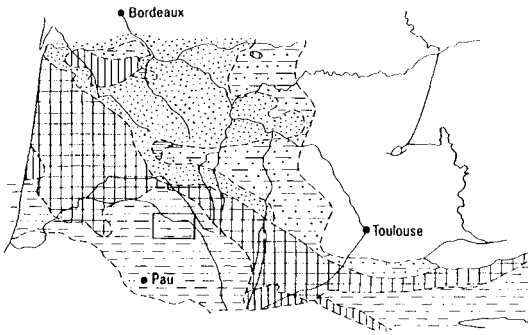


1 : plate-forme interne carbonatée ; 1a : apports continentaux ; 2 : plate-forme moyenne carbonatée ; 3 : plate-forme externe carbonatée ; 4 : domaine bassin ; 5 : éventails détritiques profonds ; 6 : flysch ; 7 : limite nord du sillon flysch ; 8 : limite d'érosion ultérieure ; 9 : faille supposée ou flexure

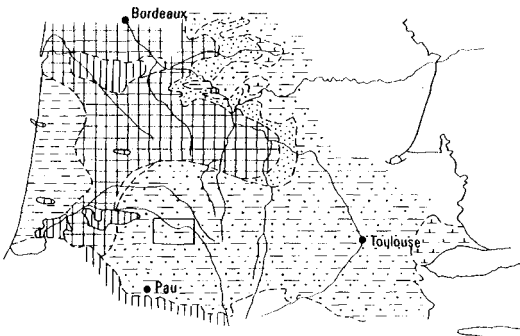
**Fig. 12 - Schéma paléogéographique au Sénonien (Curnelle et Dubois, 1986)**



**Fig. 13 - Schéma paléogéographique au Paléocène**

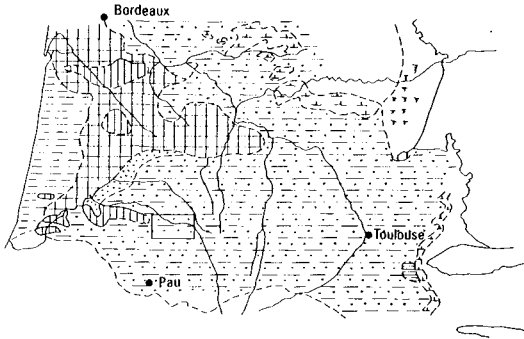


**Fig. 14 - Schéma paléogéographique à l'Éocène inférieur (Ilerdien moyen)**

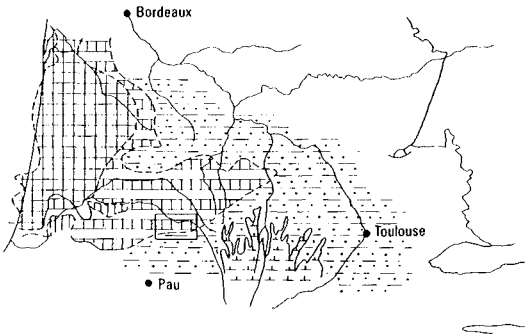


**Fig. 15 - Schéma paléogéographique à l'Éocène moyen (Lutétien terminal)**

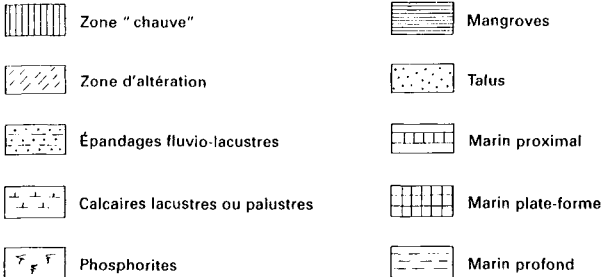




**Fig. 16 - Schéma paléogéographique à l'Éocène supérieur (Priabonien moyen)**



**Fig. 17 - Schéma paléogéographique au Miocène moyen (Langhien-Serravallien)**



jusqu'à la fin de l'Éocène inférieur (fig. 13, 14) faisant se succéder une sédimentation de plate-forme puis de mer ouverte.

La phase tectonique majeure pyrénéenne contribue ensuite à la progradation de matériaux d'érosion. Le contexte d'avant-pays voit s'installer le complexe molassique (fig. 15, 16) de l'Éocène moyen au Miocène. Malgré quelques incursions marines au Miocène inférieur et moyen, la sédimentation continentale continue à gagner du terrain vers l'Ouest. L'abaissement du niveau de la mer au Miocène moyen, préfigurant la crise de la salinité en Méditerranée, provoque un encaissement des émissaires dans le substratum molassique. L'ultime venue marine (fig. 17) au Miocène moyen ne semble intéresser que la bordure septentrionale de la carte.

Sur le glacis pyrénéen, en utilisant les couloirs gravés par les distributeurs des Sables fauves, les Glaises bigarrées puis les nappes pliocènes et enfin les épandages détritiques plio-quadernaires contribuent au comblement du triangle des Landes (Dubreuilh *et al.*, 1995). Les époques glaciaires et les variations du niveau marin vont avoir ensuite pour conséquence la structuration du réseau fluvial.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le socle paléozoïque n'est connu qu'au travers d'une centaine de forages à objectif pétrolier qui ne reconnaissent bien souvent que les premiers mètres supérieurs.

### Individualisation du bassin au Permo-Trias

Le contexte de bassin prend forme en Aquitaine à la suite de phénomènes structuraux post-hercyniens qui conduisent durant le Permo-Trias à une érosion des chaînes hercyniennes dont les produits de destruction s'accumulent dans des fosses d'orientation WNW-ESE (Curnelle et Dubois, 1986).

L'examen des isobathes représentant le toit du socle dans le Bassin aquitain (BRGM, 1974) montre un enfoncement quasi régulier du Massif central vers les Pyrénées jusqu'à une transversale Nérac-Limoux. Ensuite la pente s'accroît fortement pour atteindre - 5 000 m vers Aire-sur-l'Adour et approcher - 10 000 m sur un axe Tarbes-Salies-de-Béarn. Cette structuration dans l'évolution de la surface du socle se situe sur une zone d'allongement N120. Cette zone flexure représente la charnière à partir de laquelle des structures en horsts subparallèles, d'orientation NE-SW, s'ennoient vers le Sud-Ouest. Le jeu en distension de ces cassures tardi-hercyniennes NE-SW contrôle la sédimentation triasique (limitation de l'extension nord des épandements ophitiques) et peut avoir des relations avec une phase de distension du proto-Atlantique (dynamique de faille transfor-

mante ; Curnelle, 1983). De même, cette zone N120 semble s'apparenter à un élément tectonique majeur dans l'histoire et l'agencement du bassin : la flexure celtaquitaine. Le domaine représenté par la feuille Aire-sur-l'Adour se situe à proximité sud de cette ligne de ploiement qui court du rivage nord du bassin d'Arcachon jusqu'à Toulouse.

Outre le magmatisme basique mettant à profit les cassures crustales, cette période de tectonique active induit une réponse sédimentaire de type progradation continentale (terrigenes plus ou moins détritiques et dépôts de plaines alluviales), suivie par une transgression marine restreinte et un confinement marqués par une épaisse série argilo-évaporitique triasique.

L'étude géodynamique de l'ouverture du golfe de Gascogne et de ses effets sur la région Aquitaine (Brunet, 1991) a permis de mettre en évidence la migration des zones subsidentes du Nord vers le Sud. Le modèle géométrique et thermique de l'ouverture des bassins pyrénéens (Arzacq, Mauléon) par G. Grandjean (1992) confirme la structuration générale WNW-ESE.

### **Installation d'une plate-forme : le cycle jurassique**

Dans un premier temps, les venues marines vont être tributaires des faibles communications avec le domaine téthysien à l'Est, ce qui maintient une sédimentation évaporitique (« Zone à anhydrite » du Lias inférieur). Puis l'installation marine s'accroît ensuite par un contexte de plate-forme ouverte à l'Ouest sur un proto-Atlantique ; la structuration et la zonéographie des milieux de dépôt devenant alors méridiennes jusqu'au Jurassique moyen (Delfaud, 1972). Cela se traduit, au niveau paléogéographique, par l'installation d'une barrière graveleuse et oolitique d'Angoulême à Tarbes. Celle-ci sépare un domaine de plate-forme externe à l'Ouest, d'un domaine de plate-forme interne à l'Est.

Dès le Jurassique supérieur se différencie un haut-fond orienté cette fois sensiblement E-W. Ce haut-fond, le seuil des Landes, va séparer deux zones de subsidence différentes : Parentis et Adour-Mirande. La différence de vitesse d'affaissement va occasionner respectivement des dépôts de plate-forme externe dans la première et une sédimentation à tendance plus confinée dans la seconde.

L'évolution structurale au niveau du secteur Aire-sur-l'Adour va être liée à la mobilité affichée par le bassin Adour-Mirande. À l'intérieur de cette entité se différencie le sous-bassin d'Arzacq, zone subsidente qui va fonctionner en dépôt-centre jusqu'au Tertiaire.

## Individualisation de deux plates-formes au Crétacé

• **Plate-forme mobile (Crétacé inférieur).** Au Néocomien, période de rifting précédant l'ouverture océanique à l'Ouest, le retrait de la mer en Aquitaine ne laisse hors exondation que les deux zones subsidentes déjà mentionnées (Parentis et Adour-Mirande). Les grandes capacités d'enfouissement de ces secteurs sont à mettre en relation avec l'ouverture de l'Atlantique nord et du golfe de Gascogne (Brunet, 1991 ; Grandjean, 1992) et avec le mouvement de la plaque ibérique (Olivet *et al.*, 1981). Dans le bassin d'Arzacq apparaît une structuration en blocs bordés par des accidents N60 et N150.

• **Plate-forme stable au Nord (Crétacé supérieur).** Lors de l'ouverture du golfe de Gascogne, l'Aquitaine septentrionale devient au Crétacé supérieur une plate-forme stable nettement séparée de l'Aquitaine occidentale et affectée par une forte subsidence. Le sillon pyrénéen constitue alors une fosse de réception et va accueillir plus de 5 000 m de sédiments de type flysch. La charge imposée par l'importance des dépôts va déclencher une halocinèse mobilisant les couches évaporitiques du Trias et du Lias inférieur.

## Comblement cénozoïque

À la fin du Crétacé supérieur et au Paléocène, le passage à un cycle compressif détermine une nouvelle distribution paléogéographique. La convergence oblique de la plaque ibérique vers la plaque européenne conduit à un dispositif sédimentaire progradant balayant l'avant-pays pyrénéen d'Est en Ouest. La polarité sédimentaire établit à l'Est des faciès continentaux et à l'Ouest des faciès marins. Cette phase compressive provoque, selon G. Grandjean (1992), une relaxation thermique qui rigidifie les produits infracrustaux et mantelliques remontés durant l'extension.

Durant la deuxième partie du Tertiaire, les ploiements anticlinaux qui ont absorbé les contraintes compressives, sont recouverts par l'épaisse série des molasses d'Aquitaine. L'envoyage de cette paléotopographie détermine des biseaux d'aggradation et peut se trouver perturbé par des discordances internes témoins de soubresauts tardifs, oligocènes ou postérieurs (Schoeffler, 1973). Les ravinements imposés par les Sables fauves qui modèlent le toit des molasses dans la deuxième partie du Miocène, peuvent trouver leur origine dans de fortes baisses du niveau marin. De petits mouvements d'une faible ampleur verticale ont déterminé des zones de flexure (Crouzel, 1957) affectant les niveaux calcaires lacustres du Miocène moyen.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

La feuille Aire-sur-l'Adour peut être divisée en trois zones naturelles correspondant à la dissection d'un contexte sédimentaire de piémont :

- le contexte des terrasses et des nappes. Il est caractérisé par une disposition tabulaire et une constitution graveleuse surmontée par une couche de limon. Il occupe 60 % de la surface de la feuille ;
- le contexte des interfluves à Sables fauves. Situé en majeure partie sur la moitié est de la carte, ces horizons détritiques constituent la partie supérieure des interfluves. Ils représentent à peu près 20 % des surfaces ;
- les interfluves à molasse. Ces dépôts argilo-sableux carbonatés sont disposés sur la partie inférieure des pentes et recueillent le plus souvent les colluvionnements gravitaires.

### Types de sols

Le climat atlantique doux (14 °C de moyenne), humide (900 à 950 mm), les 1 950 h/an d'ensoleillement que connaît cette région, favorisent l'activité biologique des sols, provoquant une bonne minéralisation de la matière organique des litières et une évolution vers des humus de type mulls.

Sur les nappes pliocènes et terrasses se sont développés des sols brunifiés qui, en fonction de leur argilosité, peuvent subir quelques lessivages. La texture évolue entre un limon argilo-sableux et un sable argilo-limoneux. La phase argileuse est à base de kaolinite et d'illite. Ces sols sont en général bien drainés. Leur teneur en magnésium et phosphore est forte, moyenne en calcium et plus faible en potassium. Le pH de l'horizon de surface varie entre 5 et 6,5. La réserve utile en eau est bonne : 350 mm (Hubert, 1988).

Sur les parties molassiques, versants ou colluvions, s'organisent des sols calcicoles de type sol brun calcique à texture argilo-limoneuse ou argilo-sableuse. Le complexe absorbant est généralement saturé par le calcium. La teneur en magnésium est forte, moyenne en potassium, faible en phosphore. Le pH de l'horizon A1 est de l'ordre de 6,5 à 7,5. La réserve utile d'eau est moyenne, environ 230 mm sur le premier mètre. Le chêne pubescent, le chêne pédonculé, le charme et le merisier font partie des essences pionnières du point de vue boisement.

Le substratum de Sables fauves génère une autre variété de sols bruns plus acides possédant une texture variable selon les colluvions qui les recouvrent. Généralement limono-sableux, ils affichent un pH de 4,5 à 6. La réserve utile en eau dépasse les 300 mm. La richesse en éléments minéraux est bonne avec toutefois une déficience en potassium. Sur certaines

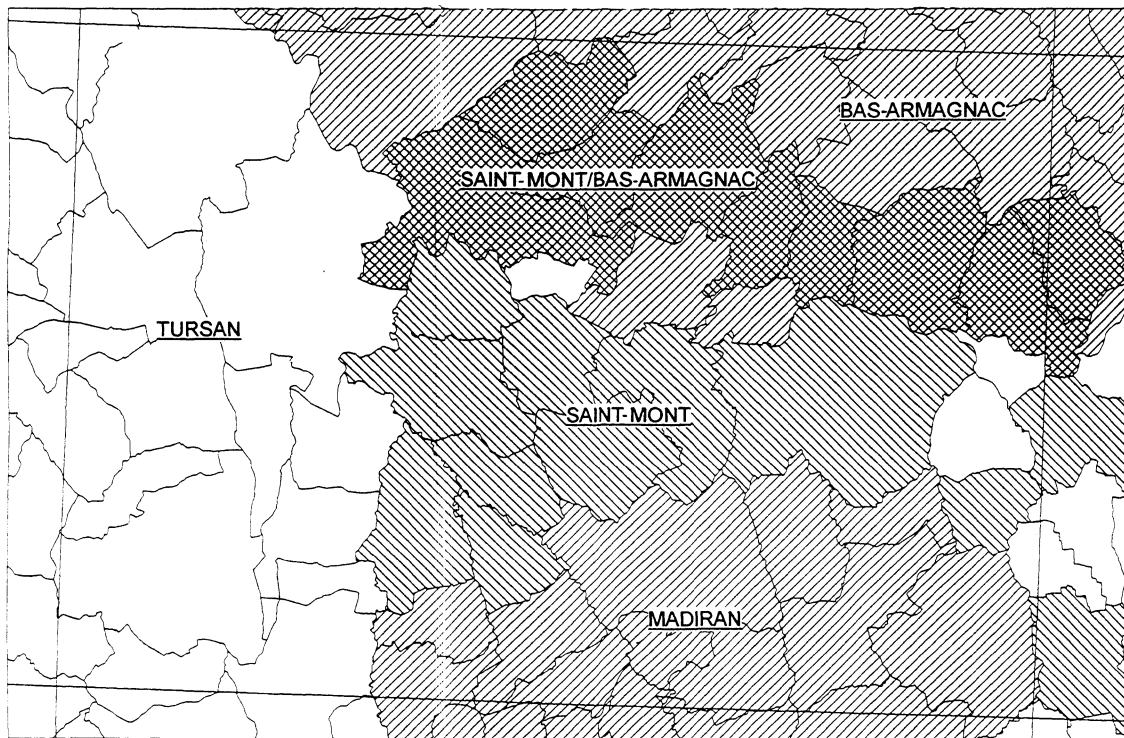


Fig. 18 - Répartition schématique des terroirs viticoles

portions mal drainées de vallées se sont installés des sols hydromorphes à l'étendue restreinte.

### **Végétation, cultures**

Malgré l'impression que fournit l'aspect bocagé de cette région, le taux de couverture forestière ne dépasse pas 23 % de la surface totale. Les zones boisées se rencontrent surtout sur les points hauts. Les cultures permanentes (herbages, fruitiers, vigne) couvrent 45 % de la surface agricole utilisée, les cultures annuelles sont dominées par les céréales et en particulier le maïs. Cette culture utilise les sols fournis par les dépôts alluvionnaires et, grâce à un arrosage intensif, parvient à des rendements très compétitifs. Cette production a pour corollaire une importante filière aviaire de « gras » qui fait partie des traditions régionales. On note depuis quelques temps l'apparition de la culture du maïs doux et l'acclimatation de fruitiers du genre kiwi.

Dans le domaine de la viticulture, de gros efforts de qualité sont apportés à tous les stades de la culture et de l'élaboration du vin. Les appellations d'origine contrôlées de Madiran et de Pacherenc du Vic-Bilh n'occupent qu'un territoire restreint dans le Sud-Est de la carte (fig. 18). L'appellation vin délimité de qualité supérieure de Tursan s'applique à une partie ouest de la feuille. L'appellation V.D.Q.S. Saint-Mont est centrée sur les coteaux de la vallée de l'Adour. Les vignobles servant à produire l'eau-de-vie de Bas-Armagnac englobent une partie du Nord de la feuille. On remarquera la superposition partielle des terroirs occupés par les vignobles d'appellation Saint-Mont et Bas-Armagnac.

## *RISQUES NATURELS*

### **Sismicité**

La région ne fait pas partie des domaines sismiques français répertoriés. En 1985, la Délégation aux risques majeurs l'a classée dans la zone à coefficient 0 réputée à sismicité négligeable, donc n'entraînant pas, pour les constructions courantes, de règles parasismiques spéciales. La carte de la sismicité historique (Vogt, 1979), regroupant les aires d'intensité maximales connues par rapport à l'échelle macrosismique d'intensité M.S.K., englobe la région dans l'aire de référence VI.

### **Glissements de terrain**

Les incisions quaternaires déterminent des pentes importantes sur le flanc des vallées. Cette érosion s'est appliquée à une superposition de terrains molassiques (argilo-carbonatés), Sables fauves (détritiques), nappes pliocènes et terrasse Fv (détritiques grossiers). Les terrains sommitaux, du

fait de leur texture, accueillent des nappes phréatiques perchées. Le drainage de ces réserves s'effectue par une série de petits écoulements au contact détritique/argile. Ces écoulements sur la pente entretiennent une charge hydrique susceptible de favoriser les glissements de colluvions. Les dépôts en loupes ne sont pas rares.

L'extension des cônes alluviaux par coulées boueuses, au débouché de certaines petites vallées fortement pentées, met parfois en péril les cultures de la plaine sous-jacente et affecte ensuite les travaux agricoles.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Matériaux calcaires**

Les couches de calcaires lacustres silteux portés à l'affleurement par l'incision des vallées, ont fait l'objet de petites exploitations à caractère local (flanc est du bois de Casamont au Sud de Barcelonne-du-Gers, Corneillan Est, Saint-Mont à l'Est de l'église). Ces pierres à moellons se retrouvent sur les anciennes constructions (église Sainte-Quiterie). Certains de ces niveaux silto-carbonatés pouvaient se débiter par sciage et se prêter aux sculptures (tympan de porches d'églises). Ces matériaux subissent toutefois une altération de surface qui dénature peu à peu ces représentations.

Les niveaux calcaires les plus riches en carbonate ont été utilisés pour la fabrication de chaux dans des fours artisanaux. Certains vestiges de ce type d'industrie existent encore au Nord-Est d'Aydie au lieu-dit Carcet.

### **Matériaux argileux**

Extraites de la partie supérieure des molasses ou de la Formation des Glaises bigarrées, les argiles, cuites dans des fours artisanaux, permettaient de fabriquer des tuiles canaux et des briques (Mourat à l'Est de Barcelonne-du-Gers, Dufour au Nord de Lelin-Lapujolle, Boué au Nord de Termes-d'Armagnac, Busqué au Sud-Est de Riscle). Aucune de ces extractions et des briqueteries et tuileries qu'elles approvisionnaient ne subsiste.

### **Matériaux détritiques**

Les possibilités offertes par les affleurements de Sables fauves ont été localement exploitées par de petites extractions actuellement toutes abandonnées (lieu-dit Pauillé au Nord-Ouest de Mauriès, Sud-Est d'Arblade-Bas au lieu-dit Bérailles).

Également, quelques petites carrières ont mis à profit les épandages de graviers et galets des nappes pliocènes (Grabiau au Nord d'Aurensan) mais



la teneur en argile a conduit à leur abandon. Les principaux emprunts de granulats s'effectuent actuellement dans les terrasses alluvionnaires de l'Adour à proximité d'Aire, de Riscle et de Cahuzac. Le pourcentage de fines reste modeste et ne pénalise pas l'élaboration de matériaux commercialisables. La proportion de sable s'établit généralement vers 35 %. Les éléments possèdent des duretés au choc (Los-Angeles) proche de 20 et des résistances à l'attrition (Micro-Deval) de l'ordre de 12. Ces produits peuvent être utilisés pour toutes les techniques de viabilité à l'exclusion des surfaces subissant des trafics agressifs. Employés sans problème pour les bétons courants, leurs caractéristiques pétrographiques et de dureté ne les prédisposent pas aux bétons de résistance.

### RESSOURCES EN EAU

Les aquifères accessibles à faible profondeur sont tous vulnérables mais sont très sollicités par les arrosages agricoles (maïs). Pour accéder à des ressources protégées et délivrant des débits intéressants, il faut traverser environ 900 à 1 100 m de molasse.

#### Nappes superficielles

- **Aquifères des horizons pliocènes.** Ces nappes perchées sont drainées naturellement par des écoulements à flanc de vallée, au toit des Glaises bigarrées. Elles ne possèdent que de faibles capacités hydriques (0,5 à 2 m<sup>3</sup>/h) et de plus sont très vulnérables aux pollutions de surface.
- **Aquifères des Sables fauves.** Le drainage du réservoir que constitue les Sables fauves s'effectue naturellement au contact des molasses sous-jacentes imperméables. Aucun captage n'a été recensé sur le territoire de la carte, alors que cette nappe supramolassique constitue un bonne potentialité (15 à 50 m<sup>3</sup>/h), mise à profit immédiatement au Nord (1/50 000 Nogaro), et que des venues d'eau ont été notées sur les sondages tarières ayant reconnu ces horizons.
- **Aquifères de la molasse.** Les niveaux gréseux de la molasse peuvent contenir des aquifères provoquant de petites sources aux débits faibles (2 à 3 m<sup>3</sup>/h). Un seul ouvrage (979-2-5) tente, par 50 m de crépines, de capter ces formations. Le résultat obtenu est médiocre : 2,5 m<sup>3</sup>/h pour un rabattement de 45 m.
- **Aquifères des terrasses alluvionnaires.** Ces nappes sont les plus sollicitées, car elles sont très accessibles (piézométrie proche de la surface du sol) et les débits obtenus varient entre 20 et 70 m<sup>3</sup>/h. Transmissivité et perméabilité calculées sont bonnes et entrent dans les fourchettes de valeurs suivantes :  $1.10^{-2} < T < 1.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et  $1.10^{-3} < K < 1.10^{-4}$  m/s.

Ces aquifères sont par contre très vulnérables aux pollutions de surface, en particulier agricoles avec la quasi-monoculture du maïs (apports importants d'engrais, sols nus lors des pluies de printemps, intense irrigation), et agro-alimentaires (effluents d'élevages intensifs et de l'industrie vinicole). À tel point que de nombreux usages sont contrariés par cette faible qualité et que l'on assiste à une eutrophisation sur le parcours aval du Lées et du Larcis.

Dans la partie ouest de la feuille, pour suppléer cette nappe, plusieurs retenues ont été créées sur le parcours du ruisseau du Brousseau afin de subvenir aux demandes d'irrigation des cultures, utilisant comme support la terrasse alluvionnaire de Garlin à Duhort-Bachen. Ces types d'ouvrages sont toutefois tributaires des faibles débits d'étiage des cours d'eau de coteau.

### **Nappes profondes**

- **Sables inframollassiques.** Malgré sa profondeur, l'aquifère contenu dans ces niveaux détritiques peut être très attractif compte tenu de ses capacités. Certains ouvrages dépassent le cap des 500 m<sup>3</sup>/h (Geaune dans le Sud-Est de la feuille Hagetmau). Ces eaux potables sont de nature bicarbonatée calcique. Les niveaux piézométriques avoisinent + 125 m NGF et seraient donc bien souvent artésiens. Les températures pourraient être de l'ordre de 30 °C et des possibilités géothermiques de basse énergie envisageables.

- D'autres nappes profondes situées dans les niveaux **calcaires crétacés** ou **jurassiques** sont susceptibles d'apporter volumes d'eau et température.

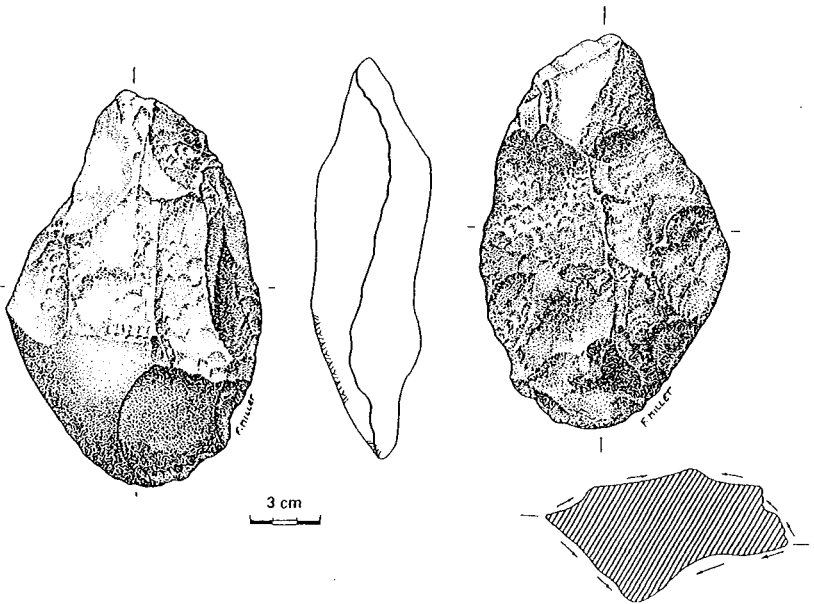
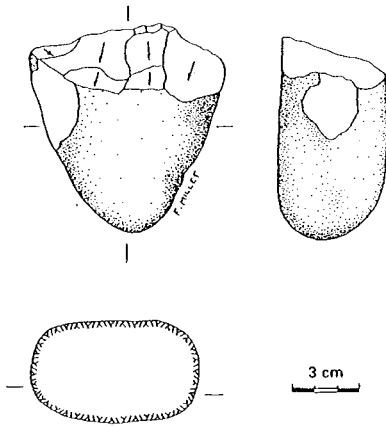
### **Thermalisme**

Dès 1854 est édifié au Nord du petit village d'Aurensan, au lieu-dit Barcelonne, un premier établissement thermal alimenté par trois sources (des Châtaigniers, Mon-Sauveur et Ferrugineuse) qui drainent les niveaux détritiques des nappes pliocènes. La première autorisation ministérielle pour l'exploitation des sources date de 1860. Les bains d'Aurensan soignaient rhumatismes ainsi que foie et reins, avant que plusieurs pollutions d'ordre bactériologique n'entravent et n'arrêtent la marche de l'établissement.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

Les sept buttes-témoins de la rive droite de l'Adour, entre Maulichères, Caumont, Lapujolle et Arblade-le-Bas, comportent, comme l'a mis en évidence la cartographie, un sommet à galets. Ces niveaux ont fait l'objet d'une prospection rapide, dans le but de mettre en évidence des indices de stations technocomplexes à galets taillés. De ces premiers repérages il res-



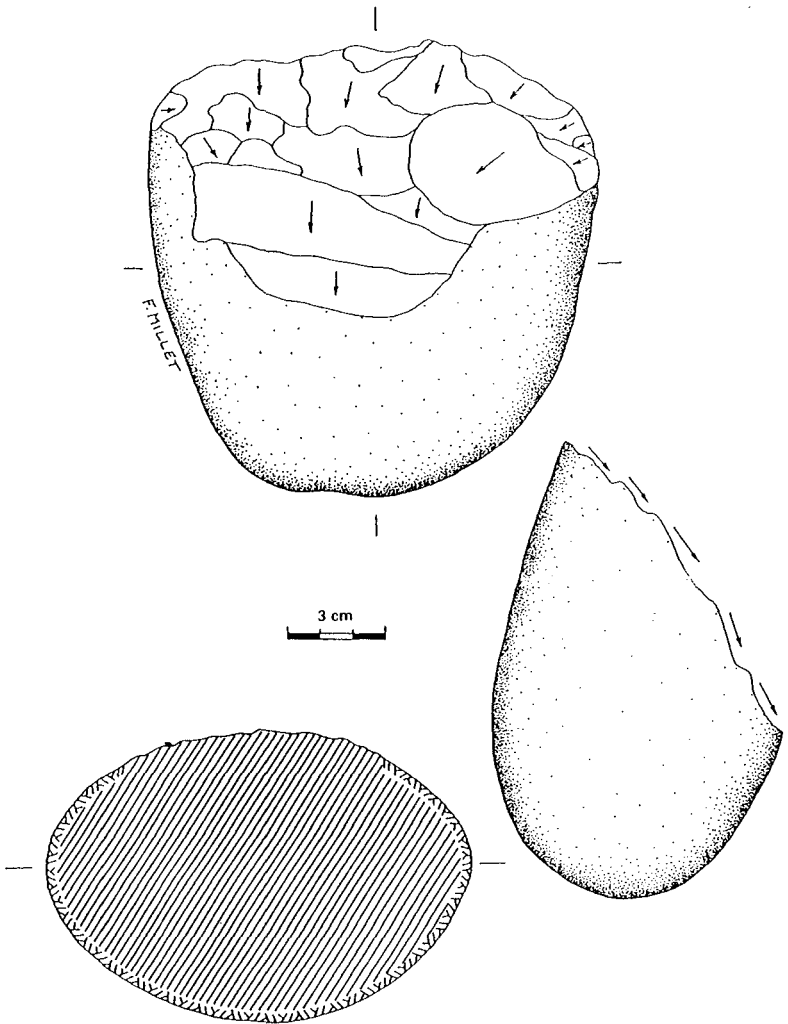


Fig. 21 - Caumont : "Nautet". Chopper distal

sort que la matière première est essentiellement constituée de galets de grès-quartzites et quartzites. Ce matériel présente des altérations hétérogènes d'ordre physique (gel, desquamation, éolisation, transport) et chimique (caries liées à la dissolution, blanchiment, dépôts ferro-manganiques, patines diverses d'ordre pédogénétique). Les dépôts ferro-manganiques et les traces de limons roux ne correspondent pas au contexte superficiel encaissant actuel, constitué de limons jaune clair. L'altération des supports (blanchiment, éolisation, encroûtements) semble indiquer une antériorité par rapport aux limons clairs attribués régionalement au cycle wurmien (Bordes *et al.*, 1973 ; Thibault, 1970).

Les objets collectés sont des produits nucléiformes, de débitage ou des outils sur éclats. Parmi les produits nucléiformes, outre les nucléus et fragments de nucléus attestant de l'exploitation de gros galets comme nucléus centripètes, des choppers de modules (10 à 20 cm de grand axe) et de sections diverses (planoconvexe, biconvexe, rectangulaire, triangulaire, dissymétrique) proviennent soit d'une chaîne opératoire de débitage, soit d'une chaîne opératoire de façonnage d'outils sur galets (fig. 19 et 21). Le degré de régularisation ou de réavivage est variable. Plusieurs possèdent un bord façonné semi-abrupt (75° environ) avec des cicatrices résiduelles d'enlèvements plus obliques le long de la corde du bord taillé. Les tranchants se répartissent principalement selon un mode distal. Un des choppers découvert à Caumont (fig. 21), outre le fait qu'il provienne d'un galet biconvexe de fort module (1 870 g), porte cinq générations successives d'enlèvements. La position du tranchant, distal convexe par rapport à la morphologie du galet, optimise l'énergie cinétique. Quelques esquilles anciennes sur la face inférieure attestent d'une utilisation (Millet et Millet, 1995).

Les bifaces ont été façonnés sur de gros éclats débités au percuteur dur. Les tranchants latéraux sont irréguliers mais fonctionnels. La silhouette générale rappelle le type amygdaloïde de la classification de F. Bordes *et al.* (1973) (fig. 20). À proximité du château d'eau de Caumont a été recueilli un hachereau façonné sur un éclat entièrement cortical. Cette pièce à contour trapézoïdal et tranchant distal correspond au type "0" de J. Tixier (1956). Le talon est large et le bulbe bien marqué. Sur la surface plane, les enlèvements latéraux unifaces sont directs et obliques.

L'effectif de chaque série est insuffisant pour dégager des critères typotechniques pertinents. Toutefois, ces assemblages évoquent des implantations, inédites à ce jour, du Paléolithique inférieur sur les buttes-témoins de la rive droite de l'Adour entre Maulichères et Arblade-le-Bas.

### ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire géologique pourra débiter dans l'angle sud-est de la feuille à la petite cité de Castelnau-Rivière-Basse qui, du haut de ses 235 m d'altitu-

de, surplombe la vallée de l'Adour dans son ultime partie rectiligne S-N. La position topographiquement dominante du site va nous permettre une vue plongeante vers les terrasses actuelles et subactuelles imprimées dans le substratum molassique. En mettant à profit la D 565 vers le Nord, nous nous déplaçons sur la plus récente des nappes pliocènes (ps). Les talus, mais surtout les travaux agricoles vers les Aouquérats, montrent des épanchages de galets polygéniques de taille importante (15 à 25 cm) surmontés par un limon gris jaunâtre.

En dépassant le château de Gouts, la route descend ensuite rapidement et nous permet de découvrir la nappe moyenne (pm) à la matrice argileuse jaunâtre et aux galets altérés d'une façon centripète. Les éléments sont toujours à majorité quartzitique, mais on remarquera la diminution de taille. Au contact avec la molasse argileuse, la ligne de sources ponctue la base de la nappe inférieure (pi) peu visible, la pente de bordure du plateau favorisant le colluvionnement. On notera que l'érosion provoquée par le dépôt des nappes pliocènes a fait disparaître les formations des Sables fauves et des Glaises bigarrées.

Rejoignons Cahuzac et traversons l'Adour par le vieux pont. À notre droite se profilent les extractions de graviers et galets qui exploitent la terrasse quaternaire la plus récente. Les fronts de taille donnent une idée du matériel détritique issu des Pyrénées. La nappe phréatique contribue à la diminution de l'argilosité des dépôts utilisés. Par Izotges, parcourons la plaine alluviale et sur la petite route soyons attentifs aux bras morts de l'Adour. Ces zones inondables, généralement non cultivées, sont nommées localement « saligues » en amont et « barthes » plutôt vers l'aval. Sur ces ripisylves à la végétation particulière se concentre une faune attirée par cette niche écologique encore préservée. Grimpons en rive droite vers Termes-d'Armagnac. Le donjon est le seul vestige du château de Thibaud de Termes (1405-1467), compagnon de Jeanne d'Arc au siège d'Orléans. Depuis sa plate-forme, en mettant à profit le changement de direction de l'Adour, s'ouvre à nous la vallée depuis les Pyrénées jusqu'à la forêt landaise.

Longeons ensuite l'Adour en rive droite en prenant soin d'escalader une des buttes-témoins. Le soubassement molassique n'est pas très visible au bas du petit village de Maulichères, par contre les Sables fauves, rougeâtres, se remarquent à gauche de la route qui s'élève vers la mairie. Si nous continuons à grimper par la voie de gauche, juste avant le cimetière apparaissent les cailloutis ferruginisés de la base de la nappe pi. L'église tout au sommet est installée sur les gros galets de la nappe ps.

Poussons jusqu'à Barcelonne-du-Gers et traversons à nouveau l'Adour par le pont-passerelle puis prenons un instant la direction du Sud par la D 22. Cent cinquante mètres avant le pont sur le Lées, est ménagé sur la

droite de la route une entrée de chemin sous les futaies de chênes et de châtaigniers. Sur la droite se situe un petit sentier seulement praticable à pied. Il conduit vers une ancienne carrière ouverte dans un des niveaux calcaires lacustres finement gréseux de la molasse. Attention toutefois, l'ancienne exploitation est envahie par la végétation.

Reprenons la D 22 et, juste avant le pont sur le Lées, bifurquons à droite. Le chemin vicinal en bordure du plateau nous amène à proximité d'une petite source aménagée. L'eau sourd d'un banc de grès de la molasse. Une observation plus attentive permet de discerner une chenalisation à graviers centimétriques au sein des grès carbonatés grisâtres micacés. Montons par la petite route goudronnée à droite. Sur le plateau de la forêt de Casamont, nous roulons alors sur la plus ancienne des terrasses de la feuille. Près du petit stationnement sont signalés les vestiges d'une motte castrale en bordure de la pente vers l'Adour. À la saison automnale, la discrétion est de mise, c'est ici le règne des chasses à la palombe.

La plongée vers la ville d'Aire permet d'observer un bel affleurement de Sables fauves à la couleur si caractéristique. Par l'ancienne route de Pau accédons à l'église Sainte-Quitterie. Au passage, visitons la crypte renfermant le sarcophage de la sainte martyrisée lors des persécutions ariennes du v<sup>e</sup> siècle. La crypte remonte au xi<sup>e</sup> siècle, édiflée sur les restes d'un temple dédié à Mars, elle est elle-même surmontée par l'église, mélange de style roman et gothique. Le tympan et les chapiteaux historiés de calcaire gréseux lacustre montrent une belle série de figurines, en particulier des personnages chevauchant à l'envers des monstres.

Si l'on poursuit en direction de Garlin, vers la limite sud de la feuille, nous restons sur le sommet quasiment plat la haute terrasse Fu. Ce glacis d'épandage remonte jusqu'aux Pyrénées. De mai à octobre les étendues consacrées à la culture du maïs sur cette plaine peuvent faire croire à une monoculture. Si l'on s'écarte de la nationale, vers l'Est, les routes qui descendent vers la vallée du Lées permettent d'apprécier les éléments constitutifs de la terrasse. Les galets subarrondis, en majorité de quartzite, sont présents sur environ 12 m d'épaisseur et sont dotés d'une couverture limoneuse. En restant dans la petite vallée, plusieurs exemples de colluvionnement sont visibles en remontant vers le Nord.

À Garlin, il sera alors bien temps de choisir, parmi les riches spécialités du terroir (salmis de palombes, confit, magret, foie d'oie ou de canard), quel accompagnement nous donnerons aux vins de Madiran, Tursan ou Saint-Mont, sans oublier l'Armagnac en digestif.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Aquitaine, parc technologique Europarc, 24, avenue Léonard-de-Vinci, 33600 Pessac (pour le département des Landes), soit au S.G.R. Midi-Pyrénées, 12, rue Michel-Labrousse, B.P. 1342, 31106 Toulouse cedex 1 (pour le département du Gers), ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIMEN H. (1964) - Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 394 p.
- AZAMBRE B., ROSSY M., ELLOY R. (1981) - Les dolérites triasiques (ophites des Pyrénées) : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 23, p. 263-269.
- BÉA F., KIEKEN M., WINNOCK E. (1971) - Les évaporites dans les formations tertiaires de l'Aquitaine méridionale. *Bull. Centre rech. Pau SNPA*, 5, 2, p. 399-404.
- BERGOUNIOUX F.M., CROUZEL F. (1949) - Les faciès des Sables fauves (Vindobonien supérieur) dans le bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 19, p. 135-153.
- BORDES F., LAVILLE H., THIBAUT C. (1973) - Le Riss et le Riss-Würm dans le Sud-Ouest de la France d'après le Périgord et le bassin de l'Adour. In : « Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement ». 9<sup>e</sup> congrès intern. INQUA (Christchurch, 1973), p. 57-79.
- BRGM (éd.), ELF-RE, ESSO-REP, SNPA (1974) - Atlas géologique du bassin d'Aquitaine.
- BRUNET M.F. (1991) - Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse doct. univ. Paris VI, 288 p.
- BUGNICOURT D., CLARAC P., DUPEYRON J., PRIVÉ-GILL C., SAUVAGE J. (1988) - Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche de lignite à Capvern (plateau du Lannemezan, Hautes-Pyrénées). *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 12, 2, p. 739-757.
- CAPDEVILLE J.P. (1991) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Nogaro (952). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville (1991), 35 p.



- CAPDEVILLE J.P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Hagetmau (978). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville, avec la collaboration de M.C. Gineste, A. Turq, P. Vergain (1997), 70 p.
- CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1990) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-de-Marsan (951). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville (1990), 41 p.
- CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J., DURANTHON F. (1995) - Du Lias nord-aquitain aux molasses miocènes. *Strata*, sér. 2, vol. 26, p. 89-140.
- CROUZEL F. (1957) - Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 54, n° 248, 264 p.
- CROUZEL F., ICOLE M., COSSON J. (1982) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Plaisance (980). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Cosson, avec la collaboration de F. Crouzel, M. Icole, J. Roche (1987), 51 p.
- CURNELLE R. (1983) - Évolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Centre rech. Pau SNPA*, 7, 1, p. 68-89.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986) - Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 4, p. 529-546.
- DELFAUD J. (1972) - Remarques sur les directions subméridiennes en Aquitaine. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t. 2, n° 8, p. 163-167.
- DEMANT A., MORATA D. (1996) - Dolérites tholéitiques des Landes (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 167, n° 3, p. 321-333.
- DUBREUILH J., KARNAY G. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Arthez-de-Béarn (1004). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Karnay (1997), 48 p.
- DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., FARJANEL G., KARNAY G., PLATEL J.P., SIMON-COINÇON R. (1995) - Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-26.
- DUPLAIX S. (1956) - Étude des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 7, p. 108.
- FEINBERG H. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du dôme d'Audignon. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 182 p.
- GRANDJEAN G. (1992) - Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ÉCORS Arzacq-Pyrénées. Thèse doct. univ. sci. techn. Languedoc (Montpellier), 291 p.
- GREGOR H.J. (1985) - Vorläufiger Bericht über neuer pflanzenfossilien aus Tertären sedimenten, sud-Frankreich. *Documenta naturae*, 258, p. 68-70.

- GUÉRIN C. (1980) - Rhinocéros fossiles du Miocène terminal au Pléistocène d'Europe occidentale. Thèse État, Lyon ; Docum. géol. Lyon n° 79, 202 p.
- HENRY J., ZOLNAÏ G., LE POCHAT G., MONDEILH C. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Orthez (1003). Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par SNPA (1987).
- HUARD J. (1974) - Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignites néogènes des Landes. Mém. BRGM, n° 78, t. 2, p. 509-512.
- HUBERT H. (1988) - Les types de stations forestières du Lannemezan, Gers et moyen Adour. CEMAGREF, 186 p.
- LIEPMAN V. (1980) - Dynamique sédimentaire du bassin des Landes de Gascogne. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Bordeaux III, 221 p.
- MAURIAUD P. (1987) - La tectonique salifère d'Aquitaine. Le Bassin d'Aquitaine. Revue pétrole et techniques, n° 335, p. 38-41.
- MILLET D., MILLET F. (1995) - Les terrasses alluviales du Pléistocène des vallées de l'Adour et de la Garonne : premières aires d'activités humaines. Prospections thématiques : Paléolithique inférieur Gers et Haute-Garonne. Rapport annuel, S.R.A. Midi-Pyrénées, 55 p.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P., AUZENDE J.M. (1981) - Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publications CNEXO, rapport sci. et techn. n° 54, 108 p.
- SAUVAGE J. (1969) - Étude sporo-pollinique des formations miocènes d'Orignac (Pyrénées centrales). Docum. lab. géol. fac. sci. Lyon, 31, p. 1-19.
- SCHOEFFLER J. (1971) - Étude structurale des terrains molassiques du piémont-nord pyrénéen de Peyrehorade à Carcassonne. Thèse État, Bordeaux, 371 p.
- SCHOEFFLER J. (1973) - Étude structurale des formations molassiques du piémont nord des Pyrénées. *Rev. Inst. fr. pétrole*, vol. 28, n° 5, p. 639-665.
- SUC J.P., LEGIGAN P., DINIZ F. (1986) - Analyses polliniques de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 40, p. 53-65.
- TIXIER J. (1956) - Le hachereau dans l'Acheuléen nord-africain. Notes typologiques. C.P.F., 15, session Poitiers-Angoulême, p. 914-923.
- TAILLEFER F. (1951) - Le piémont des Pyrénées françaises. Toulouse : impr. Privat, 383 p.
- THIBAUT C. (1970) - Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse État, Bordeaux I, 814 p.
- VOGT J. (1979) - Tremblements de terre. Mém. BRGM, n° 56, 183 p.

ZOLNAÏ G. (1971) - Le front nord des Pyrénées occidentales. In « Histoire structurale du golfe de Gascogne ». Paris : Technip. 1, IV-5, 128 p.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

- Feuille *Castelnau*, par E. Jacquot (1884).
- Feuille *Montréal*, par E. Jacquot (1884).
- Feuille *Mont-de-Marsan*, par E. Jacquot, V. Raulin (1888).
- Feuille *Orthez*, par G. Vasseur, M. Bresson, M. Savornin, E. Maury (1912).

### **AUTEURS**

Cette notice a été rédigée par J.P. CAPDEVILLE, ingénieur géologue au BRGM, avec la collaboration de D. et F. MILLET pour la préhistoire et l'archéologie.

**Présentation au CCGF : 6 décembre 1996.**  
**Acceptation de la carte et de la notice : 30 juin 1997.**  
**Impression de la carte : 1998.**  
**Impression de la notice : 1998.**

**Impression BRGM**  
Dépôt légal : septembre 1998