



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

QUILLAN

QUILLAN

par

G. BESSIÈRE, M. BILOTTE,
B. CROCHET, B. PEYBERNÈS,
Y. TAMBAREAU, J. VILLATE

La carte géologique à 1/50 000
QUILLAN est recouverte
par la coupure QUILLAN (N° 254)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Mirpoix	Limoux	Capendu
Lavelanet	QUILLAN	Tuchan
Ax-les-Thermes	Saint-Paul- de-Fenouillet	Rivesaltes

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



Géosciences pour une Terre durable

brgm

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

par

G. BESSIÈRE, M. BILOTTE, B. CROCHET, B. PEYBERNÈS,

Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE

avec la participation de

G. BERGER, J.P. MARCHAL, C. VAUTRELLE, P. VIALARD

1989

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

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

- *pour la carte* : CROCHET B., VILLATTE J., TAMBAREAU Y., BILOTTE M., BOUSQUET J.P., KUHFUSS A., BOUILLIN J.P., GÉLARD J.P., BESSIERE G., PARIS J.P. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par BESSIERE G., BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNES B., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. avec la participation de BERGER G., MARCHAL J.P., VAUTRELLE G., VIALARD P. (1989) - 98 p.

- *pour la notice* : BESSIÈRE G., BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNÈS B., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. avec la participation de BERGER G., MARCHAL J.P., VAUTRELLE G., VIALARD P. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Quillan (1077). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 98 p. Carte géologique par CROCHET B., VILLATTE J., TAMBAREAU Y., BILOTTE M., BOUSQUET J.P., KUHFUSS A., BOUILLIN J.P., GÉLARD J.P., BESSIERE G., PARIS J.P. (1989).

© BRGM, 1989. 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 2-7159-2077-6

SOMMAIRE

	Pages
APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE	5
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	6
<i>ÉVOLUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE POST-HERCYNiennes</i>	6
<i>TRAITS MAJEURS DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS	14
<i>PRIMAIRE</i>	14
<i>SECONDAIRE</i>	20
<i>PASSAGE CRÉTACÉ / TERTIAIRE</i>	44
<i>TERTIAIRE</i>	46
<i>QUATERNAIRE</i>	58
GÉOLOGIE STRUCTURALE	58
<i>TECTONIQUE HERCYNienne</i>	58
<i>TECTONIQUE ALPINE</i>	62
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	67
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	67
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	76
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	87
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	87
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	87
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	89
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	97
AUTEURS DE LA NOTICE	97

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire représenté sur la feuille Quillan est situé dans la partie nord-orientale des Pyrénées et recouvre les régions de la haute vallée de l'Aude, du Razès et des Corbières occidentales ; il est presque entièrement situé dans le département de l'Aude.

Son relief est très contrasté ; les altitudes extrêmes sont 1230 m au Pech de Bugarach et 200 m à Alet-les-Bains ; il est essentiellement composé par une juxtaposition de moyennes montagnes ou de serres couvertes de forêts domaniales et de vallées où se concentre l'activité agricole représentée surtout par la viticulture. La région est drainée en direction de la Méditerranée par l'Aude ou l'Orbieu vers le Nord et par l'Agly vers le Sud.

Les principales agglomérations Quillan, Espérasa, Couiza, Alet-les-Bains sont situées en bordure de l'Aude, où se trouve concentré l'essentiel des activités industrielles de la région.

Ce domaine appartient à *plusieurs régions naturelles* qui correspondent à différentes unités géologiques allongées selon la direction parallèle : au Nord-Est, le massif paléozoïque de Mouthoumet, au Nord-Ouest les terrains marins puis continentaux de l'Éocène, au Sud une série de synclinaux et d'anticlinaux de formations mésozoïques, affectées par l'important chevauchement du « front nord-pyrénéen » qui, au Pech de Bugarach, représente une avancée spectaculaire de 3 km du Jurassique sur le Crétacé moyen.

Les terrains paléozoïques de la partie occidentale du massif de Mouthoumet comprennent essentiellement des terrains sédimentaires, d'âge ordovicien à carbonifère inclus, composés de schistes gris rubanés, de grès, puis de dolomies et calcaires du Dévonien et enfin d'une puissante série détritique de type flysch. Le métamorphisme qui les affecte est de faible intensité.

Après une longue émergence, *les dépôts triasiques* : conglomérats, calcaires en plaquettes, argiles bariolées salifères marquent le début de l'ère secondaire. Le *Lias* est calcaro-dolomitique et se termine par un épisode marneux au Toarcien. Le *Jurassique moyen et supérieur*, puis le *début du Crétacé inférieur* sont surtout représentés par des dolomies et une puissante série de calcaires. A partir de l'*Aptien*, suite à de brusques variations du niveau de la mer se déposent des alternances de marnes sombres et de calcaires récifaux blancs de faciès urgonien. Le *Crétacé supérieur* est caractérisé par un épais complexe flyschoidé, alternance de grès, de marnes, de calcaires gréseux et de calcaires récifaux à rudites — Montagne des Cornes — qui se termine par des dépôts gréseux fluviaux à débris d'œufs de dinosauriens.

Le passage du Crétacé au Tertiaire est marqué par des calcaires lacustres ou palustres de faciès rognacien, surmontés de marnes rougeâtres à lentilles conglomératiques, de faciès vitrollien.

L'Éocène est représenté d'abord par des dépôts de mer peu profonde ou de lagunes du Thanétien et de l'Ilerdien : calcaires à miliolles, marnes gypseu-

ses, calcaires à alvéolines, marnes, grès et calcaires gréseux à nummulites ; puis par des dépôts continentaux : marnes et conglomérats qui se rattachent à la partie inférieure du Poudingue de Palassou et représentent le Cuiso-Lutétien. Ici se termine la série tertiaire, aucun dépôt datant de l'Oligocène, du Miocène ou du Pliocène n'étant présent sur ce territoire.

Du point de vue structural, le massif paléozoïque de Mouthoumet est caractérisé par l'empilement sur un autochtone relatif, de plusieurs unités allochtones d'origine septentrionale, mises en places lors de l'orogénèse hercynienne ou varisque.

La tectonique alpine des Pyrénées, dont le paroxysme se situe à l'Éocène supérieur, produit un orogène à double déversement nord et sud, où l'on distingue une *zone axiale* à bâti primaire—non représentée sur cette feuille —, puis, dans la partie septentrionale, au-delà de la *faille nord-pyrénéenne*, une *zone nord-pyrénéenne* caractérisée par l'importance des formations carbonatées du Jurassique-Crétacé inférieur qui, bordée par l'important contact anormal du *front nord-pyrénéen*, chevauche le long de l'axe : gorges de Galamus — Pech de Bugarach — le Bézu, la *zone sous-pyrénéenne* à terrains plissés du Crétacé supérieur et du Paléogène. Le *front nord-pyrénéen* est en fait ici divisé en deux contacts anormaux — la branche sud passant par la forêt des Fanges — qui isolent le synclinal de Quillan à matériel aptien-albien et en font une transition entre les deux zones.

En dehors des eaux de surface et des alluvions, les *principales ressources aquifères* se situent dans les calcaires dévoniens et les calcaires ou les grès du Crétacé.

De nombreux gisements de *substances métalliques* (plomb argentifère, fer, manganèse, cuivre) furent l'objet d'exploitations à différentes époques ; ils sont à l'heure actuelle épuisés ou abandonnés. Parmi les matériaux utiles à l'industrie anciennement exploités, seule la baryte a eu une certaine importance. Plusieurs sources thermominérales d'eau bicarbonatée-calci-que avec une température comprise entre 22 et 46° C existent dans cette région, mais seules sont autorisées et exploitées, celles d'Alet-les-Bains et de Rennes-les-Bains.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

ÉVOLUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE POST-HERCYNIENNES

Du Trias à l'Albien. Après le cycle hercynien, la région correspondant à la feuille Quillan est restée longtemps émergée et soumise à une forte érosion. On n'y connaît pas toutefois de dépôts molassiques permo-triasiques (« nouveaux grès rouges »), qui existent par contre, sur la feuille Tuchan voisine, au sein du tégument méridional de l'actuel massif de Mouthoumet. Les premiers dépôts post-hercyniens pourraient dater de l'*Anisien* ; très peu épais, ils ont encore un cachet continental marqué. La véritable transgression triasique se marque par l'apparition des carbonates *ladino- ? camiens*

(ex-« Muschelkalk ») qui, déposés dans une vasière peu profonde, laissent place, au *Keuper*, à des évaporites de lagunes sursalées exemptes toutefois d'épanchements volcaniques comparables aux ophites du reste des Pyrénées. Une seconde transgression se produit au *Rhétien*, dont la mer peu profonde est le siège d'une sédimentation carbonatée perturbée par un détritisme d'importance variable (reprise d'érosion continentale).

Au *Lias inférieur*, seule la future zone nord-pyrénéenne (Galamus, Pierrellys) est immergée ; la tranche d'eau, très faible, permet de fréquentes exondations et des phénomènes de dissolution engendrant des brèches. L'apparition de faciès terrigènes fins, riches en ammonites, à la fin du *Lotharingien* et, surtout, au *Domérien* et au *Toarcien* traduit des approfondissements, brusques et saccadés, matérialisés par une succession de véritables séquences de dépôts corrélables avec les cycles eustatiques du 3^e ordre de B.U. Haq *et al* (1987). Les dépôts du *Dogger inférieur* (*Aalénien-Bajocien*) font partout défaut, le territoire de la feuille Quillan correspondant au prolongement du « haut-fond cévenol », plus septentrional, qui ne sera recouvert par les eaux médio-jurassiques qu'au *Bathonien moyen-supérieur* après une très importante structuration (discordance post-rifting au sein de la marge ouest-téthysienne) de direction NE-SW. Après le Bathonien s'installe une vaste lagune où se déposent les dolomies noires puis des calcaires inter/supratidaux riches en coprolithes (*Kimmeridgien - Portlandien*).

Vers la *fin du Jurassique*, l'instabilité du domaine se marque de nouveau ; elle induit la formation d'une brèche-limite probablement hétérochrone. Les faciès marins typiques réapparaissent au *Berriasien* où s'installent des rampes homoclinales carbonatées, à microfaune pélagique (calpionelles) ou benthique (trocholines). L'érosion continentale se manifeste de nouveau à la fin du Berriasien (grès, fer) période de baisse eustatique des eaux marquée par l'arrivée de la glauconie. Après le retour des faciès de plate-forme carbonatée (haut niveau marin) au début du *Valanginien*, une baisse très brusque du niveau de la mer engendre la lacune du *Valanginien supérieur* et de l'*Hauteriviien* représentés vers l'Est par un prisme de bas niveau (calcaires à bryozoaires).

La mer revient en onlap côtier au *Barrémien*, période de dépôt des premiers calcaires urgoniens, à rudistes et orbitolinidés. Un cycle s'achève avec les calcaires médiolittoraux de faible tranche d'eau du sommet de l'étage (calcaires à annélides) qui sont sans doute contemporains de certaines bauxites connues tant à l'Est (Col du Brézou) qu'à l'Ouest (Ariège) de la feuille Quillan.

Au *Bédoulien* se produit un très brusque approfondissement du milieu de sédimentation traduit par le dépôt d'épais prismes de marnes circalittorales, de type « black shales », les « Marnes à *Deshayesites* » des gorges de Pierrellys (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet). Ces marnes occupent la partie nord d'un vaste « bassin axial » dont le dépôt-centre était sans doute situé sur l'emplacement de l'actuelle Haute Chaîne Primaire des Pyrénées. Le découpage en baïonnette de la marge européenne de ce bassin axial est révélé par le remplacement partiel des marnes, vers le Nord, par les « calcaires à préorbitolines » de la Serre de Bouchard et total, vers l'Est—Nord-Est, par les « Calcai-

res à *Iraqia* » du col de St-Louis. Le *Bédoulien moyen*, à faciès urgonien, est le dernier terme éocrétaqué déposé en couverture du massif de Mouthoumet avant le dépôt du Cénomanién discordant.

A partir du début du *Gargasien*, la partie nord de la feuille semble émergée (il existe en effet des bauxites gargasiennes, latéralement, en Ariège). La partie sud, nord-pyrénéenne, toujours sous les eaux, est le théâtre d'un nouvel approfondissement brusque, au *Gargasien supérieur*, matérialisé par la formation d'un nouveau prisme terrigène à ammonites. Le bassin se comble au *Clansayésien inférieur* pendant lequel réapparaissent de larges plates-formes urgoniennes fortement progradantes vers le Sud, siège d'une vie récifale intense (madréporaires, algues rouges etc.).

L'histoire *albienn*e est complexe, sans doute en raison d'une importante tectonique distensive qui amplifie les phénomènes eustatiques et induit de grandes épaisseurs de sédiments. Pendant l'Albien inférieur (? moyen) le « bassin » de Quillan correspond à un rhombograben de plus en plus profond dont les marges rétrogradent vers le Nord. A l'occasion des oscillations tecto-eustatiques apparaissent des faciès deltaïques (grès verts) et des faciès de plate-forme carbonatée (dalle du bec) situés en sommet de séquences de dépôt à dominante terrigène. Alors que le Cénomanién est discordant sur l'Albien inférieur / moyen dans le « bassin » de Quillan, la sédimentation albienne continue vers l'Est dans la lame de Camps-Peyrepertuse, sous le front déjà actif du chevauchement du pic de Bugarach. *L'Albien supérieur* se marque par le dépôt du flysch noir dont les accumulations d'olistolithes, au bas des talus, révèlent une baisse très sensible du niveau marin induisant d'importantes érosions sur les marges (probablement couplées avec des jeux de failles).

La fosse du flysch albien ne se comble qu'au *Vraconien* avec l'installation d'une nouvelle plate-forme carbonatée de haut niveau marin.

Au Crétacé supérieur. Le Crétacé moyen-supérieur correspond à un mégacycle sédimentaire complet transgressif-régressif. Dans le détail, l'évolution est polycyclique (tableau 1).

Les faits marquants de cette évolution sont, chronologiquement :

- l'individualisation d'un sillon turbiditique à l'Albien supérieur ;
- l'agradation littorale (« onlap » côtier) au Cénomanién moyen-supérieur ;
- la régression fini-turonienne qui clôture le cycle Cénomanién moyen—Turonien ;
- la transgression progressive à partir du Coniacien (Calcaires de Montferland), l'ouverture maximale au Santonien inférieur (Marnes à *Micraster*) et l'amorce du comblement au Santonien supérieur (complexe terrigène et récifal de la Montagne des Cornes), pour le cycle Coniacien-Santonien ;
- le déplacement vers le Nord, sous contrôle tectonique du talus turbiditique au Campanien (Grès de Labastide). Ce déplacement de la masse d'eau s'accompagne, sur la plate-forme septentrionale du piégeage des terrigènes d'abord deltaïques puis continentaux, ce qui ramène la ligne de rivage sur la plate-forme de Mouthoumet dans un mouvement de régression progressif

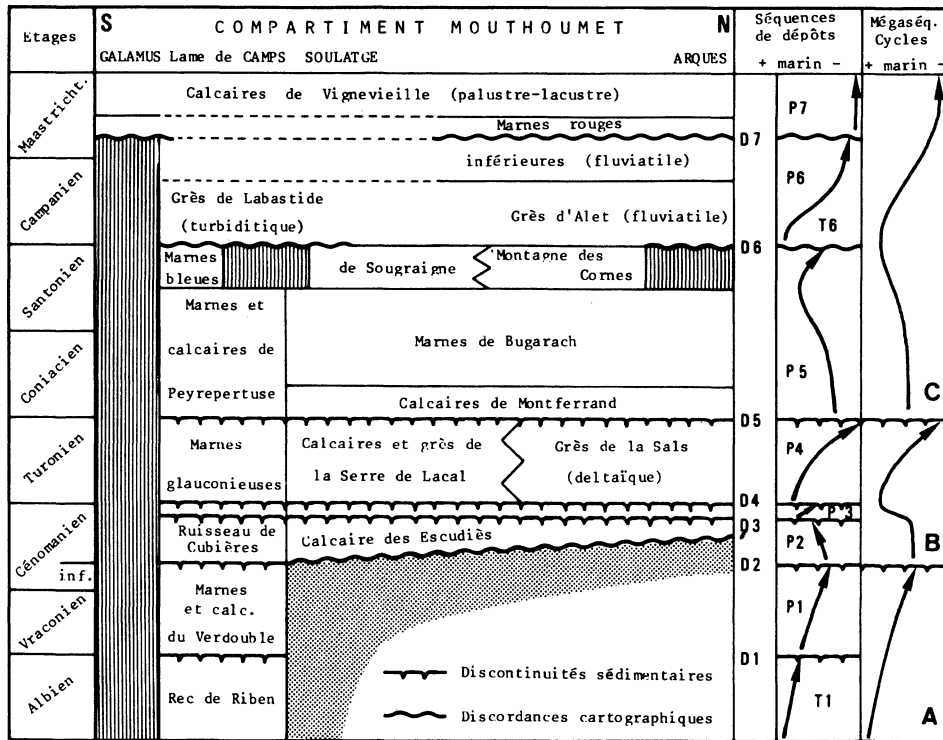


Tableau 1 - Organisation des dépôts du Crétacé supérieur sur le compartiment Mouthomet (d'après M. Bilotte, 1985)

et continu (Grès d'Alet) ; l'émergence et l'évolution continentale du Campanien supérieur au Maastrichtien (Marnes rouges de Campagne, Grès des Estous, Marnes rouges de la Maurine et Poudingue fleuri).

La bordure méridionale du massif de Mouthoumet se présente donc, au Crétacé supérieur, comme un témoin de la paléomarge passive du craton aquitano-languedocien. La figure 1 illustre les relations qui existent entre ses différents prismes de dépôt.

Au Tertiaire. Au Paléogène, période où la mer transgresse à trois reprises depuis le golfe de Gascogne, les sédiments marins se déposent dans un bassin plus ou moins étendu selon les époques. Sa morphologie est conditionnée par l'élément structural important du secteur : le massif paléozoïque de Mouthoumet et ses branches occidentales mais, également, par un arrière-pays méridional déjà émergé que constitue la chaîne pyrénéenne en formation.

- **Au début du Paléocène** existe un bassin, peu profond, à fond presque plat, aux rivages sud et sud-est assez proches des limites d'érosion actuelles des affleurements et dont un diverticule s'insinue depuis Couiza vers l'Est, entre la branche d'Alet et la branche de Cardou du massif de Mouthoumet jusqu'au-delà d'Arques.

Au Vitrollien, il reçoit des dépôts fluvio-lacustres assez homogènes avec cependant une localisation des décharges conglomératiques à proximité de ses rivages méridionaux, donc des sources d'apports pyrénéennes.

Au Thanétien inférieur, il est envahi par une mer très peu profonde qui pénètre même dans le fond du golfe partant de Couiza jusqu'à Arques. Il se crée une plate-forme carbonatée aux dépôts de domaine marin restreint parfois lagunaires, relativement uniformes dans tout le bassin. La régression marine laisse place à des marécages ou à des lacs, éphémères près des bordures méridionales, plus durables dans la région de Roquetaillade, qui sont progressivement comblés par les apports détritiques. L'ensemble de la région est alors émergé.

Au Thanétien supérieur, deux domaines se différencient, séparés par la branche septentrionale du massif de Mouthoumet et son prolongement occidental, enfoui sous la couverture sédimentaire. Le secteur septentrional est intéressé par la seconde transgression marine thanétienne qui s'épuise vers l'Est et n'atteint que très brièvement les environs de Lairière. Elle laisse des dépôts de lagunes et de plate-forme carbonatée très peu profonde, souvent envahies par des apports détritiques entraînant peut-être des exondations temporaires comme le suggèrent les surfaces rubéfiées de certains bancs. Le domaine méridional reçoit des épandages fluviaux périodiquement très grossiers qui s'accumulent, faisant obstacle à l'étalement vers le Sud de la mer puis la repoussant hors du secteur étudié qui est alors entièrement soumis à cette sédimentation continentale, avec des concentrations d'évaporites localement très développées, sans doute liées à des périodes d'aridité climatique.

- **A l'Ilerdien**, la troisième et la plus durable des transgressions marines paléogènes a une extension comparable à celle du Thanétien inférieur, bien

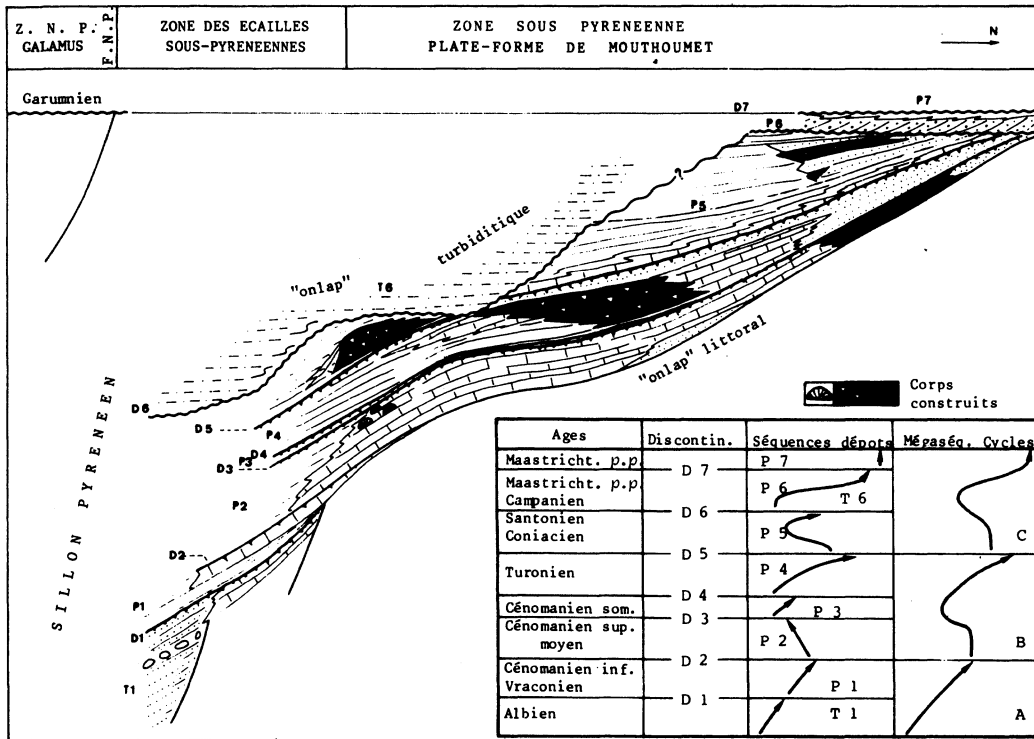


Fig. 1 - Essai de reconstitution des corps sédimentaires du Crétacé moyen-supérieur du compartiment Mouthomet (d'après M. Bilotte, 1985)

qu'un peu réduite vers l'Est, dans le golfe enerré entre les branches du massif de Mouthoumet. L'installation de la mer est presque immédiate dans les secteurs septentrionaux où elle succède progressivement à des marécages et à des lagunes marines. Plus au Sud, elle s'effectue en plusieurs étapes généralement associées à des arrivées détritiques d'autant plus grossières qu'on est proche du rivage méridional.

Une sédimentation de plate-forme carbonatée, relativement stable, s'installe d'abord. Elle est brutalement relayée par des dépôts plus profonds de plate-forme terrigène subsidente. En effet, la grande épaisseur des marnes à turritelles et leurs faciès très fluctuants sont caractéristiques d'un environnement prodeltaïque : la reprise d'une subsidence active bien qu'irrégulière provoquant l'arrivée d'importants apports fluvio-deltaïques qui envahissent le bassin marin. Dès l'Ilerdien moyen, ces accumulations marneuses sont progressivement rejetées vers le Nord et vers l'Ouest. Dans les secteurs méridionaux (flanc sud du synclinal de Couiza—Coustaussa), l'intensification des apports détritiques plus grossiers compense rapidement la subsidence qui s'affaiblit et à laquelle se substitue un mouvement inverse de relèvement progressif des marges du bassin. Celui-ci provoque, au cours de l'Ilerdien moyen, le départ précoce de la mer refoulée dans les régions plus septentrionales où elle persiste jusqu'à la fin de l'Ilerdien moyen et même, dans le secteur nord-occidental de Saint-Semin, jusqu'à l'Ilerdien supérieur. Les modalités de cette régression progressive mais définitive ainsi que les caractéristiques des arrivées détritiques qui l'ont accompagnée indiquent qu'à l'inclinaison E-W de bassin qui s'accroît, s'ajoute un relèvement encore plus actif de ses bordures méridionales en relation avec l'orogénèse pyrénéenne commençante.

Au fur et à mesure du rétrécissement du golfe marin, le piégeage des sédiments se produit dans des cuvettes continentales fermées s'organisant du SSW vers le NNE. Un système endoréique, structuré perpendiculairement aux rides longitudinales, se substitue alors, progressivement, au régime marin. Le corps sédimentaire ainsi élaboré correspond, à des assises qui ont été considérées, lors de l'établissement de la carte, comme s'étalant de l'Ilerdien moyen *pro parte* à la base du Lutétien supérieur.

Les modalités d'affleurement des terrains cénozoïques de la feuille Quilan dépendent très étroitement de leur position par rapport aux branches varisques du massif de Mouthoumet :

—entre les prolongements des branches de la Fontaine Salée et du Cardou, le piégeage sédimentaire cénozoïque a été très localisé ; il n'a jamais été très puissant et a cessé très tôt au cours du Paléocène. Les affleurements correspondants forment, de part et d'autre de la vallée de l'Aude, les plateaux de Rennes-le-Château — Saint-Ferriol à l'Est, le plateau de Ramounichoux à l'Ouest;

—entre les prolongements des Branches de Cardou et d'Alet, la sédimentation déjà active au cours du Crétacé supérieur s'est poursuivie avec beaucoup d'ampleur durant tout le Paléocène et l'Éocène. Il s'est ainsi élaboré un ensemble sédimentaire structuré en un vaste synclinal complexe, le synclinal de Couiza — Coustaussa — Arques, découpé par de multiples accidents décrochants, généralement N 50-70. Le flanc sud de ce synclinal dissymétri-

que est vigoureusement redressé et parfois même renversé tandis que son flanc nord, faiblement incliné, repose sur le socle varisque d'Alet ou de son prolongement supposé ;

— au Nord de la branche d'Alet, la sédimentation a été conditionnée par une déformation polyphasée, particulièrement active au cours du Tertiaire. Le corps sédimentaire constitué par la deuxième unité de la série de Palassou qui a été piégé au cours de la phase Lutétien supérieur — Bartonien, de loin la plus intense, occupe, en surface, la quasi-totalité du bassin du Bas-Razès (feuille Limoux) et ne laisse apercevoir les sédiments antérieurs (première unité de la série de Palassou, Ilerdien marin, Paléocène) qu'en affleurements limités et distincts, situés en bordure directe du massif paléozoïque ou de son prolongement sous-jacent.

TRAITS MAJEURS DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE

Le paléozoïque est impliqué dans une importante déformation tangentielle varisque conduisant à un empilement de différentes unités tectoniques (von Gaertner, 1937), caractérisées par des successions lithostratigraphiques particulières (Bessière et Schulze, 1984 ; Bessière, 1987). Sur la feuille Quillan ne sont présentes que deux unités structurales, séparées par un accident à très faible pendage vers le Sud ou le Sud-Est : l'autochtone relatif est surmonté par l'unité allochtone du Roc de Nitable.

L'évolution structurale post-hercynienne de la zone sous-pyrénéenne orientale depuis le Trias jusqu'à l'Éocène supérieur apparaît très contrastée dans le temps.

Au Trias, la sédimentation est contrôlée par le jeu syn-sédimentaire d'accidents sub-méridiens et E-W qui déterminent des bassins d'allure losangique. Ces différents accidents ont valeur de failles normales et suggèrent, à cette échelle, des phénomènes d'extension dont les caractéristiques restent à préciser.

Du Lias à l'Aptien inférieur, une sédimentation à dominante carbonatée traduit une période de calme tectonique relatif, les réseaux de fractures déjà existants paraissant peu réactivés.

A l'Aptien supérieur - Albien inférieur, dans la zone nord-pyrénéenne se développera des déformations en extension et en coulissement permettant l'individualisation de bassins à sédimentation marneuse assez épaisse (bassin de Quillan). C'est un régime tectonique identique qui est responsable de la formation des bassins flyschs à l'Albien supérieur.

Au cours de l'Albien supérieur ou du Vraconien, les conditions tectoniques varient brusquement et se produisent alors des plissements encore liés à des mouvements coulissants senestres comme en atteste l'existence de plis en échelons senestres déformant les plis majeurs antérieurs N 100- N 110.

Dans la zone sous-pyrénéenne, à la suite de fracturations et probablement de plissements modérés se produisent des phénomènes de dénudation tec-

tonique (Serre de Bouchard). Ces phénomènes expliqueraient également la présence de blocs résédimentés du Mésozoïque anté-albien au Sud du massif de Mouthoumet entre Cubières et Duilhac, apparaissant maintenant près du chevauchement frontal nord-pyrénéen.

Au Crétacé supérieur, sur les bordures du massif de Mouthoumet, on constate une certaine instabilité qui se marque par des dépôts de débordement et par des discordances progressives, annonçant des déformations plus accentuées au cours du Maastrichtien.

C'est à partir de l'Éocène supérieur que la zone sous-pyrénéenne acquiert sa structuration majeure avec des accidents et des plis sub-parallèles à la direction de la chaîne. Les plis sont caractérisés comme on Ta vu précédemment par une évolution du Nord vers le Sud et d'Est en Ouest. Ces plis sont ultérieurement déformés : ils peuvent être replissés (bordure nord du massif de Mouthoumet) ou repris par des accidents décrochants obliques N 50 à N 70, responsables du gauchissement de la surface axiale.

Dans la zone nord-pyrénéenne se réalisent les chevauchements majeurs recoupant les structures antérieures.

Parmi les déformations successives relevant du cycle alpin, et ayant affecté la couverture du Paléozoïque, seules les déformations de l'Éocène supérieur sont relativement bien connues. Naturellement, les conséquences des déformations alpines, et plus particulièrement celles de la déformation majeure éocène, sur l'architecture du Paléozoïque du massif de Mouthoumet doivent être prises en compte dans l'étude structurale du matériel hercynien de ce massif. On retiendra :

- la facturation avec le rôle important des accidents longitudinaux et des accidents obliques ;
- le jeu en chevauchement et/ou en décrochement de ces accidents ;
- les plis et les fractures E-W responsables de l'individualisation des anticlinaux majeurs d'Alet, du Cardou et de Fontaine Salée et qui affectent nécessairement les contacts de base des nappes hercyniennes du massif de Mouthoumet.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PRIMAIRE

D'après l'ensemble des données lithostratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques, l'architecture des terrains paléozoïques du massif de Mouthoumet est définie par quatre unités tectoniques principales: un autochtone relatif sur lequel reposent les unités allochtones du Roc de Nitable, de Félines — Palairac et de la Serre de Quintillan ; d'origine septentrionale, elles se sont superposées lors de l'orogénèse varisque. Ne sont représentés sur la feuille Quillan que l'autochtone relatif et l'unité de Roc de Nitable ; les autres unités étant situées plus à l'Est (feuille Tuchan). La partie occidentale du massif de Mouthoumet comprend, du Nord vers le Sud,

plusieurs zones d'affleurement d'importance inégale : la branche d'Alet, la branche du Cardou et la branche de Fontaine Salée.

Le Paléozoïque de l'autochtone relatif.

Il constitue l'essentiel de la branche d'Alet, à l'exception d'une étroite bande sensiblement Est-Ouest de part et d'autre d'Albières et des affleurements de dimensions réduites des environs de Rabanet qui appartiennent à l'unité sus-jacente du Roc de Nitable. Il constitue aussi la moitié occidentale de la branche du Cardou (à matériel dévonien et carbonifère) entre la vallée de la Sals, à l'Ouest, et la ferme Le Pech, vers l'Est, formée de terrains qui s'étagent depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Carbonifère inclus.

Ordovicien.

Il n'est connu que dans la partie orientale de la branche d'Alet dans les dômes de Salagriffe et de Lairière. Si l'Ordovicien moyen n'a pu être mis en évidence, en revanche, l'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien supérieur sont caractérisés, pour partie au moins, paléontologiquement.

01 -2. Ordovicien inférieur (Trémadocien et Arénigien ?). Pétilites grises à microrhythmes (avec intercalations de niveaux jaspoides). L'Ordovicien inférieur détritique est représenté par :

—un ensemble inférieur rubané (200 à 300 m au moins) constitué par des alternances de fins lits gréseux et de lits pélitiques, de couleur gris à gris bleuté. Les lits gréseux sont constitués surtout par des éléments clastiques avec des grains de quartz, feldspaths (plagioclases surtout), muscovites, chlorites ou oxydes. Les lits pélitiques, de couleur plus sombre, possèdent les mêmes constituants clastiques que les lits gréseux ; seules les proportions changent. Ces terrains dépourvus de macrofaune ont livré des assemblages d'acritarches avec notamment *Michystridium exiguum*, *M. pellitum*, *Buedingdisphaeridium tremadocum*, *Acanthodiacrodidium achrasi*, *A. cf. tremadocum*, *A. cf. hamatum* et *Impluviculus simplex* qui datent le Trémadoc (Cochio, 1981, 1982);

—un ensemble supérieur constitué par des pélites gris bleuté, gris verdâtre à bleu-noir (plus de 50 m visibles) intercalées de bancs, épais de 5 à 10 cm, de grès à grain moyen à grossier.

01-2y. Ordovicien inférieur (Trémadocien, Arénigien). Porphyroïdes du dôme de Lairière. Épais de 100 m environ, les porphyroïdes, intercalés dans l'Ordovicien inférieur détritique, sont connus seulement dans le dôme de Lairière (vallée de l'Orbieu). Il s'agit de roches d'aspect cireux jaunâtre, à cassure de couleur gris ou vert pâle, présentant une structure finement œillée avec des yeux de quartz ou de feldspath dont la dimension varie de quelques microns jusqu'à 5 ou 6 mm ; ces yeux sont englobés dans une mésostase quartzo-feldspathique, généralement très séricitisée et finement grenue. Un âge trémadoc-arénigien est plausible.

05-S. Ordovicien supérieur à Silurien. « Schistes troués » de l'Asghillien surmontés par des pélites et des grès puis par des « schistes noirs » fissiles. L'Ordovicien supérieur est surtout représenté par des grès et des péli-

tes bleutées ou verdâtres qui admettent à leur partie supérieure, au Sud de Montjoi, des lentilles de calcaires de petites dimensions (quelques centimètres à 1 mètre) et peu épaisses (quelques décimètres) : ces calcaires, parfois recristallisés, à patine claire et gris sombre à gris clair à la cassure, présentent souvent des textures de type mudstone ou mudstone/wackestone. Ils contiennent des fossiles parmi lesquels on peut reconnaître des débris de crinoïdes et de bryozoaires, quelques ostracodes et des tentaculites (?) que l'on peut trouver aussi dans les pélites sous forme d'empreintes inégalement conservées. Il s'agit là de l'équivalent des couches à *Orthis* de l'Ashgillien, il faut noter toutefois que l'âge de la base des pélites n'est pas établi paléontologiquement.

Silurien

Il n'est connu à l'affleurement que dans les dômes de Lairière et de Salagriffe (branche d'Alet) où il surmonte l'Ordovicien. De manière générale, il est laminé tectoniquement et il est dès lors très délicat d'établir une succession. Le Silurien est représenté par des ampélites noirâtres, parfois légèrement violacées ; elles peuvent être intercalées de minces lits gréseux. Localement, ces ampélites renferment des nodules calcaires ou calcaréo-gréseux, de petites dimensions (quelques centimètres à quelques décimètres) et peu fossilifères. L'âge silurien de ces terrains peut être déduit à partir de considérations géométriques (ils reposent sur des couches de l'Ordovicien supérieur et sont surmontés par des terrains indubitablement dévoniens) ou bien encore à partir d'analogies de lithofaciès avec des terrains fossilifères du Silurien affleurant plus à l'Est sur la feuille Tuchan (secteurs de Termes, Quintillan, Cascastel, Durban,...). Cependant, on ne peut exclure que les termes les plus élevés des ampélites soient déjà du Dévonien basal.

Dévonien.

Essentiellement carbonaté, il constitue de larges affleurements dans la branche du Cardou, mais surtout dans la branche d'Alet où il occupe fréquemment le cœur des antifformes.

d1-2. Dévonien inférieur (Gédinnien (?) à Emsien). Dolomies grises ou gris verdâtre. Il affleure largement par exemple dans la vallée de l'Orbieu ou bien encore dans la forêt de Riالسسه, au Sud d'Arques, où il est représenté par des dolomies (80 à 100 m) à grain moyen à grossier, gris à gris-vert à la cassure, parfois beige-ocre. Au-dessus viennent des calcaires gris massifs (50 m environ) micritiques et partiellement recristallisés qui contiennent à leur partie supérieure des chailles ; il se développe parfois une légère dolomitisation accompagnée d'une néoformation de cristaux de quartz automorphes dont la taille peut atteindre 1 mm. A l'Est de Saint-Pancrasse, ils sont surmontés par des calcaires marron à ocre, d'aspect parfois bréchiqque, par des calcaires rouges en bancs décimétriques intercalés de lits marneux rougeâtres. Ils renferment une macrofaune de crinoïdes, bryozoaires (nombreux) et polypiers (rares); la découverte d'ostracodes (détermination F. Lethiers) a permis de dater le passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen.

d3-4. Dévonien moyen (Eifélien, Givetien). Calcaires gris ± argileux à chailles surmontés par des calcaires gris à taches roses. Bien repré-

senté encore dans la vallée de l'Orbieu ou dans la forêt du Riالسسه, il est constitué surtout par :

- des calcaires marneux, à grain fin à moyen, localement dolomités et à chailles (35 à 40 m) ;
- des calcaires gris, verts ou violets, à très rares chailles, intercalés de niveaux marneux ocres ou violacés (90 à 100 m) ;
- des dolomies grises à patine beige-marron, associées à des calcaires gris partiellement dolomités (25 à 30 m) ;
- des calcaires gris à rosés vers leur partie supérieure, à structure noduleuse, à chailles intercalés de bancs marneux et parfois de dolomies beiges ;
- un ensemble (8 à 10 m) constitué par des grès fins à moyens, de pélites, de jaspes noirs à tentaculites et de minces bancs de calcaires micritiques à tentaculites ;
- des calcaires gris clair à gris-noir (20 à 25 m) ;
- des pélites silteuses (4 m) intercalées de bancs de grès et de calcaires noirs à gris sombre.

Ces terrains montrent un contenu faunistique varié avec de nombreux crinoïdes et bryozoaires associés à des trilobites, des ostracodes, quelques lamellibranches, des polypiers coloniaux, des gastéropodes, des ostracodes, des tentaculites. Les recherches de conodontes, bien que décevantes, ont cependant permis de caractériser l'Eifélien et le Givétien (Cygan, 1979).

d5-7. Dévonien supérieur (Frasnien — Famennien). Calcaires micritiques gris-noir à la base avec intercalations de pélites noires puis de calcaires griottes et calcaires micritiques gris. Épais de 50 à 60 m, il est de manière générale moins développé que le Dévonien inférieur ou moyen.

Le Frasnien (25 à 30 m) est constitué par des calcaires biomicritiques gris bleuté à gris foncé, parfois à taches ocres ou roses ; localement, ils sont très riches en nodules pyriteux disposés parallèlement aux plans de stratification. Ces calcaires à structure souvent noduleuse, soulignée par un lacis phylliteux, sont intercalés de pélites noires ou gris sombre admettant (W. Villardebelle) de minces bancs de grès et de calcaires micritiques. Le contenu paléontologique des calcaires comprend des tentaculites, des ostracodes, quelques ammonoïdés et des conodontes.

Le Famennien (25 à 30 m) est composé par des calcaires biomicritiques gris (à taches blanches ou rosées diffuses), rouges ou rouge-marron intercalés par endroits de lits de pélites noires, épais de quelques centimètres à 20 cm. Ces calcaires, parfois très légèrement dolomités, montrent dans la partie inférieure de très rares tentaculites, des ostracodes, des débris de trilobites et des ammonoïdés, quelques très rares gastéropodes, des articles de crinoïdes et des conodontes.

Carbonifère.

h 1-2. Tournaisien à Viséen supérieur. Lydiennes noires à nodules phosphatés, calcaires micritiques gris parfois noduleux intercalés de niveaux cinéritiques gris, noirs ou verts. Le passage du Dévonien au Carbonifère s'effectue de manière continue (Boyer *et al.*, 1974). Le Tournaisien

comprend des calcaires micritiques intercalés de niveaux de pélites et de jaspes noirs à nodules phosphatés ; le Viséen est essentiellement carbonaté avec des calcaires micritiques gris souvent noduleux associés à de minces niveaux de cinérites souvent granoclassées et de jaspes de couleur noire, grise ou verdâtre.

h2-3. Viséen terminal à Namurien. « Culm » pélitico-gréseux avec décharges de conglomérats polygéniques et blocs resédimentés (éléments essentiellement calcaires). Au-dessus se développe une puissante série détritique de type « Culm » qui débute au passage du Viséen au Namurien avec la présence dans les couches de base d'une macrofaune de goniatites datant le Viséen terminal. L'âge des termes les plus élevés ne peut être précisé malgré l'abondance de débris de plantes à la surface de certains bancs de grauwackes. Cependant, la présence sous forme de blocs resédimentés de calcaires d'âge serpoukhovien E1 ou E2 indique que cette sédimentation se poursuit au moins pendant cette période.

L'étude sédimentologique (Schulze, 1982) montre que cette succession détritique débute par un ensemble turbiditique proximal (80 à 200 m) constitué par des alternances de grauwackes avec des pélites. Au-dessus vient un ensemble détritique (300 à 400 m au moins) constitué par des conglomérats grossiers, des « pebbly sandstones », des « pebbly mudstones », des grauwackes. Les successions conglomératiques sont intercalées de pélites marneuses et de silts. Enfin, au-dessus viennent des alternances de conglomérats granoclassés ou non (100 m) (« Conglomérat de Pont d'Orbieu ») qui sont interprétés comme des remplissages de chenaux et de canyons (h2-3[1]).

Parmi les éléments constitutifs des différents termes détritiques du flysch, la majeure partie du matériel est connue, au moins pour partie, dans les diverses successions lithostratigraphiques qui correspondent aux différentes unités structurales du massif. Les éléments les plus abondants sont issus des roches sédimentaires :

- calcaires d'âge dévonien à carbonifère (60 à 80 % des éléments de conglomérats et jusqu'à 50% des grauwackes de la série détritique) ;
- jaspes noirs à gris-noir à radiolaires du Tournaisien (connus dans les unités qui comportent du Carbonifère) ;
- jaspes de couleur claire (jaunes, gris, verts) présents essentiellement dans le Carbonifère inférieur où ils sont associés aussi bien aux calcaires micritiques connus dans l'autochtone relatif et l'unité de Félines — Palairac qu'aux calcaires de plate-forme et de talus connus dans l'unité du Roc de Nitable ;
- grauwackes et conglomérats dont les caractères sédimentologiques montrent de nombreuses analogies avec l'unité du Roc de Nitable.

Les éléments de roches métamorphiques et volcaniques sont très rares. Les éléments minéralogiques dominants sont le quartz et les feldspaths, associés à des micas et de la chlorite.

Le Paléozoïque de l'unité du Roc de Nitable.

La succession lithostratigraphique de l'unité de Roc de Nitable est formée par des terrains qui s'étagent depuis le Silurien jusqu'au Carbonifère inclus.

Ces terrains sont tous de nature sédimentaire avec, soit une dominante détritique comme ceux d'âge silurien, dévonien inférieur basal ou viséen terminal à namurien, soit à dominante biochimique comme ceux du Dévonien et du Carbonifère inférieur (Toumaisien et Viséen *p.p.*).

s-d1. Silurien à Dévonien basal (Gédinnien ?). Ampélites noires à cristaux de gypse se chargeant en carbonate vers le haut de la série (nodules et bancs calcaires). Le Silurien et le Dévonien basal sont représentés par des ampélites noires, souvent gréseuses, qui s'enrichissent vers le haut en matériel carbonaté sous forme de bancs ou de nodules, l'un de ces nodules ayant livré des graptolites du Silurien (von Gaertner, 1937). Les assises les plus élevées, franchement calcaires, pauvres en macrofaune (seuls quelques orthocères et de très rares polypiers isolés ont été observés), ont livré (route de Pont d'Orbieu à Mouthoumet) des spicules de spongiaires, des ostracodes, des brachiopodes inarticulés et des conodontes, ces derniers datant le Dévonien basal (Cygan, 1979).

d1-4. Dévonien inférieur et moyen (Gédinnien à Givétien). Calcaires micritiques gris à la base surmontés de calcaires partiellement dolomités à interlits argileux rougeâtres. Il est représenté par des calcaires micritiques de teinte claire souvent riches en tentaculites qui admettent quelques rares bancs de calcaires à entroques. Souvent, une dolomitisation plus ou moins importante affecte certaines couches (route de Pont d'Orbieu à Mouthoumet). Au-dessus viennent des calcaires micritiques, légèrement dolomités, souvent argileux et de couleur rouge ou ocre ; ils sont associés à des pélites rouges. Les couches calcaires ont livré des associations de conodontes (déterminations C. Cygan) qui datent la partie supérieure du Dévonien inférieur et la partie inférieure du Dévonien moyen. Ces calcaires parfois noduleux, dépourvus de chailles, sont riches en orthocères et goniatites. Le Givétien, très réduit (quelques mètres seulement), est identifié par conodontes (déterminations C. Cygan) ; il est constitué, en bordure de la route Albières — Le Lauzy par exemple, par des calcaires micritiques partiellement dolomités beiges, verts ou rouges intercalés de jaspes verts, gris ou noirs à radiolaires et tentaculites, associés à des pélites noires, gris bleuté ou gris verdâtre. L'épaisseur du Dévonien moyen ne dépasse pas 20 à 25 m (Bessière, 1987).

d5-7. Dévonien supérieur (Frasnien—Famennien). Jaspes noirs, gris ou verdâtres surmontés de calcaires micritiques beiges fortement dolomités. Daté par conodontes, le Dévonien supérieur est peu épais (50 m environ) ; il débute par des calcaires turbiditiques intercalés de jaspes vert clair, noirs ou gris à tentaculites : il s'agit là du Frasnien (10 à 15 m). Au-dessus viennent des calcaires micritiques ou microsparitiques, localement noduleux (surtout vers la base), intercalés de jaspes noirs. Dépourvus de tentaculites, ils représentent le Famennien.

h1 -2. Toumaisien à Viséen supérieur. A la base, on observe des lydiennes à nodules phosphatés, intercalées dans des calcaires micritiques du Tournaisien ; au-dessus viennent des carbonates du Viséen parmi lesquels il faut distinguer :

h1-2C. Calcaires à algues et foraminifères et calcaires à polypiers, qui constituent d'épais dépôts de plate-forme.

h1 -2D. Calcaires turbiditiques (« *calcaires à colonne* » de la région de Lauzy) et *dolomies*, qui représentent des accumulations beaucoup moins puissantes dans des eaux plus profondes.

h2-3. **Viséen terminal à Namurien. « Culm » pélitico-gréseux avec décharges de conglomérats polygéniques à éléments de roches volcaniques et peu ou pas de roches calcaires.** Cette série détritique de type flysch est

constituée par une succession montrant de bas en haut: des turbidites proximales (50 m), des grauwackes (200 m environ) et à l'Hermita, des conglomérats (h 2-3 [1]) (40 m). Cette série détritique, à caractère proximal (Schulze, 1982), se caractérise par l'absence d'éléments détritiques de nature carbonatée et une quantité relativement importante de matériaux d'origine métamorphique (micaschistes, gneiss à grains fins, paragneiss, orthogneiss granitiques, orthogneiss granodioritiques, ...) et volcanique (rhyolites, rhyo-dacites, dacites et andésites). La provenance septentrionale de ce matériel traduit l'existence d'une zone émergée en voie d'érosion pendant le Carbonifère et située au Nord du massif de Mouthoumet.

Q. Dépôts silicifiés d'âge indéterminé. Ils se rencontrent au Nord du synclinal de Couiza—Arques au sein des affleurements de Paléozoïque de la Branche d'Alet. Ils sont connus à l'Ouest et à l'Est de Valmigère, d'une part, au Sud de Bouisse d'autre part.

Il s'agit de dépôts silicifiés blanchâtres ou gris clair, parfois bréchiques ou varvés (La Ferronnière) ; ils contiennent localement des empreintes costulées de lamellibranches, malheureusement indéterminables. Malgré la présence de ces fossiles, l'âge de ces dépôts n'a pu être précisé. Tout au plus, peut-on dire qu'il s'agit là de sédiments postérieurs au Paléozoïque puisqu'ils reposent indifféremment sur divers termes du Dévonien et du Carbonifère de l'autochtone relatif. Cependant, les conditions d'affleurement ne permettent pas d'analyser les relations entre ces dépôts silicifiés et la Formation des Grès d'Alet, à l'Ouest de Valmigère. Il faut signaler que des dépôts aux caractéristiques très voisines ont été signalés par Chambolle (1980) plus à l'Est (feuille Tuchan) à proximité du col de Couise entre Davejean et Maisons.

SECONDAIRE

tm. Trias « moyen ». Calcaires en plaquettes, dolomies, marnes bariolées, conglomérats et / ou brèches polygéniques à la base. Le Trias « moyen » constitue le tégument méridional du massif de Mouthoumet inclus dans la sous-zone prépyrénéenne (B. Peybernès, 1976). Peu épaisses (10 m), ses couches détritiques de base reposent en discordance angulaire sur le socle qu'elles ravinent (érosion des grès rouges permo-triasiques, bien développés plus à l'Est). Sur la feuille voisine Tuchan, la coupe du Cap de la Coste au Nord-Ouest de Dernacueillette montre successivement (C. Lucas, 1985), au-dessus des dolomies dévoniennes :

—un encroûtement ferrugineux ;

—un horizon conglomératique à éléments centimétriques (dont des grains de caliche remaniés) ;

—des marnes palustres (4 m), à intercalations de petits bancs de calcaires noirs renfermant des empreintes de végétaux charbonneux ;
—3 m de marnes litées, à géodes de calcite.

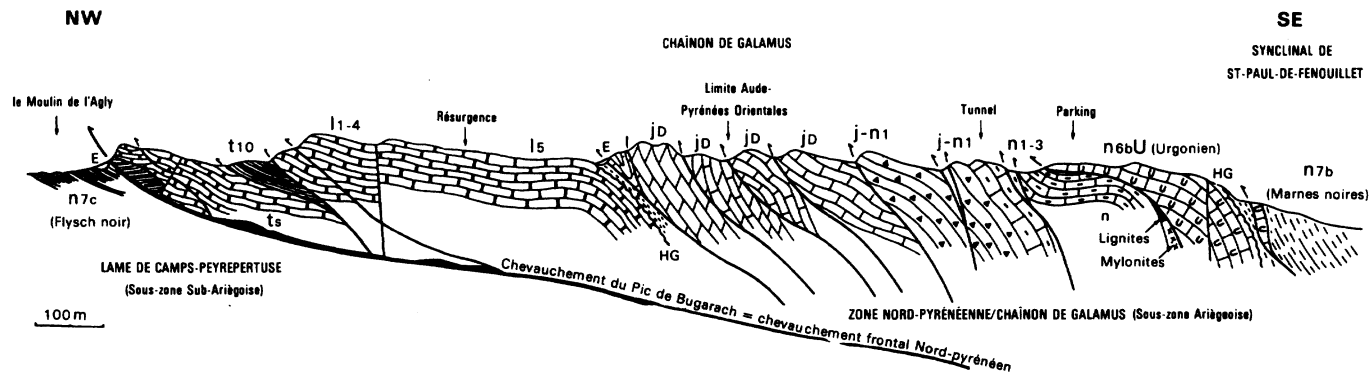
Dans les marnes palustres a été identifiée une association sporo-pollinique (équisétales, filicales et gymnospermes) rapportée à l'Anisien probable (C. Lucas, J. Taugourdeau-Lanz, M. Téfiiani et C. Fournier-Vinas, 1982), ce qui suggère la lacune du Permien et du Scythien.

Toujours dans la région de Dernacueillette, sur le chemin du col de Canoles, viennent sur les schistes carburés du Silurien vingt mètres d'une alternance de marnes, grès, conglomérats et brèches dolomitiques admettant vers son sommet une intercalation de tuf rhyolito-dacitique assez proche des vulcanites pyroclastiques du Trias inférieur de secteurs plus occidentaux des Pyrénées.

L'assise détritique anisienne est presque partout surmontée par un complexe carbonaté pluridécamétrique, traditionnellement rapporté au « Muschelkalk », comportant notamment des dolomies jaunes à grises, inter-à supratridales, parfois en plaquettes, bioturbées, plus ou moins stromatolithiques, à bird's eyes et rares silex. Vers l'Est (feuille Tuchan), près de Padern et de Tuchan, ces dolomies passent partiellement à des calcaires vermiculés qui contiennent une microfaune de foraminifères benthiques caractérisant le Ladino — ? Carnien avec, outre *Fronicularia woodwardi* auct., *Aulotortus praegaschei*, *A. tumidus*, *A. tenuis*, *Triadodiscus eomesozoicus*, *Trocholina procera*, *Endothyranella wirzi* etc. (B. Peybernès et C. Lucas, 1988 ; M. Fréchengues, inédit).

ts. **Keuper. Argiles bariolées salifères, cargneules.** Le Keuper correspond au niveau de décollement habituel de la couverture mésozoïque post-hercynienne du massif de Mouthoumet (Fontaine Salée, Sud de Fourtou) ; il jalonne aussi les grands chevauchements interzones comme le chevauchement du pic de Bugarach (fig. 2) au Sud du « bassin de Quillan » et le chevauchement du Pays de Sault, au Nord de ce dernier, segments en échelon du même accident crustal appelé «chevauchement frontal nord-pyrénéen» (P. Souquet et B. Peybernès, 1987). Très plastiques, les argiles salifères du Keuper (n'incluant pas d'ophites sur le territoire de la feuille) apparaissent soit réduites par étirement tectonique (Galamus), soit au contraire surépaissies et plissées disharmoniquement par bourrage (Fontaine Salée).

t10-11. **Rhétien et Hettangien inférieur. Dolomies, dolomies bréchiques, calcaires, cargneules.** Les calcaires marneux, à *Rhaetavicula conforta*, du Rhétien qui surmontent normalement les argiles du Keuper sont généralement laminées dans les accidents. Quelques témoins subsistent toutefois dans le chaînon nord-pyrénéen de Galamus (sous-zone ariégeoise in B. Peybernès, 1976) plaqués le long du chevauchement du pic de Bugarach (fig. 2). A l'entrée nord des gorges de Galamus, le long de la route D10 (rive gauche de l'Agly), les niveaux de base à *R. conforta* signalés par G. Dubar (1925) ne sont plus visibles ; le reste du Rhétien (« formation Boutenac » in B. Peybernès, R. Martini, J. Taugourdeau-Lanz et L. Zaninetti, 1988) correspond à 20 m de dolomies et de calcaires oolithiques ou gréseux agencés en une



ts : Keuper t10 : Rhétien l1-4 : Lias inférieur l5 : Lias moyen jD : Dogger-Malm j-n1 et n1-3 : Jurassique terminal et Néocéen
 n4 : Barrémien n6bU : Albien supérieur n7b : Albien inférieur n7c : Aptien supérieur E : Eboulis HG : Hard ground

Fig. 2 - Coupe du chaînon de Galamus dans les gorges de l'Agly
 B. Peybernès (modifié d'après P. Olive, 1961)

séquence d'ouverture dont les horizons subtidaux renferment une association d'*Aulotortidae* et de glomospirelles (foraminifères benthiques) caractéristique de la zone à *Triasina hantkeni* de Boutenac (feuille Capendu). A 2 km des gorges, G. Dubar mentionne, au sommet du Rhétien, une puissante (14 m) assise de cargneules.

L'Hettangien inférieur pourrait être représenté à Galamus par 10-15 m de calcaires massifs, bien stratifiés, admettant quelques horizons plus argileux à radioles d'oursins (*Diademopsis*, G. Dubar, 1925). Ni le Rhétien, ni l'Hettangien n'ont été identifiés plus au Nord dans la couverture du massif de Mouthoumet.

12-4. Hettangien supérieur et Sinémurien. Calcaires rubanés ou compacts, parfois oolithiques, dolomies grises. Limité dans ses affleurements au chaînon de Galamus, où il est connu depuis les travaux de G. Dubar, 1925, le Lias inférieur carbonaté constitue une classique mégaséquence d'ouverture comportant successivement des calcaires dolomitiques et des dolomies claires (plus de 100 m), passant par dissolution à des brèches monogéniques et à de véritables cargneules, et, vers le haut de l'assise, des calcaires rubanés intertidaux, à micro-rythmes d'origine stromatolithique, alternant sur 10 à 30 m avec des bancs de calcaires subtidaux plus massifs, oolithiques et à silex plus ou moins abondants. Ces calcaires sont traditionnellement rapportés au Sinémurien supérieur (=Lotharingien) dans les Corbières (B. Peybernès, P. Fauré, J. Rey et P. Cugny, 1978) où ils fournissent ponctuellement des brachiopodes (*Spiriferina walcotti*) et des dasycladacées (*Uragiella liasica*, *Cylindroporella embergeri*, *Paleodasycladus barraei*).

Une discontinuité majeure, d'amplitude régionale (hard ground visible [fig. 2] dans les gorges de Galamus) achève la mégaséquence ; elle correspond probablement à la discontinuité à 195 Ma, située stratigraphiquement au sein de la zone à *Raricostatum* (Lotharingien terminal) et séparant les supercycles eustatiques UAB₂ et UAB₃ de B.U. Haq, J.Hardenbol et P.R. Vail (1987).

15-8. Pliensbachien et Toarcien. Calcaires marneux à brachiopodes et marnes. Les assises calcaréo-marneuses du Pliensbachien (Carixien et Domérien) et marneuses du Toarcien affleurent sporadiquement (avec de fréquents laminages tectoniques) le long du chaînon nord-pyrénéen de Galamus. Dans l'ensemble des Corbières, lorsque la série est complète, elle s'articule en séquences de comblement successives assimilées à des séquences de dépôt, corrélables avec des cycles eustatiques du 3^e ordre de B.U. Haq *et al.*, 1987.

• *Dans le Lotharingien terminal—Carixien*, la formation des « Marno-calcaires roux » (50 m maximum), décrite in B. Peybernès *et al.*, 1978 dans la nappe des Corbières, correspond à 2 séquences de dépôt rapportées aux cycles UAB₃₋₁ (calcaires marneux à échiocératidés de la zone à *Raricostatum*, calcaires gréseux, calcaires marneux de la zone à *Jamesoni* du Carixien inférieur) et UAB₃₋₂ (marnes et marno-calcaires à ammonites des zones à *Ibex* et à *Davœi*, très rapprochées l'une de l'autre). Cette seconde séquence est couverte par une discontinuité majeure datée par B.U. Haq *et al.*, 1987 à 188,5 Ma.

- *Dans le Domérien*, ne s'observe qu'une seule séquence de comblement, épaisse de 30 m environ (marnes à *Amaltheus* des zones à Stockesi — intervalle condensé — et à Margaritatus, calcaires bioclastiques roux à brachiopodes et pectinidés de la zone à Spinatum) alors que la charte eustatique fait état de l'existence de 2 cycles du 3^e ordre (UAB_{4,2} et UAB_{4,2}).

- *Dans le Toarcien*, la séquence de comblement observée semble également unique (alors que l'on dénombre trois cycles eustatiques dans le même intervalle) et montre l'évolution progressive de marnes noires à *Hildoceras* (zones à Bifrons, Variabilis, Thouarsense) constituant un intervalle transgressif vers le célèbre intervalle condensé appelé « Marnes et marno-calcaires lumachelliques à *Gryphaea sublobata* » (zone à Aalensis, unité j1 in B. Peybernès, 1976). On notera que la limite entre Domérien et Toarcien se marque par une importante discontinuité (hard ground pouvant être corrélé avec la discontinuité à 186,5 Ma) jalonnant la lacune de la base du Toarcien (zones à Tenuicostatum et à Falciferum) qui indique la période de vacuité du bassin liasique.

La distribution géographique de ces différentes formations du Lias moyen/supérieur varie tout au long du chaînon en raison de l'érosion apicale de la série (érosion anté-bathonienne sur le « seuil ariégeois », prolongement méridional du « seuil Cévenol », B. Peybernès et T. Pélissié, 1985). Si le Charmouthien a été reconnu par G. Dubar (1925) aux abords orientaux des gorges de Galamur (et, sur la feuille Tuchan, près de Massac), il semble que le Toarcien soit très fortement réduit (1 m) ou fasse totalement défaut à l'Ouest des gorges.

^j_D. **Jurassique moyen et supérieur. Dolomies cristallines noires et calcaires dolomitiques.** Le Dogger—Malm de la couverture méridionale (zone prépyréenne) du massif de Mouthoumet se limite à quelques rares affleurements subsistant sous le Crétacé moyen/supérieur discordant à proximité des villages de Massac et de Montgaillard, sur la feuille Tuchan voisine. La base des dolomies correspond vraisemblablement au Bathonien « moyen », attribution stratigraphique donnée à quelques mètres de « Calcaires ferrugineux », amygdalaires, épargnés par la dolomitisation (près de Massac) et surmontant directement les marnes toarciennes. Ces calcaires fournissent en effet *Pseudocyclammina maynci* et des nérinées (*Nerinea* gr. *bruntrutana*) et présentent un faciès caractéristique de l'unité j3 (in B. Peybernès, 1976) des Corbières orientales datée grâce à des brachiopodes (Y. Alméras et B. Peybernès, 1979).

Au Sud de Fourtou, le Malm semble seul présent dans le complexe dolomitique de la Serre de Bouchard flottant sur le Keuper. D. Comte (1963) y signale *Clypeina jurassica* ce qui le range au moins dans le Kimméridgien et au plus dans le Portlandien/Tithonique (car il est surmonté par la « brèche-limite » située au passage Jurassique—Crétacé). Sur la feuille Quillan à 1/80 000 (3^e édition) était indiquée, sur ce Malm, l'existence d'une poche de bauxite (Audouy) qui n'est plus visible actuellement. Latéralement, vers l'Est, le « Kimméridgien » a été identifié dans des intercalations calcaires au sommet des dolomies ^j_D, notamment au Roc de Nabant (feuille Tuchan) où M. Téfiani (1967) cite *Cl.jurassica*, *Acicularia* et *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

Dans le chaînon de Galamus, la coupe du col de Saint-Louis (côté est de la route D9) montre successivement au-dessus d'un mince niveau de marnes noires toarciennes (B. Peybernès, 1976) les assises suivantes regroupées sous le sigle j—n1 :

—3,2 m de *calcaires mameux, gréseux et ferrugineux*, à interlits schisteux jaunâtres ou violacés. Ils renferment gastéropodes, ostracodes, échinides (*Hemicidaris* sp.), coprolithes, tiges de charophytes et, surtout, *Pseudocyclammina maynci*. C'est un équivalent du niveau calcaire de base de Massac ; on le rapporte également au Bathonien « moyen » (unité j3 in B. Peybernès, 1976) par comparaison avec les « Calcaires ferrugineux » de la nappe des Corbières ;

—3,5 m de *calcaires blancs, massifs* (épisode j4a in B. Peybernès, 1976) à *Pfenderina salemitana*, *Pseudocyclammina maynci* et *Nautiloculina circulons* (assemblage de la zone à *Ataxella occitanica*, Bathonien « supérieur ») ;

—30 m de *dolomies noires* admettant, à 20 m de leur base, une intercalation calcaire subrécifale à *Trocholina gigantea*, polypiers et *Cladocoropsis mirabilis* (témoin de l'unité J₅, in B. Peybernès, 1976, Oxfordien « supérieur ») ;

—20 m de *brèches polygéniques* kimméridgiennes formant une falaise d'allure marmoréenne ;

—200 m de « *Calcaires à coprolithes* » (unité j7-8, in B. Peybernès, 1976, Kimméridgien) correspondant à des calcaires en plaquettes, plus ou moins dolomitiques, à *Nautiloculina oolithica* et *Trocholina* sp., suivis par des calcaires plus massifs à débris d'entroques et spicules.

En raison des écaillages tectoniques, il est difficile de séparer ces calcaires du Malm de la brèche-limite et des calcaires berriasiens sus-jacents d'où le regroupement de l'ensemble sous le sigle j—n1 dans le seul chaînon de Galamus.

Dans la coupe des gorges de l'Agly, les dolomies inférieures sont en partie étirées ; le Malm sus-jacent est représenté par 130 m de « Calcaires graveleux à dasycladacées » (unité j6, Kimméridgien inférieur in B. Peybernès, 1976), à *Kurnubia palastiniensis*, *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica* et *Salpingoporella annulata* suivis par 250 m de « Calcaires à coprolithes » pétris de *Favreina salevensis* et admettant à leur base quelques niveaux lumachelliques à *Exogyra virgula*. Dans le prolongement oriental du chaînon, les « Calcaires graveleux à dasycladacées » deviennent plus fossilifères (feuille Tuchan) et renferment, outre l'association précitée, *Kilianina rahonensis* et *Parurgonina caelinensis*.

n1a. Berriasien (Serre de Bouchard), calcaires à trocholines, calcaires à algues et calpionelles et brèche-limite (1) à Favreina. Appartenant à la couverture décollée du massif de Mouthoumet, la Serre de Bouchard (Sud de Fourtou) se présente comme une immense dalle de calcaires jurassiques-crétacés flottant sur le Keuper et bordée au Sud par un Crétacé moyen (Cénomaniens) transgressif et discordant jusque sur le Trias (D. Comte, 1963). Au-dessus de la « brèche-limite », niveau repère du passage Jurassique-Crétacé (B. Peybernès, 1976), couronnée ici par un mince niveau de dolomies oolithiques à *Feurtillia frequens*, vient une puissante masse (150 m) de calcaires berriasiens, de couleur beige où se succèdent de bas en haut (B. Peybernès, 1976 ; P. Cugny, 1988) :

— 40 m de « Calcaires à calpionelles » (dont, citées par M. Durand Delga et M. Jaffrezo, 1972, *Crassicolaria parvula*, *Cr. gr. intermedia*, *Cr. brevis* ?, *Tinnopsella gr. carpathica* à petit collier et petites *Calpionella alpina*, assem-

blage du passage Tithonique—Berriasien), à rares *Trocholina alpina-elongata* et dasycladacées, dont *Actinoporella podolica*, *Clypeina ? solkari* et *Salpingoporella annulata*. Ce même ensemble calcaire se développe latéralement, vers l'Est, sur la feuille Tuchan ; ainsi, près de Montgaillard (l'Arbre Haut, la Bouysse, le Roc de Nabant) il renferme la même association de calpionelles (M. Tefiani, 1967 ; M. Durand Delga et M. Jaffrero, 1972) et précède immédiatement le Crétacé supérieur transgressif ;

—40 m de « Calcaires dolomitiques à clypéines », à nombreuses sections de *Clypeina jurassica* et indices d'émersions temporaires (mud cracks) ;

—70 m de « Calcaires à trocholines et dasycladacées », du Berriasien supérieur, à foraminifères benthiques abondants (dont les marqueurs de zone *Keramosphaera allobrogensis* et *Pseudotextulariella courtionensis*, associés à *Trocholina alpina-elongata* et *Pseudocyclammina lituus*, dasycladacées (*Salpingoporella annulata*, *Clypeina ? solkani*, *Actinoporella podolica*, *Macroporella praturloni*, *Triploporella neocomiensis*) et rares calpionelles (*Tintinnoporella* gr. *carpathica* à large collier, *Calpionellopsis oblonga* de la zone D de J. Remane).

Plus au Sud, la partie du chaînon de Galamus représentée sur la feuille n'offre pas de bonne coupe du Berriasien. On notera toutefois le grand développement de la brèche-limite aux abords du col de St-Louis (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet). Celle-ci atteint 150 m sur la route de Caudies (D9) et remanie surtout des « Calcaires à coprolithes » du Malm ; sa puissance n'est que de 40 m au Nord-Ouest de Malabrac où, incluant des blocs de « Calcaires à calpionelles » du passage Jurassique—Crétacé, elle pourrait se révéler légèrement plus récente. Dans les deux cas, la brèche-limite est directement surmontée par les « Calcaires à trocholines et dasycladacées » dont l'épaisseur varie de 50 à 100 m.

Au Sud de la ville de Quillan, dans la vallée de l'Aude, le Berriasien calcaire forme le cœur d'un anticlinal (dont le seul flanc nord est représenté dans les limites de la feuille) affleurant largement au niveau des surplombs rocheux dominant la route D 117 dans les Gorges de Pierrellys. Au sein d'une série « néocomienne » cartographiquement indifférenciée (n1-3), on reconnaît successivement des équivalents, ponctuellement recristallisés, des « Calcaires dolomitiques à clypéines » et des « Calcaires à trocholines et dasycladacées » de la Serre de Bouchard.

n1b-2a. Berriasien terminal à Valanginien inférieur (Serre de Bouchard, Galamus). Calcaires roux en plaquettes et marno-calcaires à *Choffatella pyrenaica*. Il s'agit d'une formation aisément repérable dans la topographie (dépression herbeuse au sein de la masse calcaire « néocomienne »). Ces « Calcaires roux en plaquettes » (unité N₂, passage Berriasien—Valanginien in B. Peybernières, 1976) atteignent 30 m à la Serre de Bouchard où s'observent surtout des calcaires oolithiques ou graveleux, gréséo-glaucouneux (30% de quartz détritique), à *Choffatella pyrenaica*, *Kopetdagaria ? iailaensis*, *Clypeina solkani* et *Macroporella embergeri*. Au Sud du « bassin » de Quillan les « Calcaires roux en plaquettes » affleurent sporadiquement dans les gorges de Pierrellys (flanc nord de l'anticlinal à cœur berriasien déjà cité). On les retrouve plus à l'Est dans les écaillés formant le chaînon de Galamus, notamment près de Malabrac (col de Saint-Louis), où ils renferment des

gyrogonites de charophytes (issus de l'érosion du continent proche), et dans les gorges de Galamus elles-mêmes où ils admettent une passée ligniteuse (visible au niveau du parking de l'entrée sud, associée à une faille mylonitisée).

Fourissant une faune condensée d'ammonites pyriteuses du passage Berriasien—Valanginien dans les Pyrénées ariégeoises (« Marnes de Francazal » in B. Peybernès, 1976), les « Calcaires roux en plaquettes », riches en glauconie, peuvent être considérés comme l'intervalle transgressif et l'intervalle condensé d'une séquence de dépôt incluant les calcaires valanginiens sus-jacents (prisme de haut niveau marin) et corréléable avec le cycle de 3^e ordre LZB-2-1 intercalé entre les discontinuités à 126 et à 128,5 Ma.

n2b-4. **Valanginien à Barrémien indifférenciés (Serre de Bouchard). Calcaires blancs oolithiques à algues, orbitolinidés, charophytes et valdanchelles à la base.** A la Serre de Bouchard, le Valanginien (inférieur ?) est représenté par 40 m de « Calcaires graveleux à pfendérines » (unité N₃, in B. Peybernès, 1976), calcaires massifs de haute énergie évoquant déjà le faciès urgonien par la présence de quelques rudistes. Ils renferment une riche microfaune de foraminifères benthiques dont *Trocholina alpina-elongata*, *Valdanchella miliani*, *Choffatella pyrenaica*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Pfenderina neocomiensis* (abondante), *Eclusia moutyi* etc. Dans la nappe des Corbières, les calcaires graveleux du Valanginien sont suivis par la formation des « Calcaires jaunes à bryozoaires » attribuée au Valanginien supérieur ? — Hauterivien (unité N₄ in B. Peybernès, 1976). Cette dernière formation fait défaut sur le territoire de la feuille Quillan, la lacune correspondante pouvant s'expliquer par une baisse très brutale du niveau des eaux (discontinuité à 126 Ma de B.U. Haq *et al.*, 1987, la plus marquée de la charte eustatique du Crétacé inférieur) engendrant une forte érosion en amont. Toujours à la Serre de Bouchard, les calcaires du Valanginien inférieur sont directement surmontés par les calcaires barrémiens disposés en onlap sur l'ensemble des Pyrénées. On distingue d'abord 100 m de « Calcaires urgo-barrémiens » (unité U₁, Barrémien inférieur, in B. Peybernès, 1976), massif, graveleux, à rares orbitolinidés primitifs et dasycladacées (*Angioporella fouryae*, *Salpingoporella muehlbergii* et *Heteroporella paucicalcareae*), correspondant à l'intervalle transgressif, puis, au-dessus, 60 m de « Calcaires à annélides » (unité U₂, Barrémien supérieur — extrême base du Bédoulien in B. Peybernès, 1976), de type marginolittoral, à *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis gr. cuvillieri-kiliani* et *Choffatella decipiens*.

Dans la coupe des gorges de Pierrellys, les deux formations barrémiennes sont cartographiquement distinguées du Valanginien et regroupées sous le sigle n4. On observe le long de la RD.117, sur le flanc sud de l'anticlinal à cœur de Berriasien (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet), 50 m de « Calcaires urgo-barrémiens », à rudistes et foraminifères (*Paleodictyoconus cuvillieri*, *Pfenderina globosa*, *Nautiloculina cretacea*, *Neotrocholina cf. friburgensis*, *Melathrokerion*), puis 50 m de « Calcaires à annélides », plus sombres, à palorbitolines, choffatelles, dasycladacées (*Salpingoporella muehlbergii*, *Actinoporella podolica*) et débris de charophytes. Ces calcaires sont couronnés par une discontinuité majeure marquant un brusque approfondissement du milieu de dépôt, et corréléable, à l'échelle de la chaîne, avec la discontinuité intra-Bédoulien basal à 112 Ma.

On notera enfin que, le long du chaînon de Galamus, seule la première formation barrémienne (« Calcaires urgo-barrémiens ») subsiste par érosion apicale précédant le dépôt des « Calcaires à *Iraqia* » du passage Bédoulien-Gargasien ; elle se réduit vers l'Est (feuille Rivesaltes) et constitue alors le mur des bauxites les plus occidentales du col du Brézou pour disparaître à l'Est de ce col. Vers l'Ouest, au contraire, la formation se développe pour atteindre 80 m au col de Saint-Louis où elle admet à la base, un mince niveau à charophytes (*Atopochara trivolvis*) (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet).

n5. Bédoulien. Marnes et calcaires marneux à *Deshayesites*. A la Serre de Bouchard, la discontinuité à 112 Ma qui couronne les calcaires barrémiens précède un Bédoulien réduit en épaisseur, premier terme d'une séquence de dépôt (cycle LZB₄₋₁) tronquée à son sommet par l'érosion antécénomaniennne. On y reconnaît 50 m environ de « Marnes à *Deshayesites* », à intercalations marno-calcaires riches en *Palorbitolina lenticularis*, choffatelles, trigonies, oursins, polypiers et *Exogyra aquila* (prisme de bas niveau marin) suivis par 100 m de « Calcaires à préorbitolines » (inclus sur la carte dans l'ensemble n6a3U), massifs, qui représentent probablement l'intervalle transgressif. Il s'agit d'un équivalent de l'épisode U_{3a} in B. Peybernès 1976 rapporté à la partie moyenne du Bédoulien (zone à *Praeorbitolina cormyiwienandsi*). Ces mêmes calcaires du Bédoulien « moyen » se retrouvent au cœur de l'anticlinal de la Fontaine Salée (vallée de la Sals) flottant sur le Keuper (contact stratigraphique originel possible, traduisant un onlap) et recouverts par le Cénomanienn discordant du flanc sud de la structure.

Dans la partie sud de la feuille, le Bédoulien n'est pas connu ; il se développe par contre sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet et atteint 300 m dans les gorges de Pierrellys, sur le flanc sud de l'anticlinal à cœur de Berriasien. Il est alors représenté par des « Marnes à *Deshayesites* » relativement profondes, livrant des ammonites pyriteuses d'un Bédoulien déjà élevé avec, à la base, *Dufrenoyia lurensis* et *Deshayesites deshayesi* de la zone à *Deshayesi* (J.P. Bousquet, 1975) et, plus haut, *Dufrenoyia dufrenoyi* de la zone à *Bowerbanki* (J. Esquevin *et al.*, 1971). Ces marnes s'amincissent vers l'Est et disparaissent complètement dans la partie orientale de la Forêt de Fanges et au col de Saint-Louis, où leurs horizons les plus jeunes semblent remplacés latéralement par les « Calcaires à *Iraqia* » transgressifs sur le Barrémien.

n6a1. Passage Bédoulien-Gargasien et Gargasien inférieur. Calcaires à *Iraqia simplex*, mésorbitolines, *Toucasia*. Seule la partie supérieure de l'assise n6a1 est représentée sur la feuille, dans les gorges de Pierrellys. Sur le flanc nord de l'anticlinal à cœur berriasien précédemment mentionné, des calcaires du Gargasien inférieur, à mésorbitolines, viennent en contact anormal avec les calcaires barrémiens n4. Sur le flanc sud de la structure, c'est également le Gargasien inférieur (épisode U_{4a} « Calcaires à *Mesorbitolina parva* » in B. Peybernès, 1976) qui a été identifié dans la masse urgoniennne. Celle-ci, épaisse de 150 à 200 m au Cap de Fer et au Roc des Bruyères (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet), surmonte sans discontinuité apparente les « Marnes à *Deshayesites* » de Saint-Martin-Lys.

L'ensemble n5-n6a1 constitue une mégaséquence à tendance régressive et à valeur de séquence de dépôt car corrélable avec le cycle LZB₄₋₁ ; un hard

ground ferrugineux visible près de Quirbajou couronne la séquence (discontinuité à 109,5 Ma). Dans la coupe du col de Saint-Louis, plus à l'Est, toujours sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, les « Calcaires à *Iraqia* » sont présents à la base de l'Urgo-Aptien reposant directement sur le Barrémien. Il s'agit de 50 m de calcaires bioclastiques à *Iraqia simplex*, *Simplorbitolina praesimplex* et *Palorbitolina* sp., suivis par 250 m de « Calcaires à *Mesorbitolina parva* », riches en *Toucasia*.

La discontinuité à 109,5 Ma se marque par un net approfondissement que traduit le dépôt des « Marnes de Malabrac » (unité M2b, Gargasien « supérieur» in B. Peybernès, 1976) sus-jacentes. Ces dernières présentent à leur sommet un intervalle de condensation à ammonites du Gargasien inférieur (zone à *Nisus*—*Martinioides*), dont *Epicheloniceras tschernyschewi*, et du Gargasien supérieur (zone à *Subnodosocostatum*—*Nutfieldensis*), dont *Parahoplites* aff. *cunningtoni* (M. Collignon *et al*, 1968) ; elles amorcent une nouvelle séquence de dépôt « Marnes de Malabrac » (intervalle transgressif puis intervalle condensé) puis les « Calcaires récifaux à floridées encroûtantes » (Clansayésien, prisme de haut niveau marin largement progradant), corréléable avec le cycle LZB₄₋₂ et couronné par la discontinuité à 107,5 Ma.

n6a2. Gargasien. Marnes à exogyres et mésorbitolines, de la vallée de l'Aude. n6a3M. **Gargasien supérieur. Marnes de Montmija à *Mesorbitolina minuta*.** A l'Ouest de la vallée de l'Aude, les « Marnes de Malabrac » sont remplacées par les « Marnes de Montmija », à *Mesorbitolina minuta* et *Simplorbitolina aquitana* (assemblage du Gargasien supérieur) qui se développent au sein de l'écaille synclinale de Tury—Montmija sur la feuille Lavelanet voisine. Notées n6a-3M, ces marnes sont aussi l'équivalent partiel des « Marnes de Quirbajou » (n6a2) qui, dans la vallée de l'Aude, atteignent 200 m d'épaisseur et renferment, outre *M. minuta*, des ammonites de la transition Gargasien inférieur/Gargasien supérieur (dont *Épicheloniceras* aff. *subnodosocostatum* in J. Esquevin *et al.*, 1971).

n6a3(J. Calcaires de faciès urgonien. A la série de Bouchard, ce faciès est regroupé avec les formations indifférenciées n6a du Gargasien.

n6bU. Clansayésien. Calcaires à faciès Urganien, à algues floridées. Ces calcaires massifs appelés « Calcaires récifaux à floridées encroûtantes » (épisode U_{uc1}, in B. Peybernès, 1976) forment une falaise abrupte aux entrées nord et sud des gorges de Pierrellys. Il s'agit de 200 m de calcaires récifaux à polypiers coloniaux, rudistes, bryozoaires, orbitolines (*Mesorbitolina texana*) et algues floridées, d'abord encroûtantes (*Archaeolithothamnium rude* et *Kymalithon belgicum*) puis branchues (*Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum*). Ces calcaires, qui relèvent probablement de la partie inférieure du Clansayésien, sont couronnés par une discontinuité majeure (107,5 Ma) marquant une baisse brutale des eaux et la réapparition des épais prismes terrigènes. On les retrouve sous forme d'écailles jalonnant le chevauchement du Pays de Sault qui limite au Nord le bassin de Quillan, soit en contact stratigraphique avec les dolomies jurassiques j^D, soit en contact anormal avec le Keuper ts de la bande du Bézu.

n7b. Albien inférieur- ? moyen du « bassin » de Quillan. Les contours de l'Albien inférieur- ? moyen reportés sur la feuille Quillan correspondent, en

fait, à une carte de faciès conforme aux travaux déjà anciens de J.P. Gélard (1969), où sont distingués les dominantes pélitique (n7bM), gréseuse (n7bG) et calcaire (n7bC). Actuellement l'application des méthodes de la stratigraphie séquentielle au sens de P.R. Vaïl *et al* (1987) permet d'aller plus loin et de proposer le découpage de l'épaisse série albienne du « bassin » de Quillan en 3 séquences de dépôt corrélables au moins partiellement avec les cycles eustatiques de 3^e ordre (J.C. Aragon, 1988). Ces 3 séquences, appelés C₁, C₂ et C₃ regroupent 8 formations cartographiables dans lesquelles les 3 faciès lithologiques précités n7bM, n7bG et n7bC sont généralement représentés.

• **Séquence de dépôt C₁ (Clansayésien « moyen » à Albien basal).**

Épaisse de plus de 1300 m et présentant une évolution granulométrique négative, cette séquence occupe les parties occidentale et centrale du « bassin » de Quillan et s'articule en deux formations F₁ et F₂ se succédant sans coupure majeure et regroupées sur la feuille sous le sigle n6b-7a.

— La formation F₁ ou « Marno-calcaires et pélites de Ginolès » (300 m) est l'homologue des « Marnes noires à *Hypacanthoplites* » connues dans l'ensemble du domaine pyrénéen (B. Peybernès, 1976) ; elle comprend deux membres dont les faciès successifs traduisent un approfondissement du milieu de dépôt :

—F_{1a} (100 m) : marno-calcaires de plate-forme, reposant sur les calcaires n6bU) et livrant près du col du Portel, des ammonites de la sous-zone à *Rubricosus* (Clansayésien « moyen ») de la zone à *Jacobi*, dont *Hypacanthoplites rubricosus* et *H. elegans*, et, plus haut, des ammonites (*H. corrugatus* ou *H. shepherdii*) de la zone à *Tardefrucata* (J. Esquevin *et al.*, 1971 in B. Peybernès, 1976) ;

—F_{1b} (200 m) : pélites de plate-forme distale débordant transgressivement F_{1a} vers le Nord-Est et reposant directement sur n6bU près de Saint-Just et du Bézu (ce qui traduit une rétrogradation du continent vers le Nord-Est). On observe bien ces faciès dans le quartier de la Jonquière à l'Ouest de Quillan. L'ensemble F₁ est interprété comme l'intervalle transgressif de la séquence C₁.

— La seconde formation, F₂ ou « Grès de Laval », correspond aux « Grès verts, inférieurs » des Corbières (B. Peybernès, 1976). Il s'agit d'un épais (1 000 m) ensemble grésopélitique et glauconieux, à taux de sédimentation très élevé, rapporté au système de dépôt deltaïque. Affleurant surtout le long de la rive droite de l'Aude, cette formation comporte des pélites et des siltites laminées, des pélites sableuses prodeltaïques et des grès glauconieux frontodeltaïques (carrière Jourdan près de Laval), organisés en séquences négatives qui traduisent la progradation des dépôts vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire vers l'axe du bassin. La limite supérieure de F₂ est fixée à l'apparition brusque des termes carbonatés et pélitiques de F₃, à faciès de plate-forme distale ; cette surface est localement marquée par une véritable discordance angulaire. Les « Grès de Laval » livrent des ammonites de la zone à *Mammillatum*, c'est-à-dire du sommet de l'Albien inférieur (J. Esquevin *et al.*, 1971, in B. Peybernès, 1976). Ils sont interprétés comme représentant le prisme de haut-niveau marin de la séquence de dépôt C₁. Intercalée entre les cycles LZB₄₋₂ (Urgonien) et UZA₁₋₁ (séquence C₂), la séquence C₁ n'est corrélable avec aucun des cycles eustatiques de la charte de B.U. Haq *et al* (1987).

• **Séquence de dépôt C₂ (Albien inférieur).** D'une puissance de 400 m, cette seconde séquence ne s'observe que dans la partie centrale et orientale du bassin (par exemple le long de la route D 609, entre Saint-Julia et le Moulin du Roc et ne présente que des faciès de plate-forme distale et des cortèges sédimentaires de haut-niveau marin. Elle s'articule en 3 formations successives F₃, F₄, F₅ (F₃ disparaissant dans la partie orientale du bassin ou F₄ repose directement sur l'Urgonien n6bU).

—La formation F₃ ou « Marno-calcaires et pétilites du Moulin de Balance » comporte surtout des séquences négatives métriques pétilites calcaires marneux (couronnés par des discontinuités mineures) avec, toutefois une évolution générale positive marquée par une proportion de pétilites de plus en plus importante vers le haut. Ce dernier fait implique un approfondissement du milieu et une rétrogradation de la plate-forme distale, d'où assimilation de F₃ à un intervalle transgressif.

—La formation F₄ ou « Pétilites du Moulin du Roc » (faciès n6b-7aM sur la carte)affleure bien dans l'anticlinal du Bézu et peut être subdivisée en 2 membres successifs :

—F_{4a} (10 m) : tempestites calcaires (talus de la route D 46 entre Saint-Just et Le Bézu) et niveaux de condensation à trigonies et turritelles (ruines de La Jacotte à l'Est du Bézu). Il s'agit d'un intervalle condensé jalonnant une surface basale de progradation. Grâce au jeu d'une faille normale synsédimentaire, F_{4a} peut recouvrir directement l'Urigo-Aptien. Ces faciès zoogènes, bien connus dans l'ensemble des Corbières sous le nom de « Marnes à trigonies » (B. Peybernès, 1976) pourraient encore correspondre à la zone à Mammillatum ;

—F_{4b} (100 m) : pétilites, à intercalations calcaréo-gréseuses vers le sommet du membre. F_{4b} (ainsi que F₅ sus-jacente) représente le prisme de haut niveau marin car les calcaires de F₅ s'amenuisent vers le Sud et passent latéralement aux pétilites F₄ d'où progradation des calcaires vers le bassin dans cette direction.

— La troisième formation F₅ ou « Calcaires de la Pique du Bec » (faciès n7bC)

se remarque bien dans la topographie du « bassin » de Quillan par ses 2 puissantes barres calcaréo-gréseuses (ou « dalle du Bec ») séparées par une vire pétilitique. La formation se termine par un horizon bioconstruit, à madréporaires tabulaires et floridées, couronné par un fond-durci. Les 2 barres précitées renferment une association de foraminifères benthiques, d'abord circalittorale puis infralittorale, souvent resédimentée (*Simplorbitolina manasi*, *Hensonina lenticularis*, etc.) ; l'évolution granulométrique y est négative. On peut corréler l'ensemble de la séquence de dépôt C₂ avec le cycle eustatique UZA1-1 (entre 107,5 et 106 Ma).

• **Séquence de dépôt C₃ (Albien inférieur à ? moyen).** Plus complète que

C₁ et C₂, C₃ inclut successivement des cortèges sédimentaires de prisme de bordure de plate-forme (F₆), d'intervalle transgressif (F₇) et de prisme de haut niveau marin (F₈), se développant vers le Sud-Ouest. La surface basale se marque par un fond-durci généralisé que H. Calvez (1989) corréle avec la discontinuité à 106 Ma grâce à la découverte, juste au-dessus, de *Leymeriella* cf. *densicostata* (zone à Tardefurcata, sous-zone à Regularis, Albien basal). Cette récolte pourrait remettre en question la présence de la zone à Mam-

millatum dans les grès de F₂ sous-jacents. Au sommet, la séquence C₃ est tronquée par une surface d'érosion précédant le dépôt des calcaires cénomaniens notés C₂, transgressifs et discordants (discordance visible depuis la route D 109 en regardant vers le sommet de Mazaby).

— *La première formation F₆ de la séquence de dépôt correspond aux « Calcaires gréseux de la Serre de Bec »* (faciès 7bC) qui constitue la surface structurale de la « dalle du Bec ». F₆ forme aussi le relief qui, au Sud du ruisseau du Bec, domine Saint-Julia, où elle repose directement sur F₄ et disparaît sous la discordance cénomaniennne (Bois du Lauzet). Quand F₆ vient sur F₅, un fond-durci se situe à l'interface ; il peut être interprété comme une surface de transgression. La citation d'un *Beudanticeras* sp. (H. Calvez, 1989) au sommet de F₆ pourrait indiquer (?) le passage à l'Albien moyen.

— *La formation F₇, ou « Grès des Tourrets »* (faciès n7bC et n7bG) correspond à une mésoséquence positive, de rétrogradation, évoluant vers des faciès de plate-forme de plus en plus distale (approfondissement). Elle comporte successivement et latéralement des grès roux, des calcaires gréseux et des calcaires gréseux à intervalles pélitiques de plus en plus épais. Au sommet, l'intercalation de niveaux fortement bioturbés suggère la possibilité d'un intervalle condensé. La dernière formation albienne du « bassin de Quillan », F₈ ou « Pérites de la Coume du Bec » est épaisse de 200 m et inclut uniquement des faciès de plate-forme distale (notés n7bM) aucun argument décisif ne permet d'attribuer F₈ à une partie précise de l'Albien. En effet, les nannofossiles (J.C. Aragon, 1988), les palynomorphes et les ostracodes (B. Peybernès, 1976) indiquent l'Albien au sens large. La présence de l'Albien supérieur semble toutefois exclue, cette partie de l'étage étant représentée plus à l'Est (Lame de Camps — Peyrepertuse) sous un faciès plus profond (cône sous-marin et prisme de bas-niveau marin), assimilé au flysch noir des Pyrénées centrales et occidentales.

La séquence de dépôt C₃ peut être parallélisée avec le cycle eustatique UZA-1-2. La succession des 3 séquences de dépôt du « bassin » de Quillan révèle un approfondissement saccadé du bassin de sédimentation et une rétrogradation de ses marges vers le Nord (tabl. 2).

n7c. Albien supérieur-Vraconien. Ensemble marno-calcaire avec olistolithes, à *Planomalina buxtorfi* et *Ticinella roberti*. Sous le sigle n7c sont en fait regroupées deux formations albiennes successives affleurant en série renversée le long de la route D 16 reliant Cubières aux Gorges de Galamus (fig. 2). Elles appartiennent à la « Lame de Camps—Peyrepertuse » considérée comme l'équivalent de la sous-zone sub-ariégeoise des Pyrénées centrales (B. Peybernès, 1976). Ces formations sont, du Sud vers le Nord et de bas en haut, le « Complexe flyschöide à floridées » (unité Fl₁/Br, in B. Peybernès, 1976) et les « Marnes à *Planomalina buxtorfi* » (unité M₈, in B.P., 1976). Le « Complexe flyschöide à floridées », ultérieurement rebaptisé dans les Corbières « formation de Duilhac » par P. Souquet *et al* (1985) et inclus dans le « Groupe du Flysch Noir », a une épaisseur minimum de 300 m (sa base, masquée par le chevauchement du Pic de Bugarach, n'est pas connue). Il comporte successivement :

— 120 m de marnes sombres, replissées, à foraminifères planctoniques de l'Albien supérieur *sensu stricto* dont *Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana debriensis*, *Globigerinelloides caseyi* ;

—100 m de turbidites : calcaires gréseux (à *Mesorbitolina texana*, *M. aperta*, *Conicorbitolina paeneconica*, *Hensonina lenticularis*, *Favusella washitensis*, *Paraphyllum primaevum*, *Agardhiellopsis cretacea*), pélites (à foraminifères planctoniques, dont *Ticinella* aff. *praeticinensis* de la zone à *Ticinella breggiensis* - Albien supérieur *s.s.*) ;

—un cordon d'olistolithes (blocs de dolomies jurassiques et de calcaires albiens à *H. lenticularis*). L'apparition de ces faciès de cône sous-marin/bas de talus qui dénotent une baisse importante du niveau des eaux et une très forte érosion des marges pourrait correspondre à la discontinuité à 98 Ma de la courbe eustatique qui se marque nettement à l'échelle pyrénéenne ;

—un nouveau complexe turbiditique assurant un passage progressif (prisme de bas-niveau marin) aux marnes sus-jacentes. Celles-ci, appelées « Marnes à *Planomalina buxtorfi* », sont épaisses de 80 m et incluent encore quelques minces intercalations à cachet turbiditique bien que marquant la plate-forme distale.

Agencées en séquences positives et transgressives, ces marnes correspondent probablement à un intervalle transgressif donc rétrogradant. Elles livrent une association de foraminifères planctoniques du Vraconien inférieur dont, outre *P. buxtorfi*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *P. stephani* et *Rotalipora appenninica*. La limite Albien—Cénomaniens doit être recherchée, au-dessus de ces marnes, au sein des « Calcaires grésoglaucieux en dalles » (B. Peybernès, 1976) appelés dans la légende de la feuille « Calcaires à simplalvéolines » (c1C). En effet, a été trouvé à l'interface entre les deux formations près de Duilhac (feuille Tuchan) un niveau de condensation à *Ostlingoceras puzozianum*, marqueur de la zone à Dispar (Vraconien supérieur). L'ensemble olistolithes (cône sous-marin)/turbidites (prisme de bas-niveau marin) — marnes à *P. buxtorfi* (intervalle transgressif) — niveau à *O. puzozianum* (intervalle condensé) — base des « Calcaires grésoglaucieux en dalles » (prisme de haut-niveau marin) pourrait correspondre à une nouvelle séquence de dépôt corrélable avec le cycle de 3^e ordre UZA2-1.

C2M-C1-2. Marnes à Rotalipores (Cénomaniens marneux ; 400 m environ). Bien qu'apparaissant sous un même faciès relativement homogène de marnes et de marno-calcaires de teinte claire il a été possible de reconnaître grâce aux assemblages microfauniques les grandes subdivisions stratigraphiques du Cénomaniens ; Cénomaniens inférieur à *Rotalipora montsalvensis*, *R. brotzeni*, *R. appenninica*, *R. micheli* ; Cénomaniens moyen-supérieur à *R. cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. cf. deecke*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. cf. gibba*, *P. aff. algeriana* ; Cénomaniens supérieur (à Turonien basal) à *R. cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. deecke*, *P. algeriana*, *Whiteinella* cf. *archaeocretacea*, *Hedbergella paradubia*, *H. portdownensis*, *Marginotruncana* aff. *sigali*, *Gavelinella* cf. *tourainensis* (dét. B. Porthault in M. Bilotte, 1985).

Ce Cénomaniens marneux admet les 2 niveaux carbonatés repères suivants :

—c1C : au **Cénomaniens inférieur**, sur 20 m, une alternance de bancs carbonatés et silteux à *Simplalveolina simplex*, *O. (C.) conica*, *Daxia cenomana*, *Pseudocyclammina rugosa* ; un *Turrilites* gr. *tuberculatus* y a été trouvé par J.P. Bouillin (1967) ;

	Zones d'Ammonites	B. PEYBERNES 1976 (Quillan Ouest)	J.-C. ARAGON (1988)		Est	Signes sur la feuille (faciès)	B. PEYBERNES, 1976 (Bézu-Quillan Est)	
ALBIEN INFÉRIEUR à ? MOYEN	TARDEFURCATA	Non affleurant	Non affleurant		Séquence de dépôt C3	F8 Pélites de la Coume du Bec	n7bM	Ensemble marneux supérieur
						F7 Grès des Tourrets	n7bG/n7bC	Ensemble calcaéo-gréseux moyen (U6)
						F6 Calcaires gréseux de la Serre de Bec	n7bc	
				Séquence de dépôt C2	F5 Calcaires de la Pique de Bec			
		Marnes à Trigonies (M5)	C2	F3 Marno-calcaires et pélites du Moulin de Balance	Lacune	F4 Pélites du Moulin du Roc		Ensemble marneux inférieur (M4)
			Séquence de dépôt C1	F2 Grès de Laval		n6b-7a M		
				F1 Marno-calcaires et pélites de Ginoles				
ALBIEN	JACOBI	Marnes noires à <i>Hypacanthoplites</i> (M4)	Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes (U4c)			n6bU	Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes	

Tableau 2 - Comparaison des différentes nomenclatures dans l'Albien du Bassin de Quillan et principaux faciès cartographiés

— C2G : **au Cénomaniien moyen**, des calcaires gréseux roux et des grès ferrugineux (20 m) à *Praealveolina cretacea*, *Ovalveolina ovum*, orbitolines et *Caprina adversa*.

C2. Cénomaniien. Zone sous-pyrénéenne. Dans la zone sous-pyrénéenne (*sensu stricto*) qui se développe plus au Nord dans les plis de la Fontaine Salée et de Rennes-les-Bains, ou plus à l'Ouest dans les plis de Saint-Louis et du Bézu, le Cénomaniien est toujours incomplet par la base, et, du Sud vers le Nord, se sont des termes de plus en plus récents qui reposent sur un substratum de plus en plus ancien. Ce dispositif, classique de la transgression cénomaniienne, est typique d'un schéma de rétrogradation littorale (« onlap » cotier).

Les principaux faciès rencontrés sont respectivement de bas en haut :

- **Cénomaniien moyen**: un ensemble carbonaté, épais de 15 à 30 m, dominé par des calcaires gréseux roux à orbitolines (3). Sur la bordure nord-ouest de la boutonnière de Fourtou sont conservées, sur les calcaires blancs de l'Aptien, des marnes noires ligniteuses, riches en matière organique, ambre et faunes de lamellibranches de milieu saumâtre : *Lucina gaudryi*, *Cyrena proboscidea*, *Cyprina mondragonensis*, *Dosinia delettei*, *Exogyra flabellata*, *Cardium* sp. ; les calcaires gréseux roux qui sont d'abord associés à ces marnes noires, les surmontent et les débordent latéralement ; ils sont caractérisés par l'association de foraminifères suivante : *O. (O.) concava*, *O. (C.) conica*, *O. (C.) paeneconica*, *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Trocholina* sp. gr. *T. arabica*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Nezzazata simplex*, *Trochospira avnimelechi*, *Cuneolina conica*.

- **Cénomaniien supérieur**: il est représenté par 2 faciès dominants qui, soit s'intriquent l'un à l'autre, soit se superposent :

— *Calcaires à préalvéolines* (2). Ce sont des calcaires micritiques blancs à bruns dont l'épaisseur n'excède pas 15 m et au sein desquels les foraminifères porcelanés et surtout les alvéolinidés sont dominants ; sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu la coupe des Escudiés est des plus typiques. On y reconnaît (M. Bilotte, 1985), *Simplalveolina simplex*, *Praealveolina cretacea brevis* (la localité-type de cette espèce se situe plus au Nord, dans l'anticlinal de la Fontaine Salée, sur la piste des Baillesats), P.gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Trochospira avnimelechi*, *Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*, *Biconcava bentori*, *Moncharmontia apenninica*, *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, *Cuneolina conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nummoloculina regularis*, *Cyclolina cretacea*.

Ces calcaires sont surmontés, sur l'anticlinal de la Fontaine Salée par des marnes ocre à très riche faune dont *Pseudaspidoceras* sp., *Terebratula phaseolina*, *Terebratella carentonensis* et très nombreux ostracodes (M. Bilotte, 1985), dans la coupe des Escudiés par une bioconstruction à coelentérés.

— *Calcaires récifaux à caprinules* (1). Ce sont des biostromes d'épaisseur métrique mais d'extension régionale. Les caprinidés y sont quasiment exclusifs avec *Caprina adversa* et *Caprinula boissyi*. Dans la région de Fourtou, le biostrome à caprinules est surmonté d'une bioconstruction à *Sauvagesia* gr. *nicasei-sharpei*, *Apricardia* sp., *Radiolites* gr. *sauvagesi*, épaisse d'une douzaine de mètres.

Turonien. Le Turonien a sur le territoire de cette feuille une extension comparable à celle du Cénomaniens supérieur auquel il succède généralement, sauf au Nord de Rennes-les-Bains, où, très localement, il repose directement sur le Paléozoïque de la branche du Cardou.

Du Turonien inférieur au Turonien supérieur s'observe, du Sud vers le Nord, sur une transversale allant du synclinal de Saint-Louis à celui de Rennes-les-Bains, une nette zonation des dépôts. Celle-ci s'estompe et disparaît au Turonien sommital.

C3a. Turonien inférieur-moyen (30 à 60 m). Il est représenté, du Sud vers le Nord, par les faciès suivants : marnes brunes à rouge brique à *Praeglobotruncana prae-helvetica*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, dans l'écaille du flanc inverse du synclinal de Saint-Louis ; marno-calcaires sombres, glauconieux, à *Orbirhynchia cuvieri*, *Mammites* sp., *Dicarinella hagni*, *D. imbricata*, *Whiteinella archaeocretacea*,..., dans les flancs de l'anticlinal du Bézu ; grès quartzeux azoïques et calcaires noduleux à *Halimeda ellioti* de l'anticlinal de la Fontaine Salée ; grès quartzeux azoïques du flanc sud de la branche du Cardou.

C3b. Turonien moyen à supérieur (30 à 100 m). La séparation des faciès devient plus affirmée avec respectivement, du Sud vers le Nord :

- **marnes à faunes pélagiques** (3) — *Spathites* (*J.*) *reveliereanum*, *Helvet. helvetica*, *Marginotruncana renzi*, *M. pseudolinneiana*, *M. angusticarinata*, ... — et calcaires glauconieux de Montplaisir à pithonelles, *Romaniceras deverianum*, *Conulus subrotundus* ;
- **terrigenes deltaïques et carbonates bioconstruits de l'anticlinal de la Fontaine Salée** (2). Les calcaires à rudistes forment l'un des principaux attraits de cette structure. Les gisements, nombreux et souvent très riches, se répartissent entre les 2 flancs de l'anticlinal. L'essentiel de la faune est constitué par *Hippurites* (*H.*) *requieni*, *Pseudovaccinites petrocoriensis*, *Pv. beaussetensis*, *Pv. inferus* et var *praegiganteus*, *Vaccinites grossouvrei*, *Durania cornupastoris*, *Praeradiolites ponsianus*, *Sphaerulites patera*, *Plagioptychus* aff. *arnaudi*,..., avec ponctuellement quelques rares ammonites, *Romaniceras* sp., *R.* aff. *kallesi* ;
- **terrigenes deltaïques et calcaires à dasycladacées** (3) **du flanc sud de la branche du Cardou**. Au sein d'une épaisse série terrigène deltaïque (100 m) ou l'organisation en séquences de comblement marnes-grès est localement très nette, se distinguent 2 niveaux de calcaires noduleux gris ; le second, décamétrique, est surtout intéressant par son contenu faunistique composé de *Coilopoceras requienianum*, *Romaniceras* cf. *deverianum*, *Hemiasiter desori*, *Cardium*, gastéropodes ; le microfaciès est celui d'une biomicrite riche en fragments de thalles de dasycladacées dont *Halimeda ellioti* ; quelques foraminifères benthiques—*Dictyopsella* aff. *kiliani* et *Vidalina hispanica* — sont aussi représentés.

La zonéographie mise en évidence dans le Turonien moyen-supérieur de la feuille Quillan s'accorde avec l'existence sur l'anticlinal de la Fontaine Salée d'une zone haute siège d'une sédimentation bioconstruite jouant le rôle de barrière récifale séparant les dépôts d'une plate-forme carbonatée

ouverte au Sud, dans le synclinal de Saint-Louis, de ceux internes, terrigènes, de nature deltaïque, au Nord dans le synclinal de Rennes-les-Bains. Le schéma, ci-après, rend compte de cette organisation (fig. 3).

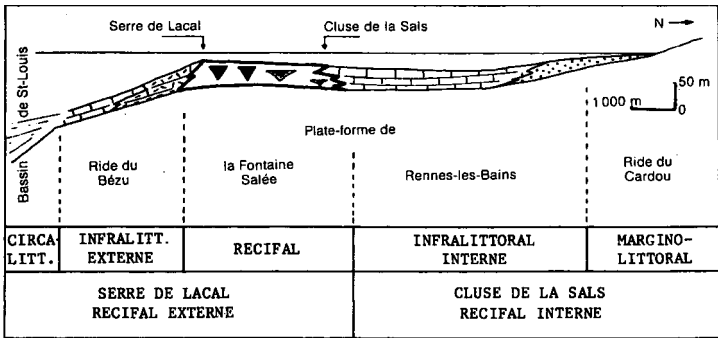


Fig. 3 - Zonation de la plate-forme au Turonien moyen-supérieur
(d'après M. Bilotte, 1985)

C3c. Turonien sommital (15 à 40 m). Il est dominé par une sédimentation silico-clastique. Alors que tous ces terrigènes sont azoïques dans les limites du synclinal de Rennes-les-Bains, sur le revers méridional de la Fontaine Salée, ils admettent un niveau de 5 à 6 m de calcaires bioconstruits (2) qui se suit en continuité à l'Est de la faille des Capitaines. Connu sous le nom de «Calcaires du Moulin de l'Agly», ce niveau surtout riche en coelentérés renferme aussi des rudistes — *H. (H.) socialis*, *Pv. aff. beaussetensis*, *Pv. aff. zurcheri*, *Pv. corbaricus*, *Pv. giganteus*, *Praeradiolites subpalleti*, *Durania cornupastoris*, *Sphaerulites patera* et *Medeella undaesaltus* —, de nombreux thalles de *Parachaetetes asvapatii*, et fréquemment un foraminifère du genre *Peneroplis*.

Sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains, les derniers niveaux terrigènes du Turonien sommital sont constitués, sur 5 m, de brèches à lydiennes, quartz et schistes paléozoïques empruntés au socle hercynien du Mouthoumet.

C4a. Coniacien inférieur. Calcaire ocre graveleux à *Peroniceras*. Alors que dans les synclinaux de Camps et de Saint-Louis, le Coniacien inférieur est représenté par des marnes à foraminifères planctoniques indissociables du Coniacien supérieur et du Santonien inférieur, partout ailleurs sur le territoire de la feuille Quillan, le Coniacien inférieur est sous un faciès de calcaires ocres graveleux à *Peroniceras* ; il constitue une formation de 8 à 10 m d'épaisseur, régionalement connue sous le nom de Calcaires de Montferland et réputée pour avoir livré à son sommet, à Montferland et aux environs de Soulatgé, des faunes d'ammonites typiques du Coniacien inférieur, dont *Peroniceras subtricarinarum*, *Tissotia ewaldi*, *Tissotia haplophylla*, *T. redtenbacheri*, *T. robini*, ... (P. Sénesse, 1937). Leur contenu microfaunique se compose essentiellement de *Vidalina hispanica*, «*Nonion*» sp. et *Pseudocyclammina sphaeroidea*.

L'évolution sédimentaire au sein des Calcaires de Montferrand indique de bas en haut une baisse du niveau d'énergie en relation avec un approfondissement du milieu.

C4b-5a. Coniacien supérieur — Santonien inférieur.

• **Dans la zone des écailles sous-pyrénéennes** (lame de Camps—Peyrepertuse) une trilogie lithologique, marnes - calcaires - marnes (formation de Peyrepertuse (M. Bilotte, 1985) occupe l'intervalle Coniacien — Santonien inférieur. Dans la région représentée sur la feuille Quillan, cette succession complète n'existe pas. Elle peut toutefois être reconstituée à partir d'observations réalisées dans le synclinal de Saint-Louis pour les marnes inférieures, dans le synclinal de Camps pour les calcaires médians et les marnes supérieures. Dans le synclinal de Saint-Louis, l'unité inférieure se compose, sur 120 m environ, d'une alternance rythmique de marnes et de marno-calcaires riches en foraminifères planctoniques — *Marginotruncana sinuosa*, *M. paraconcavata*, *M. pseudolinneiana*, ... — qui permettent de reconnaître un Coniacien complet et le Santonien inférieur dans les dix derniers mètres, à l'apparition de *Sigalia deflaensis*. Dans le synclinal de Camps, les masses déracinées des calcaires de Camps, du Roc d'en Benoit et de Sarrus (1), très recristallisés livrent une association de rudistes du Santonien inférieur avec *H. (H.) socialis*, *H. (H.) aff. sublaevis*, *Hippuritella toucasi* ; la même datation peut être retenue pour les marnes supérieures qui affleurent très ponctuellement à l'Est des gorges de Lafargue (Roc de Sarrus), grâce à l'association *Marginotruncana pseudolinneiana*, *Sigalia deflaensis* et *Stensioina praeexculpta*.

• **Dans la zone sous-pyrénéenne s.st.**, l'intervalle Coniacien supérieur

—
Santonien inférieur est constitué des 2 membres de la formation des Marnes de Bugarach (M. Bilotte, 1985), à savoir, de bas en haut :

—Marno-calcaires à *Gauthiericeras* : ils assurent la transition entre les Calcaires de Montferrand sous-jacents et les Marnes à *Micraster* sus-jacentes. Ils sont peu épais (6 à 10 m) et se composent de calcaires marneux strato-décroissants (20 à 5 cm) séparés par des intervalles marneux strato-croissants (5 à 20 cm). Ils ont livrés entre autres, *Gauthiericeras margae* et *Parabevahites emscheris*, ainsi que *Dicarinella concavata*, *M. schneegansi*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, ...

—Marnes à *Micraster* et *Texanites* ; la série épaisse en moyenne de 80 m est homogène et se singularise par l'abondance des échinides, *Micraster corbaricus*, *Cardiaster integer*, *Echinocorys vulgaris*, ... Les céphalopodes sont très abondants (M. Bilotte et M. Collignon, 1981; M. Bilotte, 1985); le genre *Texanites* y est représenté par l'espèce *gallicus*, forme-index du Santonien inférieur.

Les Marnes à *Micraster* largement développées dans les synclinaux de Rennes-les-Bains et de Bugarach — Soulatgé, réapparaissent à la faveur d'accidents tectoniques dans la partie occidentale de la feuille, en particulier au Nord de Rennes-le-Château et dans l'écaille du Roc de Midi, sous le chevauchement du bassin de Quillan.

C5b. Le Santonien supérieur. Il est rattaché à cet intervalle de temps un complexe terrigène et récifal dont on ne trouve les marques que dans le syn-

clinal de Rennes-les-Bains où il offre une grande diversité de dépôt. Ceux-ci se répartissent entre 2 grandes formations juxtaposées et synchrones : la formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes, la formation des Marnes bleues de Sougraigne.

Le complexe deltaïque terrigène et récifal de la Montagne des Cornes (130 m environ). Il occupe les 3 reliefs de la Montagne des Cornes, des Croutets et de Brenz. Les calcaires construits n'en occupent qu'une faible partie formant les célèbres niveaux du Petit Lac, du Vieux Cimetière de Sougraigne, et de la Montagne des Cornes. Le reste de la formation correspond à une série terrigène argilo-gréseuse de type deltaïque (M. Bilotte, 1981 ; 1985).

c5bR. Calcaires récifaux à rudistes.

—*Le niveau du Petit Lac* (R₁) surmonte les Marnes à *Micraster*. Peu épais (8 m), en bancs décimétriques de calcaires blancs ou rosés au Nord de la Montagne des Cornes et des Croutets, il devient massif et se réduit d'épaisseur vers l'Est (1,50 m), au Nord de la Montagne de Brenz. Les rudistes sont le plus souvent isolés dans la masse des calcaires ; les concentrations locales prennent l'aspect de thanatocœnose où les organismes sont brisés, sans opercules et basculés dans toutes les directions. Le microfaciès est celui d'une biosparite à débris de tests de rudistes et d'algues où se mêlent *Nummofallotia cretacea*, *Pithonella sphaerica*, dictyopselles, miliolidés, rotalidés.

—*Le niveau du Vieux Cimetière de Sougraigne* (R₂). Différent du niveau précédent avec lequel il était confondu, ce niveau ne correspond pas à une véritable bioconstruction. Les rudistes, bien qu'abondants, sont dispersés dans une matrice calcaréo-argileuse où prolifèrent aussi les cœlentérés.

—*Le niveau de la Montagne des Cornes* (R₃) : ce niveau supérieur a une grande extension ; il occupe le sommet des reliefs de la Montagne des Cornes, des Croutets et de Brenz. Stratiforme (4 m) et monolithique à Brenz et aux Croutets, il prend de l'épaisseur (12 m) et se divise en 3 bancs séparés par des intervalles marno-silteux à la terminaison sud-occidentale de la Montagne des Cornes (fig. 4).

Le tableau 3 donne les associations de rudistes dans chacun de ces 3 niveaux.

c5bG. Grès deltaïque. Cette série terrigène est très hétérogène dans le détail. Des corps sédimentaires d'extension et de lithologie variable s'y superposent ou s'y remplacent souvent de façon rapide. On y reconnaît : des poudingues quartzeux (1) ; des grès de granulométrie variable, très micacés, des calcaires gréseux à silteux ; des silts et des marnes micacées ; des marnes.

SANTONNIEN SUPÉRIEUR	MONTAGNE DES CORNES (S 3)	<p><i>Hippuritella carezi</i> DOUV., <i>H. sulcatissima</i> DOUV., <i>H. aff. sulcatoides</i> DOUV., <i>H. variabilis</i> MUN.-CHALM., <i>H. maestrei</i> VIDAL.</p> <p><i>Hippurites</i> (<i>H.</i>) cf. <i>bioculatus</i> TOUCAS, <i>H. (H.) praebioculatus</i> TOUCAS, <i>H. (H.) canaliculatus</i> R. du R., <i>H. (H.) crassicosatus</i> DOUV., <i>H. (H.) striatus</i> DEF.</p> <p><i>Hippurites</i> (<i>Batolites</i>) <i>organisans</i> MONTFORT.</p> <p><i>Pseudovaccinites galloprovincialis</i> MATH., <i>Ps. latus</i> MATH. et var., <i>Ps robustus</i> TOUCAS, <i>V. sulcatus</i> DEF.</p> <p><i>Tetravaccinites collignoni</i> BILOTTE.</p> <p><i>Radiolites angeoides</i> P. de LAP.</p> <p><i>Praeradiolites toucasi</i> d'ORB., <i>P. plicatus</i> LAJ. NEG. et TOUL., <i>P. sinuatus</i> d'ORB.</p> <p><i>Biradiolites fissicostatus</i> d'ORB.</p>
	VIEUX CIMETIÈRE DE SOUGRAIGNE (S 2)	<p><i>Hippuritella sulcatissima</i> DOUV., <i>H. sarthacensis</i> COQ.</p> <p><i>Hippurites</i> (<i>H.</i>) <i>praerennensis</i> TOUCAS, <i>H. (H.) sublaevis</i> MATH., <i>H. (H.) praecessor</i> DOUV.</p> <p><i>Pseudovaccinites galloprovincialis</i> MATH., <i>Ps dentatus</i> MATH., <i>Ps chaperi</i> DOUV.</p> <p><i>Plagiptychus</i> sp.</p>
	PETIT LAC (S 2)	<p><i>Hippuritella</i> gr. <i>toucasi</i>.</p> <p><i>Hippurites</i> (<i>H.</i>) <i>socialis</i> var. <i>irregularis</i> TOUCAS.</p>

Tabl. 3 - Répartition des rudistes dans les trois niveaux du Santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains (in M. Bilotte, 1985).

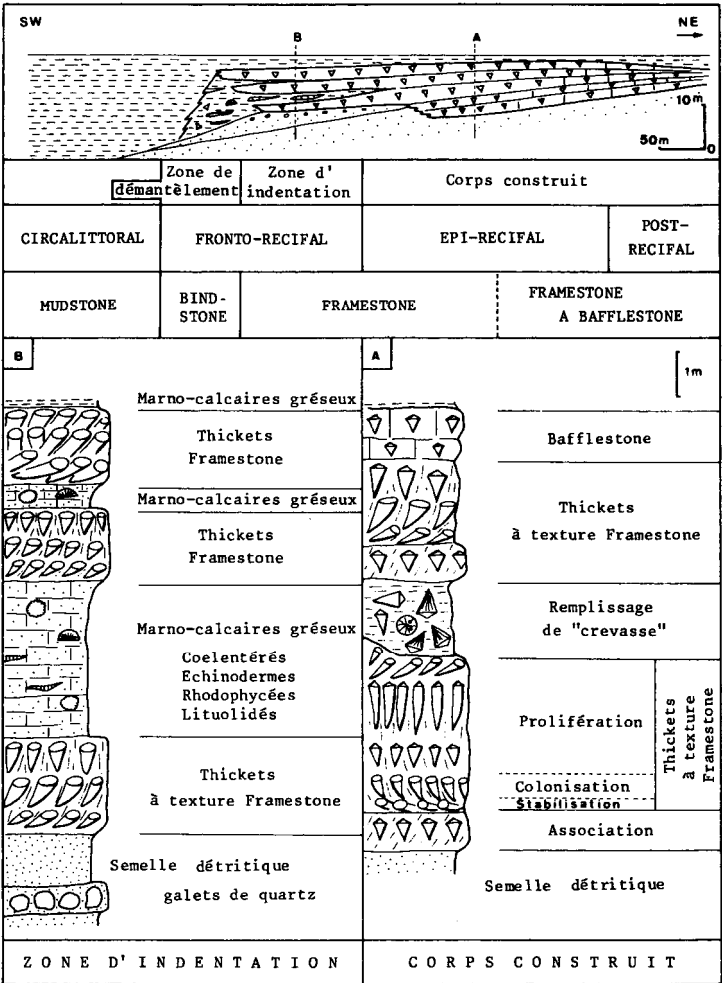
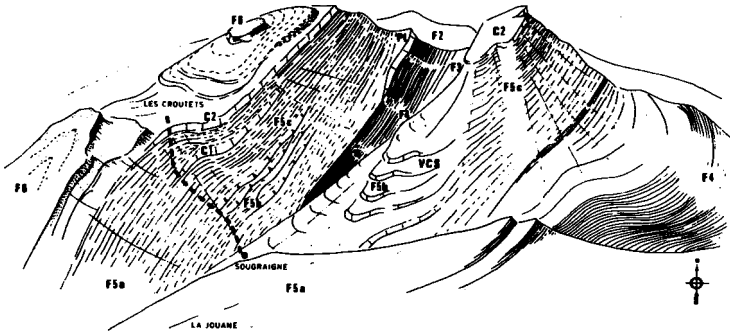


Fig. 4 - Organisation sédimentaire du récif de la Montagne des Cornes (Santonien supérieur). D'après M. Bilotte, 1985

Paléontologiquement la série terrigène est connue depuis plus d'un siècle pour son extrême richesse en fossiles — ammonites, gastéropodes, coelentérés, ... —. L'itinéraire de Sougraigne aux Crotets s'est toujours montré particulièrement favorable aux récoltes, cette coupe privilégiée se situant à l'articulation entre, au Nord, la formation terrigène et récifale de la Montagne des Cornes, au Sud, la formation des Marnes bleues de Sougraigne (fig. 5).



F2 : Calcaires de Montferrand ; F3 : Marno-calcaires ; F4 : Marnes à *Micraster* ; F5a : Marnes bleues de Sougraigne ; F5b : Calcaires à *Lima* ; F5c : Complexe terrigène ; F6 : Grès d'Alet ; PL : Petit Lac ; VCS : Vieux cimetière de Sougraigne ; C1 : Niveau de la Coume ; C2 : Niveau de la Montagne des Cornes.

Fig. 5 - Le site de Sougraigne

c5bM. **Marnes bleues de Sougraigne à *Placenticeras syrtale*** (100 à 200 m). Ces marnes bleues silteuses et micacées occupent la position du pro-delta dans l'édifice deltaïque du Santonien supérieur. Elles sont surtout caractérisées par l'abondance de leur faune pélagique, ammonites et foraminifères, par exemple : *Placenticeras syrtale*, *Tetragonites rouvillei*, *Jouaniceras sicardi*, *Scaphites senessei*, *Globotruncana fornicata*, *Gl. lapparenti*, *Margino-truncana marginata*, *M. coronata*,..., de la Jouane. Leur partie sommitale, au confluent de la Blanque et de la Sals., lieu-dit le Moulin (Moulin Tiffou des auteurs) livre déjà *Gl. arca*. Les grès encore marins qui, en ce lieu comme à Sougraigne, couronnent la formation des Marnes bleues renferment *Lacazina elongata* et *Broeckina dufresnoyi* (M. Bilotte, 1970 ; 1985).

C6. Grès de Labastide et de Camps. Complexe terrigène marin à slumps, olistolithes, olistostromes, turbidites (Santonien supérieur ? à Campanien). D'un point de vue stratigraphique, les Grès de Labastide sont datés du Campanien si l'on prend en considération les organismes les plus récents qu'ils renferment : *Hippurites (H) heberti*, *Gl. stuartiformis*. On ne saurait malgré tout exclure totalement que cette formation débute dans le Santonien supérieur, les fossiles représentatifs de cet âge—*H. (B) organisonis*, *Bellemnocamax* ex. gr. *grossouvrei*—pouvant n'avoir subi que de faibles remaniements. D'un point de vue sédimentologique, les grès de Labastide ravisent partout leur substratum et reposent en « onlap » turbiditique indifféremment sur des formations dont l'âge varie du Turonien au Santonien inférieur.

Dans les synclinaux les plus méridionaux de Saint-Louis et de Camps, ils atteignent leur puissance maximum (4 à 500 m) et présentent dans une succession grano et strato-décroissante des faciès de resédimentation souvent spectaculaires (M. Bilotte, 1985; P. Pellissier, 1987): la partie inférieure (100 m) se singularise par l'abondance des corps conglomératiques où se mêlent des éléments de nature — biologique ou minérale — de lithologie — marnes, calcaires, grès, quartz, granites,... —, de taille — mm à plusieurs m³ — et d'âge — Paléozoïque à Sénonien —, variables. La partie médiane (200 m) montre une sédimentation plus rythmique de grès grano-classés et de marnes bleues fréquemment perturbées par des slumps. La partie sommitale (100 à 200 m) bien qu'essentiellement marneuse est encore entrecoupée de cordons d'olistolithes et de minces bancs de grès souvent slumpés. Les sens des déplacements et glissements vont du NE-SW à l'E-W.

Dans le synclinal de Bugarach—Soulatgé, les faciès sont dans l'ensemble plus gréseux, les phénomènes de resédimentation plus modestes et le sens des transports Est-Ouest.

Le matériel resédimenté dans les Grès de Labastide est pour l'essentiel emprunté à un contexte régional proche (fossiles et roches sédimentaires) dont l'origine est située à l'extrémité orientale du talus septentrional du sillon sous-pyrénéen (P. Pellissier, M. Bilotte et E.J. Debros, 1988).

C6a. Grès d'Alet. Complexe terrigène fluvatile (partie inférieure du Campanien). Cette puissante unité terrigène s'étend depuis la branche d'Alet, au Nord, jusqu'à celle de la Fontaine Salée, au Sud. Son épaisseur décroît du Nord vers le Sud, passant d'environ 100 m dans la région d'Alet à 50 m dans celle de Rennes-les-Bains. Elle tire son homogénéité d'une lithologie presque exclusivement siliceuse et ce n'est que ponctuellement que l'on y observe des galets carbonatés (Albières) ou schistoux (Alet). Le matériel siliceux, quartz et plus rarement lydiennes, ne dépasse pas 10 cm de diamètre.

- **Dans le synclinal de Couiza**, le Grès d'Alet ravine son substratum (Paléozoïque de la branche d'Alet), Crétacé supérieur du Nord de la branche du Cardou : la Vétouze). Sa granulométrie est dans l'ensemble grossière. Il est constitué de corps chenalisés décamétriques dans lesquels s'observent des structures sédimentaires métriques, en auge se ravinant les unes les autres et dans lesquelles le grano-classement est positif.

Dans le synclinal de Couiza, le Grès d'Alet a un caractère nettement fluvatile.

- **Dans le synclinal de Rennes-les-Bains**, le Grès d'Alet se superpose aux formations de la Montagne des Cornes, ou aux Marnes bleues de Sougraigne. La base de la formation est constituée de corps sableux de granulométrie fine, à stratifications parallèles planes. La base de ces unités est toujours très fortement bioturbée. En montant dans la série apparaissent des structures chenalisées et érosives dans lesquelles le grano-classement est positif. On observe localement des alternances de lits millimétriques d'argiles sombres riches en matière organique et de grès fins, rappelant des structures tidales. Les argiles sombres s'observent le plus souvent sous forme de galets mous repris à la base des structures érosives.

Dans le synclinal de Rennes-les-Bains, la base des Grès d'Alet montre des influences marines margino-littorales.

L'ensemble des structures sédimentaires observées en divers affleurements des Grès d'Alet (structures en auges, stratifications obliques) indiquent toutes un sens de transport dominant du Nord-Est vers le Sud-Ouest (M. Bilotte, 1970 ; D. Sadaghat, 1982).

Les Grès d'Alet sont datés du Campanien en raison de leur superposition aux séries marines d'âge santonien supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains. Néanmoins, la présence d'*Heidelbergipollis tilioides* et de rares exemplaires de *Papillopollis* sp. combinée à l'absence d'*Oculopollis baculatus*, pourrait, selon O. Legoux, confirmer cette attribution (zone 20a3).

C6b. Marnes rouges de Campagne (partie supérieure du Campanien).

Directement superposée aux Grès d'Alet, cette première unité (25 à 30 m) est constituée de marnes sableuses, de teinte ocre à rouge, parsemées de corps conglomératiques ou gréseux chenalisés. Une étude palynologique, réalisée par O. Legoux (SNEA[P]) dans un échantillonnage provenant du ruisseau des Couleurs a mis en évidence la présence d'*Araucariacites* sp., *Gleicheniidites* sp., *Leptolepidites* aff. *parosus*, *Trilète cingulée* sp. 467, *Spiniferites ramosus*, *Gonyaulacista* sp. D.1157 et *Odontochitina* sp., qui situeraient l'association dans le Campanien (zone 20b de la SNEA [P]).

C6b-7aG. Grès des Estous (Campanien). Cette nouvelle unité, épaisse d'une dizaine de mètres, est bien représentée dans la haute vallée de l'Aude où, en raison de sa lithologie gréseuse dominante, elle fait saillie au sein des marnes rouges. Malgré l'altération et les rubéfections liées aux circulations d'eaux on y reconnaît la présence de corps gréseux chenalisés parfois séparés par des niveaux marneux rouges. Des fragments d'ossements et d'œufs de dinosauriens s'y observent déjà.

C6b-7a. Marnes rouges de la Maurine (20 à 30 m) ; elles sont lithologiquement homogènes, les marnes de teinte violacée présentent de nombreuses marmorisations et d'abondants nodules calcaires pédogénétiques qui témoignent de l'existence de paléosols. Les débris d'œufs de dinosauriens y sont très abondants (P. Caillaud, 1968 ; G. Breton, R. Fournier, J.P. Watte, 1986) comme les restes de dinosauriens du Maastrichtien, avec, en particulier près de Campagne-sur-Aude : *Hypselosaurus priscus*, *Rhabdodon priscum*, *Ankylosaurus* sp., *Megalosaurus* sp. (P. Clottes et C. Raynaud, 1983).

Poudingue fleuri (5 à 15 m) : conglomérat polygénique à éléments carbonatés de nature variable. La matrice peut être grésocarbonatée, le ciment est calcaire. Outre ces éléments lithologiques, le Poudingue fleuri renferme des oncolithes de cyanophycées et des débris d'œufs de dinosauriens.

La base du Poudingue fleuri est érosive et des figures directionnelles et l'imbrication des galets donnent des sens de transport de l'ENE vers l'WSW.

PASSAGE CRÉTACÉ/TERTIAIRE *(Maastrichtien à Dano-Montien)*

C7b-e1a. Terrains de faciès rognacien. Séparant deux importants ensembles détritiques rouges, les calcaires rognaciens ceinturent les aires syncli-

nales tertiaires de leurs falaises blanches ou s'étendent en plateaux lapiazés dans la partie ouest du synclinal de Rennes-le-Château.

Cette unité d'apparence homogène voit sa puissance varier, en moyenne, entre 10 et 20 m avec une augmentation très nette dans les secteurs nord de la feuille (Roquetaillade ou Lairière). Elle est, en général, constituée de deux barres calcaires séparées par un horizon marneux ou calcaréo-marneux parfois réduit à quelques centimètres (Arques) mais pouvant exceptionnellement atteindre plus de 20 m (Ouest de Lairière). Les calcaires, blancs ou rosés, d'aspect massif, montrent des lithofaciès très variés : lithographiques, bréchiqes, marmorisés ou noduleux, traduisant une origine plutôt palustre que lacustre (Freytet, 1970). Alors que la barre supérieure n'a, pour l'instant, pas livré de fossiles significatifs, les marnes intermédiaires et les calcaires inférieurs qui renferment encore des œufs de dinosaures au col de Las Brugos sont connus pour leurs gisements de gastéropodes d'Albières et de Mouthoumet, semblables à ceux du Rognacien de Provence (Bresson, 1900) parmi lesquels ont été reconnus *Rognacia abbreviata*, *Bauxia disjuncta* et divers *Palaeostoa*.

Ils ont également fourni à Arques, Vigneville, Albières, des charophytes dont *Septorella ultima* ainsi que des ostracodes limniques typiques du Crétacé terminal de Provence et des Pyrénées (Bessière *et al*, 1980).

e1b. Terrains de faciès vitrollien. La combe aux marnes rutilantes vitrolliennes très ravinées, creusée entre les crêtes danienne et thanétienne, constitue un élément caractéristique du paysage, en particulier dans le synclinal d'Arques ou dans la partie occidentale du bassin de Rennes-les-Bains.

D'épaisseur et de composition variables (120 m à 50 m), ces dépôts continents sont essentiellement constitués de marnes rouges à jaunes, souvent marmorisées et à traces fréquentes de paléosols. Elles sont entrecoupées de petits bancs gréseux, parfois de lentilles conglomératiques ou de minces bancs calcaires, toujours très localisés (Freytet, 1970). On y distingue, presque partout :

- une unité inférieure caractérisée par ses teintes très vives, à dominante rouge, l'abondance des *Microcodium* dont les amas forment de véritables bancs indurés, à ciment gréseux rouge foncé, la richesse des argiles en montmorillonite ;
- une unité supérieure de teinte ocre-jaune, souvent plus gréseuse, à *Microcodium* moins fréquents et dont les argiles renferment de la vermiculite.

Ces changements dans la couleur et la composition des argiles ont été interprétés comme traduisant une évolution climatique (de chaud et aride vers chaud et humide) des zones d'apport, peut-être liée à l'altitude (Sadaghat, 1982).

Les lentilles conglomératiques particulièrement nombreuses dans les synclinaux enserrés entre les branches d'Alet et de Cardou du massif de Mouthoumet excèdent rarement une centaine de mètres de longueur. Leur nombre, élevé dans le synclinal d'Arques (jusqu'à 12) où la puissance du « Vitrollien » est maximum, se réduit très vite vers l'Ouest (de 4 à 1 dans le

synclinal de Cassaigne) ; elles se raréfient à l'Ouest du méridien de Couiza mais sont, au contraire, bien représentées au Nord du massif de Mouthoumet (Lairière). Les éléments, émoussés et centimétriques, sont essentiellement constitués de calcaires mésozoïques (Aptien supérieur, Cénomanién). Le ciment calcaréo-gréseux ou marno-calcaire renferme souvent des *Microcodium*. La nature et l'orientation des éléments témoignent d'apports SSE-NNW provenant d'un arrière-pays méridional déjà émergé.

Quelques bancs de calcaire souvent argileux, toujours minces et limités, interrompent la série détritique. Ces calcaires ou les marnes grises qui leur sont associées ont livré les seuls fossiles connus dans ce « Vitrollien ». A Arques, dans la moitié supérieure d'une série qui est, ici, entièrement rouge, une lentille calcaire renferme quelques gastéropodes terrestres : *Carychium munieri*.

Sur le bord oriental du synclinal de Couiza—Arques, le passage de cet ensemble essentiellement marneux aux formations marines qui lui succèdent se fait par l'intermédiaire de grès fins lenticulaires, à stratifications entrecroisées, riches en *Microcodium* et en débris de plantes, avec localement de belles concrétions algaires. Ces grès atteignent 3 à 4 m dans le secteur d'Arques, sous l'oratoire, notamment, où s'observent des apports conglomératiques grossiers, s'amincissent puis disparaissent rapidement vers le Nord et vers l'Ouest. A l'Est de Peyrolles, ils sont séparés des calcaires à miliolidés sus-jacents par un mince horizon de calcaires et marnes à caractères thanéliennes (*Microchara vestita*, *Nitellopsis (C) paracolensis*), gastéropodes (*Planorbis*, *Carychium cairocurbum*, *C. munieri*), ostracodes limniques et *Microcodium*. Au Nord de Peyrolles, presque au sommet de la série, un mince horizon de marnes grises situé sous un petit banc de calcaire lacustre a fourni une flore de charophytes dont *N. (C) subpyrenaica*, *M. vestita*, ainsi que quelques ostracodes limniques tels *Paracandona* sp. et de rares gastéropodes terrestres dont *C. cairocurbum*. Ces faunes et flores sont insuffisantes pour dater la totalité du Vitrollien mais indiquent toutefois qu'au moins sa partie supérieure est d'âge thanélien (Massieux, Tambareau et Villatte, 1981).

TERTIAIRE

Tertiaire marin

Thanélien

Il comprend deux grandes unités lithologiques, le Thanélien inférieur à dominante calcaire et le Thanélien supérieur essentiellement détritique.

e2a. Thanélien : partie inférieure. Calcaires lacustres et marnes à *Lymnaea rollandi*, *Dissostoma brauni*, *Carychium*; marnes à *Ostrea subre-supinata* et/ou cérithidés ; calcaires à milioles et dasycladacées. Il correspond à la première venue marine tertiaire affectant le secteur ainsi qu'à l'épisode lacustre qui lui fait suite. Bien développé autour de la terminaison périclinale de la branche septentrionale du massif de Mouthoumet, dans le flanc nord du synclinal de Cassaigne ou le long de la vallée de l'Aude, il

atteint sa puissance maximum (25 m) entre la vallée de la Corneilla et celle de l'Aude où il constitue des reliefs calcaires qui culminent au pic de Brau. Dans le flanc sud de l'aire synclinale de Couiza, il se réduit en une mince barre calcaire (5 à 10 m), déchiquetée par de multiples fractures, qui ne dépasse pas, vers l'Est, le synclinal d'Arques. Dans la partie occidentale du synclinal de Rennes-les-Bains, il ne forme plus que trois petits plateaux isolés dominant les dépressions vitrolliennes.

Il correspond, en général, à des calcaires marins qu'un horizon mameux à *Ostrea subresupinata*, assez constant, sépare de formations lacustres de composition et d'épaisseur variant suivant les secteurs.

Au Sud d'Espéras, ce Thanétien inférieur, entaillé par la vallée de l'Aude, montre ainsi, de la base au sommet :

—un ensemble carbonaté, encore un peu gréseux à la base, formé d'alternances de barres calcaires de 2 à 4 m de puissance et d'horizons calcaréo-marneux à mameux (15 m). Les calcaires massifs ou rognoneux à miliolidés, madréporaires, échinides sont caractérisés par une flore algaire particulièrement variée de mélobésiées dont *Lithophyllum pseudoamphiroa*, *L. cf. guatemalense*, *Lithoporella*, *Archaeolithothamnium*, d'utodécées et de dasycladales qui abondent avec *Rostroporella oviformis*, *Trinocladus atacis*, *Belzungia silvestrii*, *Uglesiella aurigerensis*, *Microsporangiella langi*, *Neomeris avellanaensis*, *N. plagnensis*, *Orioporella villatae*, *Acicularia valeti*, *Cymopolia paronai*, *Halimeda praemonilis*, *Jania*, *Terquemella* etc. (Dét. G. Segonzac in Segonzac, Tambareau et Villatte, 1979). Les marnes intercalées ont livré une microfaune de petits foraminifères benthiques dont *Rotorbinella mariae* et d'ostracodes dont *Mosaeleberis cf. canaliculata*. Cette microfaune est comparable à celle de la base du Thanétien de régions plus occidentales datée du passage de la zone à *M. pusilla pusilla* à la zone à *M. pseudomenardii* c'est-à-dire antérieure à l'apparition des premières alvéolines ;

—des marnes et marno-calcaires gypseux fossilifères avec *Ostrea subresupinata*, *Tympanotonos proavus siegfriedi*, *Batillaria brunnhildae*, riches en ostracodes lagunaires comme *Neocyprideis grandinatus* et où apparaissent, vers le sommet, quelques charophytes (12 m) ;

—un ensemble mameux entrecoupé de 4 à 5 minces bancs de marno-calcaire ou calcaire lacustre renfermant une faune et une flore continentales thanétiennes dominées par les charophytes dont *Dughiella bacillaris*, *Peckichara varions meridionalis*, *P. tuberculata*, *Maedleriella caudata*, *Sphaerichara edda polita*, *Nitellopsis (C) paracolensis* puis, vers le sommet, *Harrisichara leptocera* et *Microchara vestita*. Quelques gastéropodes continentaux y ont été récoltés dont *Carychium cairocurbum*, *C. munieri*, *Islamia gr. indecisa* et des planorbes associés à des ostracodes d'eau douce comme *Frambocythere gr. tumiensis*, *Cypris* et *Paracandona*.

On retrouve ces trois ensembles, d'épaisseur presque toujours très réduite, tout le long du flanc sud de l'aire synclinale Couiza—Arques, parfois en série inverse comme à L'Escal (Sud de Coustaussa) par exemple. Plus au Sud, les trois petits plateaux de Saint-Ferriol — Rennes-le-Château ne comprennent que des calcaires à miliolidés épais de 10 m environ. Dans le flanc nord du synclinal de Cassaigne ainsi que sur la rive gauche de l'Aude, de beaux gisements à *T. proavus siegfriedi*, *Batillaria brunnhildae*, *Tectus jacobi*, *Ampullela farinensis* ont été trouvés dans les marnes intermédiaires. Dans le

secteur nord-occidental, entre les vallées de la Corneilla et de l'Aude, au-dessus des marnes à *Ostrea subresupinata*, se développent des calcaires lacustres en bancs massifs (20 m d'épaisseur environ), caractérisés par des flores de charophytes comparables à celles d'Espérasa mais plus riches en mollusques continentaux avec *Dissostoma brauni*, *Lymnaea rollandi*, des *Carychium*, des *Pisidium* et des planorbes. Ces calcaires sont entaillés de carrières près de Roquetaillade ; ils sont souvent très schistosés et réduits en petits fragments calcaires centimétriques formant de puissants amas qui glissent le long des pentes et sont directement exploités pour l'empierrement, en particulier près de la vallée de la Corneilla, au Nord de la faille bordière septentrionale du massif de Mouthoumet.

Dans le secteur nord-est de la feuille, à Lairière, entre des formations limoneuses rouges particulièrement développées, le Thanétien inférieur marin apparaît très réduit : il comprend des marnes grises et calcaires à miliolidés et polypiers (5 m) comportant, vers leur sommet, un banc de calcaire lacustre intercalé (0,70 m). La récolte dans ces calcaires marins, par J.C. Plaziat, d'un échantillon à *Alveolina primaeva* et *Opertorbitolites* est signalée par M. Massieux (1969, p. 26, fig. 21-7) qui, pas plus que les auteurs ultérieurs, n'a pu retrouver ces foraminifères en place. Leur présence pose un problème stratigraphique d'une part parce que les orbitolidés ne sont connus qu'à l'Ilerdien sur tous les autres affleurements du versant nord des Pyrénées, d'autre part parce que la première venue marine thanétienne semble antérieure à l'apparition des alvéolines sur tout le secteur étudié.

e2b. Thanétien : partie supérieure. Marnes rouges dominantes, gypseuses, conglomérats, localement marnes à *Batillaria praesubacuta*. Au Thanétien supérieur, deux domaines se différencient : l'un, méridional, à sédimentation exclusivement continentale, l'autre, septentrional, intéressé même très brièvement comme dans sa partie orientale par la deuxième venue marine paléocène.

• **Sur le flanc sud du synclinal de Couiza et dans le synclinal de Cous-**

taussa (fig. 6), à l'épisode marin puis lacustre de la partie inférieure du Thanétien succède une sédimentation en système alluvial et épisodiquement évaporitique. Elle constitue d'épaisses séries de marnes ocres et rouge brique, localement gypsifères et entrecoupées de chenaux conglomératiques ou de lentilles gréseuses. Les conglomérats sont en général plus grossiers et moins consolidés que ceux du « Vitrollien ». Près de Fa, un gisement de fragments de coquilles d'œufs d'oiseaux attribuées à *Ornitholithus arcuatus* a été découvert dans des poudingues démantelés (Villatte, 1966). L'orientation des galets, souvent aplatis et décimétriques, ainsi que leur nature essentiellement gréseuse ou calcaire, rarement quartzitique ou quartzeuse, témoigne d'une origine méridionale à partir d'un arrière-pays émergé en grande partie sédimentaire. Bien que les *Microcodium* existent, épars, dans ces formations, notamment dans les grès et le ciment calcaréo-gréseux des poudingues, ils n'y forment jamais les amas caractéristiques des terrains à faciès vitrollien. Le gypse, fréquent vers la moitié supérieure de ces argilites rouges constitue, localement, des amas assez puissants pour avoir été exploités, au Sud de Galié par exemple.

• **Sur le flanc nord du synclinal de Couiza et, plus à l'Est, sur la bordure nord du massif de Mouthoumet**, cette sédimentation terrigène est inter-

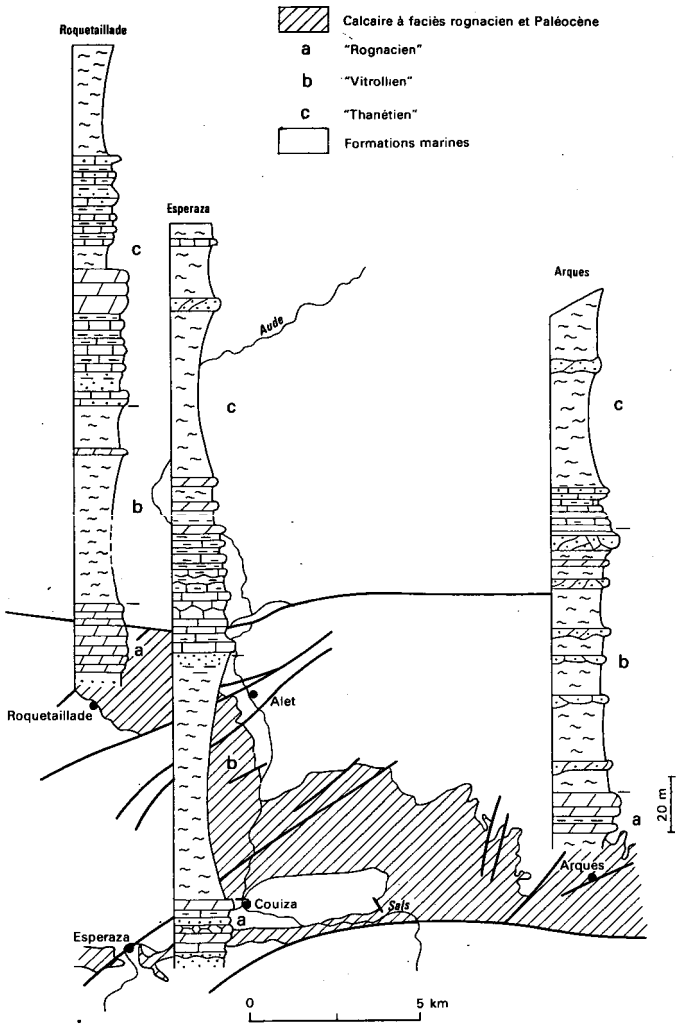


Fig. 6 - Paléocène des synclinaux de Couiza-Coustaussa-Arques

rompue, dans sa moitié inférieure, par la seconde venue marine thanétienne. Dans la région de Roquetaillade, au-dessus des calcaires lacustres déjà décrits, le Thanétien supérieur se compose de deux ensembles continentaux encadrant un ensemble laguno-marin à marin ainsi composés :

- marnes continentales rouges, grises ou blanches, riches en charophytes à leur base, azoïques au-dessus (20 m) ;
- marnes jaunes, grès glauconieux et calcaire gréseux à miliolidés, rotalidés, *Distichoplax biserialis*, dasycladacées, bryozoaires, souvent très colorés, ocres à rouge foncé (30 m). Certains des horizons marneux, parfois gypseux, ainsi que certains bancs calcaires à calcaréo-marneux sont très riches en huîtres et autres mollusques avec notamment : *Odontogryphaea uncifera*, *Ostrea sicardi*, *O. perangusta*, *Sigmesalia quinquecarinata*, *Turritella hybrida meridionalis*, *Tiaracerithium fauvergei*, *T. saccoi*, *Batillaria praesubacuta*, *Tectus barrabei*, *Amaurellina insolita*, *Crassatella subsalcensis*, *Rostellaria*, *Solen*, des naticidés et des anomies. Cette faune permet de corrélér cet ensemble avec les formations plus occidentales de la biozone à *Alveolina (Glomalveolina) levis* ainsi que le confirme la présence de quelques unes de ces petites alvéolines dans l'un des bancs calcaires. Les horizons à mollusques s'observent depuis le Nord de Peyret jusqu'au Nord de Coursilhac ;
- marnes rouges continentales aux affleurements sporadiques (60 m).

• **Plus à l'Est, dans la région de Lairière**, les formations continentales rouges atteignent presque 200 m d'épaisseur. Au niveau de leur tiers supérieur, elles sont interrompues par des couches marines à laguno-marines réduites en un mince banc calcaire à miliolidés et glomalvéolines et aux marnes à ostracodes et très petits foraminifères qui l'encadrent (2 à 3 m). Ces couches et le banc de calcaire lacustre brun qui les surmonte (3 m) divisent la série fluvio-lacustre en une partie inférieure très détritique, aux nombreuses lentilles gréseuses à conglomératiques (3 décharges grossières principales) et en une partie supérieure essentiellement limoneuse.

Ilerdien.

Les dépôts ilerdiens — qui ont depuis longtemps attiré l'attention des géologues en raison de leur richesse en mollusques et en grands foraminifères — peuvent être subdivisés en trois grands ensembles correspondant aux trois stades suivants de l'évolution du bassin :

- la transgression marine qui l'affecte, franche au Nord, au rivage fluctuant sur sa bordure méridionale, laissant des sédiments de plate-forme groupés sous le nom de *Calcaire marin basai* ;
- son approfondissement entraînant une certaine homogénéisation des faciès avec le dépôt des *Marnes à turritelles* ;
- son comblement induisant le retrait définitif de la mer, plus précoce au Sud et à l'Est, comme en témoigne la progradation des *Grès à nummulites*.

Chacun de ces ensembles montre des variations latérales liées à la topographie irrégulière du fond de ce bassin, en particulier près de ses marges méridionales et sud-orientales.

e3a. Ilerdien inférieur p.p. Calcaire marin basai. Ce premier ensemble, épais de 25 à 30 m en moyenne, bien que très variable dans sa composition,

se caractérise par une dominance des calcaires. Dans le flanc nord du synclinal de Couiza—Coustaussa (fig. 7), ses bancs sommitaux affleurent en surface topographique sur de petits causses, couverts de garrigues, faiblement inclinés SW à SSW. Dans le flanc sud du synclinal, la réduction de ses barres calcaires au profit de marnes et de grès ainsi que son pendage bien plus élevé restreignent son rôle dans la topographie à quelques ressauts sur le versant sud des vallées de la Sals et du Ruisseau de Fa.

• **Dans le flanc nord du synclinal de Couiza**, cet ensemble, d'environ 30 m de puissance, est constitué d'alternances de marno-calcaires, de marnes et de calcaires, parfois gréseux, notamment vers la base. Les marnes et les marno-calcaires, riches en huîtres dans les assises inférieures, renferment aussi des naticidés, cardiidés, des pinces de décapodes ainsi qu'une microfaune composée de foraminifères dont *Daviesina tenuis* et d'ostracodes dont *Echinoocythereis isabencana*, *Pokornyella citrea*, *Leguminocythereis arachnidoides* etc. typique de la base de l'Ilerdien inférieur. Les calcaires se présentent sous des microfaciès divers : les plus caractéristiques sont les calcaires souvent marneux à miliolidés auxquels peuvent s'ajouter *Orbitolites* gr. *douvillei* et des alvéolines avec *A. cucumiformis*, *A. avellana*, *A. (Glomalveolina) lepidula*, puis les calcaires plus francs, souvent pseudoolithiques, à miliolidés et algues vertes dont *Ovulites mailloensis* et des dasycladacées. Il n'y a pas de coupure nette entre les marnes rouges continentales paléocènes et les marnes ou marno-calcaires gréseux à faune lagunaire qui évoluent vers les formations marines ilerdiennes.

Sur la bordure nord du massif de Mouthoumet, à Lairière, la série marine, plus réduite (17 m), est de caractéristiques comparables mais les premières faunes marines apparaissent ici dans des grès et conglomérats peu épais à stratification entrecroisée.

Le long du Rec de Mage, dans le secteur d'Antugnac comme au Nord de Cassaigne, vers la base de l'ensemble, entre des bancs calcaires typiquement marins à miliolites, alvéolines et orbitolites s'intercalent des dalles peu épaisses de calcaire lacustre, surmontées par des calcaires gréseux et des marnes à faune lagunaire de gastéropodes dont *Tympanotonos corbaricus*, *Batillaria couisensis*, *Tiaracerithium* cf. *almerae*, *Amaurellina (Crommium) albasiensis* et de bivalves dont *Boriesia cossmanni*, bon marqueur de la base de l'Ilerdien. Au sommet, dans les calcaires entaillés par la carrière d'Antugnac se développent, dans des petits bancs ondulés à joints marneux, des faciès à madréporaires, mélobésiées et *Solenomeris* associés à des miliolites et à quelques alvéolines.

Dans le synclinal de Coustaussa, en particulier à sa terminaison nord-orientale, les premières assises marines surmontant un petit banc lenticulaire de calcaire lacustre sont intercalées dans les argiles rouges gypsifères ; il s'agit de marnes décimétriques qui ont livré un mélange de faunes et flores laguno-lacustres et marines avec d'une part des charophytes dont *Harrisichara leptocera*, *Microchara vestita*, des gastéropodes dont des *Carychium* et des *Auriculinella* cf. *remiensis*, d'autre part une microfaune d'ostracodes marins caractéristique de la base de l'Ilerdien inférieur. Ces marnes sont séparées de la série marine carbonatée ilerdienne qui forme le plateau de Cassaigne par 10 à 15 m de marnes continentales rouges gypsifères.

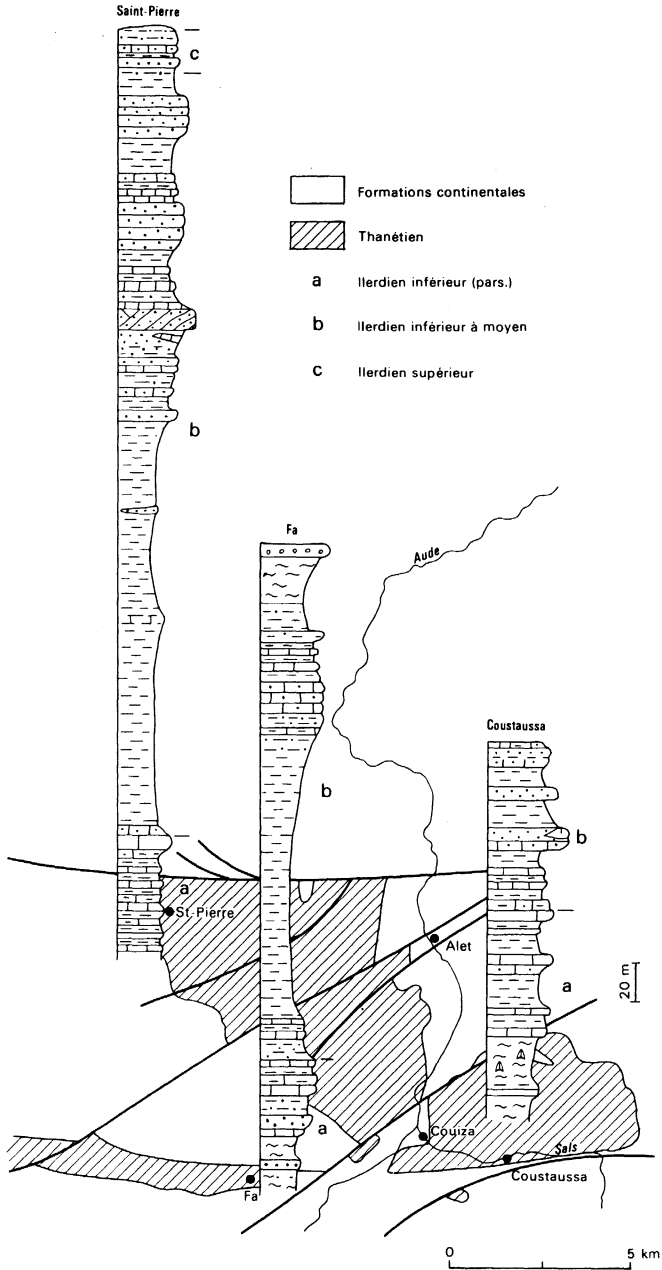


Fig. 7 - Ilerdien des synclinaux de Couiza-Coustaussa

• **Dans le flanc sud du synclinal de Couiza**, la mise en eau s'est effectuée en plusieurs temps, laissant d'abord des marno-calcaires gréseux, des grès et des poudingues à débris ligniteux et rares miliolidés ou orbitolites, alternant avec des marnes rouges fluviolacustres. Les formations carbonatées à alvéolines, *Ovulites* constituent le sommet de cet ensemble où se développe, à Fa, un petit édifice récifal à polypiers, *Solenomeris*, térédines, inclus dans des marnes à *Velates perversus*, *Otostoma granulosuum*, *Jujubinus custugensis*, *Lithophaga*, naticidés, cardiidés et néritidés.

e3a-b. **Ilerdien inférieur p.p. à moyen. Marnes à turritelles.** Les Marnes à turritelles célèbres pour leur faune abondante et variée se subdivisent en trois formations principales :

—les Marnes à turritelles inférieures ou Marnes à *Turritella trempina* et *Operculina ornata-subgranulosa*, les plus constantes et apparemment les plus homogènes ;

—les marno-calcaires gréseux à assilines qui séparent les deux puissantes séries marneuses ;

—les Marnes à turritelles supérieures ou Marnes à *Turritella figolina* et nummulites absentes dans le synclinal de Coustaussa et partiellement masquées sur le flanc sud du synclinal de Couiza.

Marnes à turritelles inférieures à *Turritella trempina*, *Operculina ornata-subgranulosa*.

Sur presque tout le territoire de la feuille, il s'agit de marnes silteuses de couleur jaune ou gris-bleu dont l'épaisseur est voisine de 100 m, généralement très fossilifères. Elles débutent, parfois, par une assise jaunâtre, gréseuse, à cardiidés, huîtres où pullulent les miliolidés et elles admettent en intercalation, plutôt vers la base, quelques bancs peu épais de calcaire marneux ou gréso-glaucouneux, pouvant former de véritables lumachelles à *Operculina ornata* ou à ostréidés (*Pycnodonte*). Ces marnes à operculines montrent, par endroits, des concentrations de *Turritella trempina* mais renferment souvent une faune riche et diversifiée. On y rencontre des gastéropodes dont *Turritella trempina*, *T. dufrenoyi*, *T. custugensis*, *Sigmesalia hildeverti*, *Theridium* aff. *subpyrenaicum*, *Bittium quadricinctum*, *Cerithiella praelonga*, *Angaria doncieuxi*, *Tectus pyrenaicus*, *Calliomphalus* aff. *squamulosus*, *Clavilithes parisiensis subscalaris*, *Sycostoma bulbiforme*, *Lapparia* (*Pseudaulicina*) sp., *Jujubinus* sp., *Architectonica pergranulosa*, *Rimella* (*Cyclomolops*) aff. *humerosa*, *Voluthilites* (*Psephaea*) *rabetensis*, naticidés, des lamelli-branches dont *Crassatella corbarica*, *C. baicheri*, *Arcturellina* ? *subminuta*, *Vulsella corbarica*, *Pycnodonte irregularis*, *Spondylus eocenus* mais aussi des madréporaires comme *Pattalophyllia pyrenaea*, des *Dentalium*, des bryozoaires, des vermétidés comme *Rotularia angulosa*, des plaques d'astéries et des radioles d'échinides. La microfaune est également abondante et variée avec, comme grands foraminifères caractéristiques, *O. ornata-subgranulosa* et *Discocyclus irregularis* au début puis, vers le tiers supérieur, *Nummulites couisensis*. L'apparition de cette première nummulite constitue un repère stratigraphique précieux au sein de cette série monotone et marque le passage de l'Ilerdien inférieur à l'Ilerdien moyen.

Au Nord de Montazels, à la base des assises à *O. ornata* se développe un édifice récifal construit par des *Solenomeris*. Bien plus important que celui

de Fa, il constitue le Mont Sec, culmine à 526 m et domine la vallée de l'Aude sur sa rive gauche.

Dans le synclinal de Coustaussa, des horizons de calcaires gréseux et de grès à lentilles sableuses, montrant des stratifications entrecroisées, sont intercalés dans ces marnes. Ils constituent les reliefs imposants du bord méridional du synclinal qui supportent le château de Coustaussa. Dans le secteur nord-ouest, au lieu-dit Les Oliviers, la base des bancs gréseux est couverte de rhizomes ; leur sommet renferme un gisement à nombreux *Batillaria*.

Marno-calcaires gréseux à assilines.

Ces assises rousses sont peu épaisses sur l'étendue représentée sur la feuille Quillan, 10 m environ dans la région de Couiza. Elles se composent d'alternances de calcaires ou de marno-calcaires souvent gréseux et de marnes. Les assilines y pullulent avec *Assilina leymeriei* accompagnées de nummulites dont *N. couisensis* qui se poursuit et *N. exilis*. A ces apparitions s'ajoutent de nombreux relais d'espèces au sein de genres appartenant à des groupes divers : *Operculina ornata* a évolué en *O. subgranulosa*, de même chez les ostracodes *Echinozythereis isabonana* est remplacé par *E. aragonensis* et *Pokomyella citrea* par *P. aff. ventricosa*. Les microfaunes des interbancs marneux, moins variées que les précédentes, recèlent parfois des populations d'ostracodes à fort pourcentage de formes lagunaires (*Cytheridéidés*, *Cladarocythere*).

Ces couches, comme les suivantes, ne se sont pas déposées dans le synclinal de Coustaussa, déjà en cours d'émersion.

Marnes à turritelles supérieures à *T. figolina*, *A. leymeriei*, *N. atacicus*.

Ces marnes sont surtout développées dans la partie septentrionale de la feuille et dans la vallée de l'Aude, c'est-à-dire sur la bordure nord du massif de Mouthoumet et sur le flanc nord du synclinal de Couiza ; leur épaisseur est moindre sur son flanc sud où elles sont, plus ou moins tôt, relayées par des grès.

Elles sont célèbres pour leur exceptionnelle richesse en grands foraminifères avec, en particulier, la coexistence de nombreux genres, chacun représenté par plusieurs espèces : alvéolines et orbitolites sont surtout représentées dans les bancs carbonatés de même que les grandes nummulites telles *N. atacicus*; les assilines avec *A. leymeriei*, plus rarement *A. pustulosa*, les operculines, les discocyclusines, *Nummulites couisensis* toujours présente, *N. exilis* et *N. gr. globulus* sont plutôt développées dans les horizons marneux.

La malacofaune, bien qu'importante, n'atteint pas la diversité connue dans les Corbières septentrionales. Elle se différencie principalement de la précédente par l'apparition de *Turritella figolina* et de *T. baicheri*. On y rencontre également *T. custugensis*, *Sigmesalia hildeverti*, *Crassatella senessei* accompagnées de grands *Rostellaria*, *Exechestoma deshayesi*, *Trachycardium* et plus rarement de *Mytilus inflatus*. Les madréporaires tels *Nicaetrochus catalognus*, *N. bilobatus*, *Aplocyathus perarmatus*, les plaques et radioles de

Rhabdocidaris tournait de même que *Terebratulina tenuistriata* y sont fréquents.

Sous la falaise de Saint-Pierre-le-Clair et plus vers l'Est, les marnes, de couleur gris foncé, sont très pauvres en macrofaune avec, seulement quelques lits à *Pycnodonte boriesi* et à minuscules bivalves dont des corbules. La microfaune consiste en quelques globigérines naines.

e3b-c. Ilerdien moyen p.p. à supérieur. Grès à nummulites. Calcaires gréseux, grès et marnes à nummulitidés et/ou cérithidés et/ou *Turritella baicheri*. Il s'agit d'alternances de bancs calcaréo-gréseux, gréseux et marnes dont le nombre et l'épaisseur croissent du flanc sud du synclinal de Couiza, région de Fa, où ils sont encore d'âge ilderdien moyen jusqu'à la terminaison de son flanc nord, château de Saint-Sernin, où leur sommet se situe dans l'Ilerdien supérieur.

Au Sud de Fa, ces assises de 25 à 30 m d'épaisseur environ sont constituées par des marno-calcaires gréseux à *Chama*, *Pseudomiltha corbarica*, des grès et des marnes à nummulitidés dont *N. exilis* passant rapidement à des formations continentales, marno-calcaires jaunâtres et poudingues.

Au Nord du cimetière de Montazels et au Nord-Ouest de Garenaud, les Marnes à turritelles sont couronnées par des bancs de grès roux à nummulitidés et plantes flottées qui supportent des marnes rousses à *Tiaracerithium melaniaeformis*, *T. cossmanni*, *T. jonquierensis*, *Melanatria almerae*, *Bittium richei*, *Semisinus ? acutus* et *Tympanotonos* sp. Ces marnes sont surmontées par les grès et les lentilles de poudingues continentaux. Toutefois, au Nord-Est de Peyre Jac, un horizon de grès à pistes et coquilles d'huîtres vient s'intercaler entre les marnes calcaires violines et les grès conglomératiques de ces formations continentales.

Au Nord de la faille de Croux, les apports détritiques s'intensifient et se groupent en trois ensembles principaux qui vont constituer le plateau de Brousses faiblement incliné au Sud-Ouest puis les grandes barres en gradins qui se déploient du Nord-Est de Conilhac-de-la-Montagne à Bourière et se poursuivent dans les falaises et les reliefs situés entre Saint-Pierre-le-Clair et la D 52 (130 m d'épaisseur environ).

Dans les grès inférieurs à plantes flottées qui sont à la base du plateau de Brousses, les parties calcaires sont riches en nummulites, grandes operculines, plus rarement en assilines, alvéolines, mollusques et *Eoscutum doncieuxi*, rassemblés dans des croûtes superficielles, au sommet de la formation, sous le pylône de la ligne de haute tension notamment. Les marnes gréseuses intercalées entre les barres supérieures renferment des ostréidés et de nombreux *T. melaniaeformis*.

Au Nord-Ouest de Croux, comme au Sud-Ouest d'Aragnou, le sommet de la série marine est constitué par des grès jaunes et violacés à nummulites et débris d'*Ostrea*, surmontés de marnes violacées à moules de mollusques dont, probablement, des ellobiidés.

Dans la falaise de Saint-Pierre-le-Clair, les lentilles de grès et de sables à stratification entrecroisée et ripple marks forment l'essentiel des deux bar-

res inférieures superposées. Au Sud de la croix de Saint-Pierre, les grès calcaires du sommet de la falaise sont, en surface, riches en nummulitidés dont *N. atacicus* et *Assilina leymeriei*, en discocyclines et mollusques bivalves mal conservés. Ils viennent en contact, faillé, au Sud, avec des grès à *Eoscutum doncieuxi*.

A l'Ouest du point côté 596, les marnes sus-jacentes sont entrecoupées de lits gréseux roux à *Ostrea multicosata stricticostata*, *E. doncieuxi* et d'un horizon de condensation à *Assilina leymeriei*, *Operculina ammona*, *Nummulites* gr. *globulus*, *N. exilis-involutus*, discocyclines, alvéolines et fragments de *Graphularia pyrenaica*.

Des horizons fossilifères de condensation s'observent aussi au toit de la troisième unité de grès, le long de la D 52. Ils renferment, mêlés aux nummulites et aux alvéolines, des bivalves : *Mytilidae*, spondyles, plus rarement des échinides.

A l'Ouest et au NNW de Saint-Sernin, cette dernière formation est surmontée par des calcaires gréseux et des marnes gréseuses, riches en nummulites et grandes alvéolines dont *N. involutus*, *N. soerenbergensis*, *Alveolina trempina*, *A. rotundata* ainsi qu'en *Eoscutum doncieuxi*. Ils appartiennent à l'Ilerdien supérieur et correspondent aux plus récentes des formations marines tertiaires observées sur le territoire de la feuille Quillan.

Au Nord de la faille bordière septentrionale du massif de Mouthoumet, le complexe marin calcaréo-détritique qui domine la rive gauche de la Cornella, à l'Est de la métairie d'Alon, se termine par des marnes gréseuses à *Alveolina aragonensis* et *A. corbarica-trempica*, *Turritella baicheri* et *O. multicosata strictiplicata*. Il en est de même dans le compartiment faillé situé à l'WNW du point 437.

Tertiaire continental

e3b-5(a). **Couches de Fa. Marnes dominantes (1), conglomérats avec au Nord et au Nord-Ouest d'Espéraza, intercalations d'horizons calcaires (I, II, III).** On désigne ainsi les premières assises continentales piégées après le retrait de la mer ilerdienne. Sauf sur la bordure méridionale où elles sont très redressées et vigoureusement ravinées, les couches de Fa forment, au-dessus des surfaces arides de l'Ilerdien marin régressif, une succession de cuvettes (Saint-Sernin, Bourrière, La Serpent, Fa—Espéraza) vouées à la culture de la vigne.

Dans la cuvette de Fa—Espéraza, alors que le bassin marin persistait à l'Ouest de la dislocation de Croux, la sédimentation continentale a commencé légèrement plus tôt que sur la feuille Lavelanet, dès la deuxième partie de l'Ilerdien moyen.

On peut y reconnaître, au sein de marnes importantes représentant des dépôts de plaine d'inondation, des épandages conglomératiques à galets albiens parfois dominants, à centile moyen (10 à 25 cm), toujours en provenance du Sud. Trois intercalations de marno-calcaires de couleur ocre à violacée et de calcaires francs à rares moules de bulimidés représentent trois périodes de répit pendant lesquelles la précipitation biochimique a pu se

réaliser dans des sortes de sebkra caractéristiques d'une sédimentation endoréique. Le dernier épisode calcaire, bien caractérisé autour de Fa (Sarrat d'En Cost, cimetière, réservoir) et dans le vallon de Peyre-Jac, vient surmonter directement, au Nord-Ouest de Croux, les dernières barres à nummulitidés du compartiment Conilhac—Brousses. C'est lui qui permet de justifier la notation adoptée en assignant aux couches continentales sous-jacentes de toute la cuvette de Fa—Espérasa un âge comparable à celui des assises marines régressives de Conilhac, c'est-à-dire partie supérieure de l'Ilerdien moyen.

Au Nord du prolongement anticlinal de la branche varisque d'Alet, les couches par lesquelles débute, en affleurement, la série molassique syntectonique ont été également rapportées à cet ensemble. Les travaux en cours de parution (Crochet, 1989) proposent maintenant de les considérer comme faisant partie de la deuxième unité de la série de Palassou (Lutétien supérieur à Bartonien) qui se caractérise par une présence significative de matériel d'origine varisque (bancs d'arkoses, conglomérats à galets de granite) et une transgressivité importante avec discordance, sur les différentes assises marines de l'Ilerdien et parfois sur des terrains plus anciens (feuille Limoux).

e3b-5(b). Poudingue des serres inférieures. Conglomérats dominants, argiles et marnes avec quelques intercalations calcaires (2) au sommet.

Au-dessus des assises surtout marneuses et sensibles à l'érosion de la formation précédente, le Poudingue des serres inférieures joue dans cette partie molassique de la feuille, le rôle orographique majeur : les Pechs de Brens et du Léouc surplombent les vignobles de Bourrière—Conilhac—La Serpent tandis que les hautes collines boisées de la Bauzeille et de Saint-Fritoux dominant la dépression de Luzenac et de Laniès, à l'Ouest de la cuvette de Fa—Espérasa.

Cette formation contient encore une part importante de marnes ocre et grises mais il s'y individualise de multiples horizons conglomératiques, de puissance et de clasticité globalement croissantes. Les éléments de ces poudingues sont essentiellement des calcaires mésozoïques et on note que le stock des calcschistes albiens devient prédominant dans certains bancs, en particulier dans les assises conglomératiques sommitales. En outre, on observe, dans ces derniers horizons, l'apparition exceptionnellement précoce de matériel varisque (granites notamment) qui caractérise généralement la deuxième unité de la série de Palassou.

Ce matériel était apporté par des chenaux de plus en plus compétents (le centile peut atteindre 40 à 60 cm dans le sommet de la formation), en provenance, essentiellement, du SSE ; on peut donc concevoir l'existence d'une paléo-Aude qui drainait déjà le bassin de Quillan et ses abords.

Vers l'Ouest, cette formation qui a livré, dans la région de Sibra—Saint-Quentin, *Lophiodon subpyrenaicum* (= *Lophiaspis baicheri* ?) et qui est directement surmontée par l'horizon repère des Calcaires de La Bastide-de-Boussignac (Crochet, 1984) a été considéré comme datant du Cuisien pro parte au Lutétien inférieur.

e3b-5(c). **Couches de Belloc. Marnes et conglomérats (1) à ciment carbonaté (intercalations de lentilles calcaires sur la feuille Lavelanet).** Au sommet de la formation précédente, s'individualisent des conglomérats à ciment carbonaté avec des intercalations de marno-calcaires dans lesquelles apparaissent des lentilles de concrétions algaires. Ces matériaux sont très localisés et n'affleurent qu'à la surface de l'étroit promontoire portant la borne 580, au Nord-Ouest de La Bauzeille-Haute, dans le prolongement des couches de la Métairie Blanche sur la feuille Lavelanet.

Cette assise, à imprégnation carbonatée importante, peut se relier à l'horizon des Calcaires de La Bastide-de-Bousignac (base du Lutétien supérieur) qui marque le sommet de la première unité tectono-sédimentaire de la série de Palassou.

QUATERNAIRE

Fz. Alluvions : sables, galets, graviers. Il s'agit principalement des alluvions de la vallée de l'Aude et de ses affluents, et qui s'étendent de Quillan à Alet-les-Bains. Aucune distinction n'a été faite dans la chronologie de ces dépôts fluviatiles dont l'essentiel est cependant représenté par des épandages récents. Elles sont constituées par des blocs, galets, grès et sables polygéniques (quartz, quartzite, lydienne, schiste, granite, calcaire) souvent recouverts en terrasses par d'importants dépôts limoneux.

C. Colluvions et éluvions. Des formations variées d'origine colluviale, dues à la solifluxion, au ruissellement et parfois à des remaniements éoliens, recouvrent le bas des versants marneux, le fond des vallons et les surfaces aplanies des horizons argileux. On a distingué des formations d'origine purement colluvial (C), des colluvions sur faciès rognacien (C/C7b), des colluvions sur faciès vitrollien (C/e1b) et des formations d'origine mixte (CE) résultent d'éboulis emballés dans des dépôts soliflués. La nature pétrographique de ces formations dépend de celles des terrains dont elles sont issues : limoneuses, argileuses, sableuses ou caillouteuses. Elles ont un âge würm ou plus récent.

E. Éboulis. De nombreux et vastes talus d'éboulis s'étalent au pied des escarpements rocheux calcaires, en particulier tout le long de l'accident du Front nord-pyrénéen, des Murailles du Diable au Bosc de Grand Bac en passant par le flanc nord du Pech de Bugarach. Ils résultent de la juxtaposition de cônes d'éboulis issus des parois calcaires. Il existe des éboulis périglaciaires anciens formés de plaquettes calcaires gélifractées, plus ou moins stratifiées selon la pente et légèrement cimentées, et des éboulis de gravité plus récents formés de blocs non cimentés.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

TECTONIQUE HERCYNIENNE

Le massif paléozoïque de Mouthoumet affleure en boutonnière au sein du Méso-Cénozoïque dans l'avant-pays sous-pyrénéen audois. Constitué

pour une large part par des sédiments d'âge ordovicien à carbonifère inclus, ce massif présente une importante tectonique tangentielle varisque (von Gaertner, 1937) qui se marque par un empilement de plusieurs unités (Durand Delga, 1946,1956 ; Ovracht, 1969 ; Arthaud et *al.*, 1976 ; Bessière et Schulze, 1984 ; Bessière, 1987).

Le massif de Mouthoumet (fig. 8) comporte 4 unités structurales principales séparées par des accidents importants à pendage variable vers le Sud-Est. D'Ouest en Est, il s'agit de : 1/ l'*autochtone relatif* (unité I) ; 2/ l'*unité du Roc de Nitable* (unité II) ; 3/ l'*unité de Félines-Palairac* (unité III) ; 4/ l'*unité de la serre de Quintillan* (unité IV). Sur cette feuille, seules affleurent p.p. l'autochtone relatif et l'unité du Roc de Nitable.

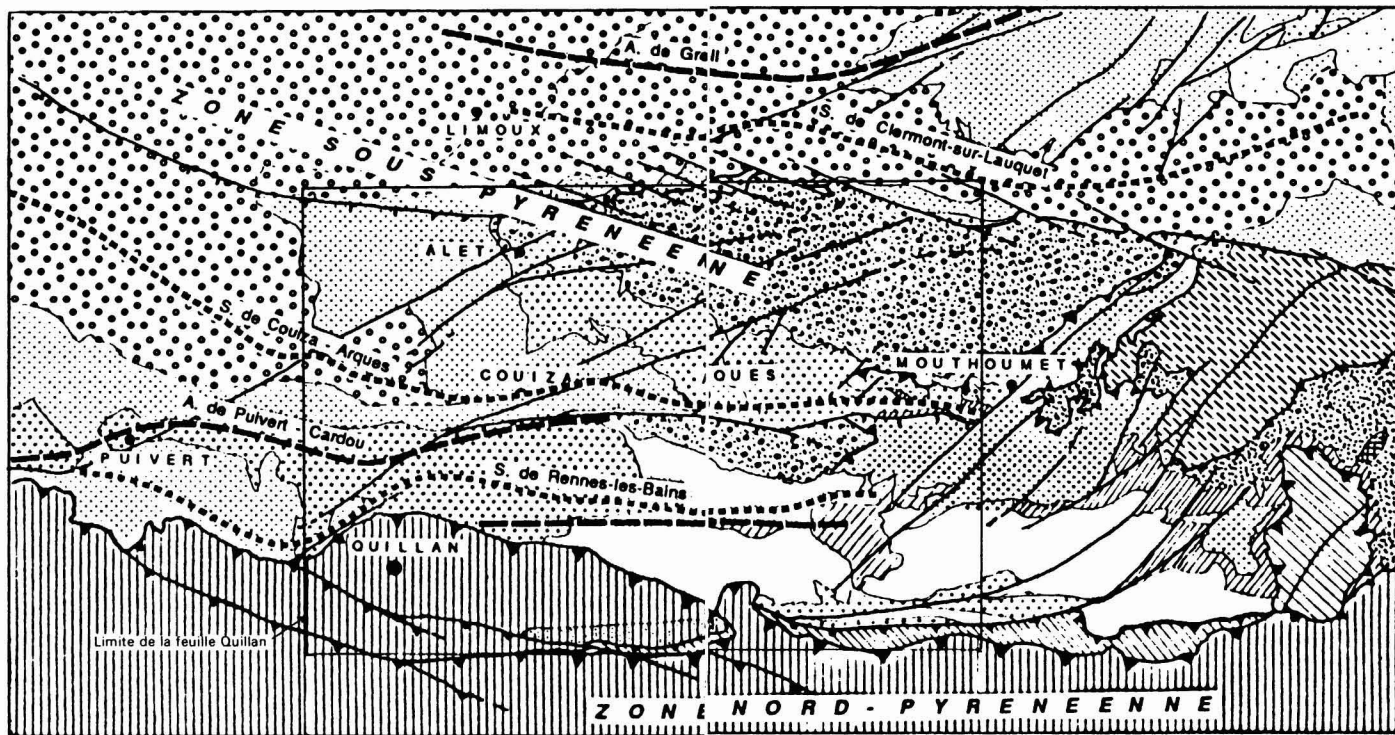
L'autochtone relatif (unité I) correspond géométriquement à l'unité la plus basse connue à l'affleurement dans le massif de Mouthoumet. Cette unité, à matériel sédimentaire d'âge ordovicien à carbonifère inclus, constitue l'essentiel de la branche d'Alet et affleure largement dans la moitié occidentale de la branche du Cardou. La structure d'ensemble du Paléozoïque de l'autochtone relatif présente des caractères différents d'une branche à l'autre :

- **La branche d'Alet** (Ordovicien à Carbonifère inclus) se caractérise par :
 - des décollements dans les ampélites siluriennes ;
 - des antifformes à cœur d'Ordovicien, de Silurien ou de Dévonien et réparties en deux systèmes : le premier est orienté N 70 à N 90, le deuxième plus tardif N 10 à N 30 ;
 - des accidents de même direction que ces antifformes et synformes qu'ils limitent de manière générale ; ils jouent en faille inverse et certains d'entre eux évoluent même en chevauchement.
- **La branche du Cardou** (Dévonien et Carbonifère seulement) montre :
 - des plis N120 à N130 et des plis N-S à N 30 visibles à différentes échelles. Les plis N120 à N130 sont déjetés à déversés au SSW ; leur surface axiale plonge vers le NNE et leurs axes vers l'ESE. Leur disposition en échelon suggère un cisaillement senestre. Les plis N-S à N 30 sont de manière générale déjetés à déversés à l'Ouest ; leurs axes présentent des plongements faibles à moyens ;
 - des accidents N120 à N130 à pendage NNE ou SSW et des accidents N 50 à N 70 à pendage NW le plus souvent. Ces accidents jouent en faille inverse, voire en chevauchement.

Parmi les différences essentielles entre la branche d'Alet et la branche du Cardou, on relèvera :

- une structuration en coins, organisés en systèmes conjugués dans la branche d'Alet, tandis que dans la branche du Cardou domine une disposition en échelons des plis suggérant une zone de cisaillement senestre ;
- les axes des structures plongent vers le Sud-Ouest dans la branche d'Alet, vers le Sud-Est dans la branche du Cardou.

L'unité du Roc de Nitable (Unité II) surmonte vers l'ESE l'autochtone relatif par l'intermédiaire d'un accident à pendage faible à moyen vers le Sud.



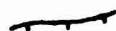
10 km

Zone sous-pyrénéenne : 1. Post-Eocène; 2. Eocène supérieur; 3. Eocène moyen inférieur; 4. Paléocène à Sénonien supérieur; 5. Sénonien inférieur à Cénomaniens; 6. Crétacé inférieur à Trias; 7. Stéphanien.

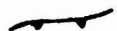
Massif paléozoïque de Mouthoumet : 8. Autochtone relatif; 9. Unité du Roc de Ni le; 10. Unité de Félines-Palairac; 11. Unité de la Serre de Quintillan.

Zone des Ecaillés imbriquées : 12. Crétacé.

Zone nord-pyrénéenne : 13. Crétacé supérieur; 14. Crétacé inférieur à Trias.



Faillie inverse



Chevauchement



Axe anticlinal



Axe synclinal

Fig. 8 - Schéma structural du Massif du Mouthoumet

Au sein de cette unité constituée de terrains sédimentaires d'âge silurien à carbonifère, on distingue en fonction de la nature des dépôts carbonatés du Carbonifère inférieur une unité IIa caractérisée par des dépôts turbiditiques peu épais accumulés dans une zone relativement profonde et une unité IIb montrant d'importantes accumulations de plate-forme. Ces deux unités sont séparées par un accident à pendage sud-est, l'unité IIa étant située au Nord-Ouest de l'unité IIb.

L'unité IIa forme une étroite bande à la partie sud de la branche d'Alet (environs d'Albières) et constitue la partie orientale de la branche du Cardou. A l'échelle de la carte, la structure générale de l'unité IIa peut être assimilée, par exemple pour la partie située au Nord, à un monoclinal à pendage sud ou sud-est. Dans la branche du Cardou, entre Mandrau et la Ferme du Pech au Nord de Fourtou, le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère sont étirés tectoniquement dans l'accident qui sépare l'unité IIa et l'autochtone relatif.

L'unité IIb est limitée vers le Sud par le Mésozoïque représenté par du Trias (Est du col de Redoulade) ou par du Cénomanién (Ouest du col de Redoulade). Cette unité est découpée par des accidents de direction N-S à N35 comme celui d'Espéout, au Sud d'Auriac. Certains de ces accidents présentent un jeu en chevauchement vers l'Ouest plus ou moins marqué comme on peut l'observer à l'Est de Lauradieu (1,3 km au Sud-Est d'Auriac) les calcaires viséens chevauchent tantôt le flysch, tantôt les calcaires viséens qui supportent leur couverture flysch (Est Espéout, par exemple). Le résultat du jeu de ces accidents conduit à une structure complexe avec des bandes orientées N 20 à N 30 qui présentent localement un agencement en coins extrusifs et intrusifs.

TECTONIQUE ALPINE

Introduction

Sur la feuille Quillan, deux zones structurales majeures, d'orientation sensiblement E-W, sont représentées très inégalement : au Nord, la zone sous-pyrénéenne dans la région d'Alet, Couiza, Rennes-les-Bains, Mouthoumet ; au Sud, la bordure nord de la zone nord-pyrénéenne. Schématiquement, ces zones sont séparées par une importante faille chevauchante à vergence nord : le chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP) dont le tracé discontinu pose ici le problème de l'articulation entre ces deux zones. En effet, la bordure sud de la feuille montre une zone de relais entre deux fronts de chevauchement se développant aux limites du synclinorium de Quillan. Au Nord de cette unité apparaît l'extrémité orientale du chevauchement du Pays-de-Sault, qui se prolonge dans l'accident du Bézu, et, au Sud, s'observe le chevauchement de la Forêt des Fanges se poursuivant vers l'Est dans le recouvrement Pech de Bugarach—Galamus. L'attribution de l'unité de Quillan à la zone sous-pyrénéenne a été proposée (Souquet *et al.*, 1977 ; Bilotte, 1985). Nous considérons ici cette unité comme une zone de transfert au sens de Dahlstrom (1969) placée entre deux éléments du front nord-pyrénéen et rattachée, de ce fait, à la zone nord-pyrénéenne.

Structure des unités sous-pyrénéennes.

Le matériel de la zone sous-pyrénéenne est représenté essentiellement par des terrains sédimentaires appartenant d'une part au Paléozoïque du massif de Mouthoumet, d'autre part à sa couverture post-hercynienne (Mésozoïque et Cénozoïque).

L'organisation de la zone sous-pyrénéenne en aires anticlinales ou synclinales asymétriques, à vergence nord et d'orientation sensiblement E-W, apparaît comme le trait majeur de cette structuration. Elles sont plus ou moins larges et les flancs courts sont souvent affectés de failles longitudinales inverses de fort pendage en surface.

Du Nord vers le Sud, on distingue : l'anticlinal d'Alet, le synclinal de Couiza—Arques, l'anticlinal du Cardou, le synclinal de Rennes-les-Bains, l'anticlinal de Fontaine Salée et le synclinal de Soulatgé. Les plis méridionaux sont recoupés obliquement par le CNFP et passent ainsi sous la zone nord-pyrénéenne.

A l'extrémité ouest du massif de Mouthoumet, on constate que les plis constitués par le Crétacé et l'Éocène se moulent sur le substratum hercynien. Cependant sur la bordure méridionale du massif, les terrains mésozoïques, plus complets, sont décollés sur les argiles gypseuses triasiques qui affleurent dans la ride anticlinale de la Fontaine Salée. Le décollement peut se manifester à des niveaux plus élevés (Crétacé supérieur du Col de Redoulade).

Écailles imbriquées sous le chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP).

—Au Nord de l'unité de Quillan, appartiennent à ces écailles des terrains crétacés chevauchés par le Trias du Bézu.

—Au Sud du synclinorium de Quillan, sous le CFNP du secteur Forêt des Fanges — Pech de Bugarach, il faut leur rapporter la lame de Crétacé en série inverse chevauchant le Sénonien de St-Louis-et-Parahou.

—A l'Est du Pech de Bugarach, vient un dispositif plus complexe : il s'agit de la lame de Camps-Peyrepertuse (Bilotte, 1985) qui a même signification que l'écaille se développant au Sud de Saint-Louis-et-Parahou. Cette lame correspond à une étroite bande de terrains crétacés isoclinaux ou à structure synclinoiriale *s.l.*, découpée par des accidents longitudinaux et expulsée vers le Nord sur le synclinal de Soulatgé.

Des auteurs (Gélard et Magné, 1968 ; Gélard, 1969 ; Bouillin, 1971 ; Durand Delga, 1980 ;...) ont envisagé que cet ensemble représenterait simplement le flanc inverse du synclinal sous-pyrénéen de Cubières.

Certaines de ces écailles peuvent être totalement recouvertes par les unités plus internes nord-pyrénéennes ; elles correspondent alors à une structure en duplex.

Structure des unités nord-pyrénéennes.

Il s'agit d'unités allochtones, déplacées vers le Nord sur des surfaces en relai utilisant le niveau de décollement des argiles triasiques et émergeant en tant que CFNP dans deux accidents qui se développent au Nord et au Sud du synclinorium de Quillan. Ces unités constituent une zone de transfert. En effet sur sa bordure nord, la quantité de déplacement décroît d'Ouest en Est à l'extrémité orientale du chevauchement du Pays-de-Sault (accident du Bézu). Au contraire au Sud du synclinorium, le chevauchement nord-pyrénéen s'accroît vers l'Est depuis le secteur de la Forêt des Fanges vers celui du Pech de Bugarach—Galamus.

• ***Synclinorium de Quillan***

Les structures cartographiques observées dans les marnes noires schisto-sées de l'Aptien supérieur — Albien peuvent être interprétées comme la superposition de plis sensiblement E-W et de plis NW-SE (Est de Quillan). Ces terrains du Crétacé inférieur sont surmontés en discordance par les terrains du Crétacé supérieur formant le fond du synclinorium dans sa partie sud-orientale (secteur du Bois de Lauzet—St-Louis-et-Parahou).

• ***Unités chevauchantes de la bordure sud.***

Sur la bordure sud de la feuille, les terrains mésozoïques du secteur Forêt des Fanges—Pech de Bugarach—Galamus chevauchent fortement vers le Nord. Ce recouvrement anormal devient subhorizontal dans le dispositif classique et spectaculaire du Pech de Bugarach. Ces terrains chevauchants sont affectés de plis et accidents obliques en échelons senestres N110-N130. A l'échelle régionale, ces plis reprennent les plis majeurs de direction E-W. Ce dispositif est particulièrement net dans les unités nord-pyrénéennes plus méridionales et en particulier sur la bordure nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet.

Déformations pendant le cycle alpin.

• ***Déformations pendant le Trias.***

D'après Giannoni (1987), la sédimentation triasique a surtout été contrôlée, au moins pendant un certain temps, par un système de failles extensives syn-sédimentaires orientées N 20 à N 50 comme celles d'Auriac ou, plus à l'Est (feuille Tuchan), de la Cascade des Escoumes (près de Demacueille) ou de Massac—col de Cascade. Un deuxième système, orienté N 70 à E-W, se combine avec le précédent pour déterminer des bassins de forme losangique et d'importance variable. Ces systèmes de failles résulteraient du jeu en décrochement senestre d'anciens accidents hercyniens.

• ***Déformations éocrétacées.***

Dans la zone nord-pyrénéenne, l'existence de déformations anté-cénomaniennes est un fait avéré puisque la discordance du Néocrétacé sur du Crétacé inférieur est observable en divers points de la zone (Casteras, 1933 ;

Olive, 1960 ; Mattauer et Proust, 1964 ; Durand Delga, 1965). Cependant, le problème de la nature de ces déformations a été longuement débattu et l'idée a parfois prévalu, au cours de ces dernières années, qu'il s'agirait de déformations essentiellement extensives. Si l'on doit retenir la nécessité d'une extension associée à des coulissements au moment de la création des bassins éocétacés et notamment des sillons de flysch de l'Albien supérieur, il faut admettre aussi, comme nous le révèle la structure du bassin de Quillan, l'existence de raccourcissements anté-cénomaniens. En effet, les marnes et les calcaires argileux noirs de l'Aptien supérieur—Albien sont affectés de plis avec, vraisemblablement, superposition de structures E-W et NW-SE. Ces plis s'atténuent cependant dans les niveaux supérieurs plus compétents de l'Albien moyen et sont surmontés en discordance par le Crétacé supérieur formant le synclinal de St-Louis-et-Parahou.

Notons que la ride anticlinale du Bézu a été considérée (Gélard, 1965) comme un pli anté-cénomaniens. Or, s'il ne fait aucun doute que la structure chevauchante actuelle est bien d'âge éocène, nous admettons, également, qu'elle résulte de l'évolution d'un pli anticlinale réalisé au cours de l'Albien.

Dans la zone sous-pyrénéenne, à l'extrémité sud-occidentale du massif de Mouthoumet, le Cénomaniens transgressif sur des terrains allant du Crétacé au Paléozoïque y est nettement discordant. Les déformations correspondant à cette discordance se sont traduites par des jeux de failles (failles du col des Lus et du col de Redoulade, cette dernière étant fossilisée par le Cénomaniens), mais aussi probablement par des plis qui auraient été moins accentués que dans la zone nord-pyrénéenne. Cependant, l'existence de ces plis ne peut être ici clairement établie.

Un dispositif très particulier est celui de la Serre de Bouchard (Comte, 1967 ; Kuhfuss, 1981) où le Cénomaniens apparaît en discordance sur un ensemble de terrains jura-crétacés formant une structure monoclinale orientée NE-SW et à pendage nord-ouest. En outre, les divers termes du Jurassique-Crétacé reposent en contact anormal sur du Keuper. Plusieurs interprétations ont été proposées pour expliquer un tel dispositif :

—pour Comte (1967), il s'agit là du résultat d'une tectonique tangentielle compressive anté-cénomaniens débutant par la formation à l'Aptien supérieur de plis ultérieurement cisailés par des failles sub-horizontales qui faciliteraient le déplacement de panneaux sur plusieurs kilomètres vers le Nord-Ouest au-dessus des argiles de Keuper ;

—pour Kuhfuss (1981), deux hypothèses sont plausibles. La première consiste à supposer un plissement suivi d'une importante érosion avant la mise en place du Jurassique—Crétacé allochtone après un déplacement pluri-kilométrique vers le Nord-Ouest. La deuxième hypothèse reprend la notion de déformation en compression avec formation initiale de plis ; il se développe une fracturation synchrone ou postérieure à ce plissement, responsable de la création et du basculement de panneaux. Ensuite se produisent des phénomènes de glissement gravitationnels au-dessus du Keuper sur une pente à pendage sud. Enfin vient une période d'intense érosion et d'émergence, caractérisée par le dépôt avant le Cénomaniens de bauxites sur le Jurassique-Crétacé inférieur de la Serre de Bouchard ;

—pour Bessière (1987), le dispositif de la Serre de Bouchard résulterait d'une extension avec développement de failles listriques à pendage sud-est, responsables de l'individualisation et du basculement vers le Nord-Ouest des panneaux qu'elles délimitent ; cette extension s'accompagne d'un bas-

culement général du domaine de sédimentation vers le Sud avec formation d'une pente vers le Sud et d'un bassin asymétrique. Cette interprétation n'est pas en contradiction avec le développement d'une déformation en compression vers la fin de l'Albien ou au début du Cénomanién.

• **Déformations néocrétacées.**

Dans la zone sous-pyrénéenne, l'importance des déformations réalisées au cours du Crétacé supérieur ne peut être établie avec précision sur le territoire de la feuille Quillan. La disposition en « onlap » des formations littorales ou continentales néocrétacées amènent des terrains continentaux du Campanien—Maastrichtien (Formation des Grès d'Alet) à surmonter directement en forte discordance du Paléozoïque (anticlinal d'Alet) ou du Trias (extrémité est du synclinal d'Arques, dans le secteur d'Albières). Le Cénomanién signalé sur la 3^e édition de la feuille à 1/80 000 Quillan au Sud-Ouest de cette localité n'a pas été retrouvé. En revanche, un peu plus à l'Ouest (Sud-Est d'Arques), la Formation des Grès d'Alet coupe obliquement des niveaux du Néocrétacé marin attribués au Turono-Sénonien. Ce dispositif pourrait être l'indice d'une discordance progressive réalisée au cours du Crétacé supérieur, les déformations majeures se produisant vers la fin du Crétacé, au cours du Maastrichtien, ainsi que cela apparaît dans les Corbières orientales (Viallard, 1987). A l'Ouest de l'Aude, la trace de ces déformations se traduirait par la discordance également inira-maastrichtienne dans l'anticlinal de Dreuilhe (Bilotte, 1985).

• **Déformations d'âge éocène supérieur.**

L'analyse de ces déformations peut être précisée dans la Zone sous-pyrénéenne où le matériel cénozoïque est bien représenté. Elles correspondent à des plis et à des failles directionnelles ou obliques, antérieures aux molasses post-bartoniennes (Crochet, 1984).

—*Les plis.* Leurs caractéristiques géométriques varient du Nord vers le Sud et d'Ouest en Est. Il s'agit de plis dissymétriques avec une surface axiale orientée approximativement E-W et à pendage fort à moyen vers le Sud. Si leur longueur d'onde est d'ordre plurikilométrique le plus souvent, ces plis deviennent de plus en plus serrés vers l'Est ; cela s'accompagne d'une diminution de leur longueur d'onde d'Ouest en Est et, en même temps, d'une augmentation de l'amplitude de ces plis. On notera l'allure légèrement sigmoïde de la surface axiale des plis, liée à la présence d'accidents transverses NE-SW : la variation de direction entre N100-N110 et N70-N80 est due à des rotations internes dextres entre ces accidents NE-SW, rotations qui se marquent par des décalages apparaissant senestres le long de ces accidents. Enfin, on observera que les axes de plis présentent des pendages Ouest de plus en plus forts quand on se dirige vers l'Est.

—*Les failles.* En fonction de leur orientation, on peut distinguer plusieurs familles de failles d'importance inégale, ayant joué lors des déformations pyrénéennes :

- les failles longitudinales N100 à N 80 (faille du Cardou, par exemple) : elles évoluent souvent en failles inverses, parfois en chevauchements ;

- les failles obliques N120 à N130 (sur la bordure nord du massif de Mouthoumet : faille de Lairière,...) jouent en faille inverse, parfois en chevauchement ; leur disposition en échelon et la rotation interne des blocs qu'elles limitent prouvent l'existence d'un jeu en décrochement senestre ; ces accidents sont recoupés à leur tour par des accidents NE-SW à NNE-SSW ;
- les failles obliques NE-SW à NNE-SSW (faille d'Auriac, ...) dont la fréquence augmente d'Ouest en Est ont un jeu inverse et une composante en décrochement.

Font exception les failles obliques de même direction qui jouent en failles normales et que l'on rencontre aux environs d'Alet, dans la vallée de l'Aude : le jeu en failles normales de ces accidents NE-SW peut être mis en relation avec la phase extensive oligocène très marquée dans les Corbières Orientales.

- *Chronologie relative et signification des déformations éocènes.*

Formation de plis d'échelle cartographique s'accompagnant du développement des failles longitudinales.

Ces structures sont affectées, notamment sur la bordure nord du massif de Mouthoumet, par des accidents obliques N120 à N130 qui jouent en décrochement et en failles inverses.

L'ensemble des structures précédentes est recoupé par des failles NE-SW à NNE-SSW qui elles aussi peuvent montrer un jeu en faille inverse et/ou en décrochement.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Climatologie

Le climat de cette région est de type méditerranéen avec cependant une influence océanique plus marquée vers l'Ouest, dans le secteur de l'Aude et une influence montagnarde vers le Sud, en raison des altitudes plus élevées, localement supérieures à 1000 m, comme le Pech de Bugarach (1230 m), point culminant de la feuille. Il en résulte donc des conditions climatiques assez variables dans les limites de la carte.

La pluviométrie diffère très sensiblement entre la vallée de l'Aude et le secteur compris entre le Pech de Bugarach et Bouisse. Ainsi, la moyenne pluviométrique annuelle des 40 dernières années s'établit à 684,5 mm à Couiza, 1034,3 mm à Bugarach, 1256,2 mm à Bouisse et 1270,7 mm à Fourtou. Entre les localités de Couiza et de Fourtou, distantes de moins de 15 km, la moyenne pluviométrique augmente de 85%. De même, entre Arques et Fourtou, séparés de 7 km, cette moyenne s'accroît de 43 %. Cela traduit l'influence capitale des reliefs situés entre le Pech de Bugarach au Sud et le Milobre de Bouisse au Nord, dans la haute vallée de l'Orbieu.

Les précipitations d'origine méditerranéenne sont de courte durée, mais ont généralement un caractère violent. Par contre, des perturbations océaniques apportent des pluies moins intensives, mais plus étalées dans le temps.

Les hauteurs des précipitations annuelles varient ainsi de manière importante d'une année sur l'autre avec par exemple des valeurs extrêmes entre 1961 et 1985 de 568 mm (1983) et 1141 mm (1972) à Arques, 663 mm (1983) et 1362 mm (1965) à Auriac, 692 mm (1973) et 1409 mm (1982) à Bugarach, 513 mm (1967) et 1018 mm (1969) à Couiza, 861 mm (1973) et 1519 mm (1968) à Fourtou.

Sur une plus longue période d'observations, les extrêmes s'avèrent encore plus marqués avec notamment 385 et 1171 mm à Quillan et 492 et 1362 mm à Auriac.

Des précipitations importantes peuvent se produire durant un temps très bref comme par exemple 67 mm en une heure à Villardabelle le 21 mai 1971, 158 mm en 12 heures et 198 mm en 24 heures le 4 novembre 1962 à Auriac, 210 mm à Couiza en 24 heures le 10 octobre 1970 et durant le même temps 212 mm à Fourtou et 216 mm à Sougraigne le 28 novembre 1968. Citons encore 330 mm en 48 heures les 9 et 10 octobre 1970 à Couiza et 385 mm en 72 heures du 28 au 30 novembre 1968 à Fourtou.

Le nombre de jours de pluie varie de manière sensible suivant les années, mais reste assez similaire d'un poste à l'autre pour une même année. En moyenne annuelle, les précipitations supérieures à 1 mm se produisent en 91 jours à Arques, 98 jours à Auriac, 107 jours à Bugarach. Le nombre de journées à précipitations dépassant 10 mm s'établit à 26 à Arques, 29 à Auriac et 32 à Bugarach.

La répartition moyenne des maxima et minima pluviométriques varie en fonction de la position du poste d'observations. Juillet correspond généralement au mois le moins arrosé. Par contre, les précipitations maximales se produisent au printemps, entre les mois de mars et mai suivant les stations, même si les pluies exceptionnelles, essentiellement d'origine méditerranéenne s'observent généralement en automne (octobre et novembre).

La neige est fréquente sur cette région. Si celle-ci est plus rare dans la vallée de l'Aude à altitude moindre, les précipitations neigeuses ont lieu chaque année sur le Bugarach, en plusieurs périodes s'étalant de décembre à avril ; les hauteurs de neige peuvent dépasser 50 cm. Dans la vallée de l'Aude, en aval de Couiza, la neige s'avère plus exceptionnelle. Notons cependant une hauteur de neige de 42 cm à Quillan le 17 décembre 1960.

Sur cette feuille, *la température moyenne annuelle* reste comprise entre 10,5 et 12,5° C avec notamment 10,9° C à Parahou, 11,2° C à Auriac et 12,7° C à Limoux (à quelques kilomètres au Nord de la carte). Cette distribution thermique dépend essentiellement de l'altitude. La température minimale s'observe en janvier avec une moyenne de 3,9° C à Parahou, 4,3° C à Auriac et 5,5° C à Limoux. Des températures inférieures à -15° C ont été enregistrées, comme par exemple en 1985 avec notamment -16° C à Parahou et une moyenne exceptionnellement basse de - 8,7° C pour la deuxième décennie de janvier 1985.

Les températures extrêmes d'été peuvent dépasser 35° C avec une valeur de 43° C à Quillan en 1962. Sur les reliefs les températures estivales s'avèrent généralement moins élevées.

Sur cette région, *les vents* ont une fréquence et une intensité nettement moins prononcée que dans la vallée de l'Aude orientée Ouest-Est entre Carcassonne et Narbonne. Les vents dominants soufflent du Nord-Ouest et du Nord-Nord-Ouest ; il s'agit du Cers.

Les vents d'Est, du Sud-Est, du Sud-Sud-Est et du Sud s'avèrent beaucoup plus humides. En provenance du Sud-Est, ils entraînent des précipitations d'origine méditerranéenne ; il s'agit du Marin, qui, rare en été est plus fréquent en automne et au printemps.

Les précipitations se produisent essentiellement par vent d'Ouest et le rapport entre le nombre de jours de pluie par vent d'Ouest et le nombre par vent d'Est dépasse 3,5. Par contre, les précipitations les moins fréquentes, d'origine méditerranéenne, se produisant par vent d'Est et Sud-Est, peuvent s'avérer très intensives et entraîner des crues remarquables.

En fait, le changement de régime climatique (atlantique, méditerranéen) se produit dans une zone de balancement d'influence située approximativement sur cette feuille au niveau des massifs du Rialsesse et du Bugarach, qui subissent les pluies les plus importantes. De part et d'autre de cette zone, on assiste à un dessèchement progressif de l'atmosphère, les courants océaniques, venant d'Ouest entraînent des précipitations qui vont en décroissant vers l'Est, alors que les courants méditerranéens s'avèrent de moins en moins humides en s'éloignant vers l'Ouest.

En raison des *nuages* assez fréquents, la durée moyenne d'insolation reste comprise entre 2 000 et 2 200 heures par an pour cette région.

Eau de surface

Plus de 90 % de la superficie de cette carte s'étend dans le bassin versant de l'Aude qui constitue d'ailleurs le principal cours d'eau. La partie sud-est de la feuille se situe dans le bassin versant de l'Agly.

L'Aude s'écoule du Sud vers le Nord et présente quelques méandres bien marqués entre Campagne et Couiza. Ce fleuve reçoit en rives droite et gauche des affluents à débit réduit, voire nul en étiage. Cependant, ces cours d'eau gonflent rapidement à chaque orage.

La Sals, qui reçoit le Rialsesse constitue l'affluent le plus important de l'Aude sur cette carte en fonction de la superficie du bassin versant qui atteint 145 km² et se situe en totalité sur la feuille. Drainant des secteurs à pluviométrie élevée, c'est-à-dire la partie septentrionale du Bugurach et les Monts Rialsesse, la Sals présente un écoulement permanent et à Couiza avant sa confluence avec l'Aude, un débit d'étiage de 130 l/s, un débit de crue pouvant atteindre 630 m³/s et un module de 1,5 m³/s. Les crues surviennent soit à la suite d'orage de type méditerranéen, soit sous l'effet de pluies de relief associées à la fusion de la neige. Les débits des hautes eaux participent activement aux crues de l'Aude, malgré la superficie réduite de son bassin versant par rapport à celui de l'Aude. Le Rialsesse et la Sals sont célèbres par la violence et la soudaineté de leurs crues.

Les débits maxima se produisent en février en période de non-végétation, traduisant la part prépondérante des phénomènes d'évapotranspiration. Ainsi, les débits écoulés s'avèrent plus importants en février qu'en mai, bien que durant le mois de mai apparaissent des pluies plus intensives mais avec une végétation plus active et des températures plus élevées. Cependant, les principales crues ont lieu en octobre.

Les débits moyens du **Faby** et de la **Corneilla**, affluents rive gauche de l'Aude atteignent environ 0,3 et 0,5 m³/s.

Les observations réalisées à la station de jaugeage de Belvianes sur l'Aude, à l'aval des gorges de Pierre Lys, de 1921 à 1930 et de 1958 à 1985 montrent que les débits les plus faibles se rencontrent en août, septembre et octobre avec respectivement des valeurs moyennes de 7,0, 6,95 et 7,25 m³/s. Le débit le plus élevé s'établit en mai avec 27,9 m³/s et le module interannuel est de 14,2 m³/s.

Ainsi, les débits mensuels font ressortir un régime de type nivo-pluvial avec un maximum en mai correspondant à la fonte des neiges et à un apport par les pluies d'origine atlantique. Les crues dues à l'influence méditerranéenne, qui se produisent essentiellement en automne, n'entraînent pas d'augmentation très sensible des débits moyens mensuels de cette saison, car ces épisodes souvent violents s'avèrent généralement très limités dans le temps.

Entre 1965 et 1985, les débits extrêmes de l'Aude à Belvianes sont de 400 m³/s le 22 mars 1974 et de 3,53 m³/s en septembre 1973. Les débits d'étiage annuels ne dépassent jamais 7 m³/s. Le débit de crue, outre le 22 mars 1974, a dépassé 200 m³/s le 22 octobre 1970 avec 245 m³/s et le 19 mai 1977 avec 331 m³/s.

L'Orbieu, qui prend sa source au Nord du village de Fourtou, s'écoule tout d'abord en direction de l'Est, puis au niveau d'Auriac se dirige alors vers le Nord et prend de nouveau une orientation vers l'Est en aval de Montjoi. Sur cette feuille, l'Orbieu draine un secteur à pluviométrie intense. Entre 1971 et 1984, la station de jaugeage du Moulin à Montjoi indique un module de 1,02 m³ pour un bassin versant de 75,8 km², avec des débits extrêmes de 65 m³/s le 24 février 1972 et 0,018 m³/s le 24 septembre 1978. Les étiages se produisent en juillet et août, mais ils peuvent se poursuivre jusqu'en septembre ou octobre, les débits moyens de ces quatre derniers mois étaient de 0,438 m³/s, 0,143 m³/s, 0,108 m³/s et 0,127 m³/s. Les débits les plus élevés se rencontrent en janvier, février et mars avec 2,10 m³/s, 2,73 m³/s et 2,07 m³/s.

L'Agly prend naissance à la source de Fontfroide sur les pentes du Bugarach et s'écoule en direction du Sud-Est. Le cours d'eau acquiert un régime pérenne à partir de la source du moulin de l'Agly. A l'entrée des gorges de Galamus, le débit d'étiage s'avère extrêmement réduit, mais des apports karstiques vont se produire à la traversée de ces gorges.

A Camps-sur-Agly, entre 1964 et 1970, le module s'établit à 0,5 m³/s environ avec des débits extrêmes instantanés de 41/s et 65 m³/s.

Le Verdouble, qui conflue avec l'Agly en aval d'Estagel dans le département des Pyrénées Orientales après un parcours de plus de 35 km s'écoule à moins de 2 km de l'Agly en tête de bassin versant. La tête du thalweg du Verdouble ne présente généralement pas d'écoulement superficiel. Plus en aval, une partie des eaux se perd au Gourg de l'Antre avec résurgence à la source de le Doux à Soulatge.

Eau souterraine

Les différents aquifères existant sur cette feuille s'avèrent extrêmement compartimentés, mais les ressources en eau souterraine, importantes notamment dans les calcaires du Dévonien et de l'Urgonien restent peu exploitées. Sauf dans les alluvions de l'Aude qui constituent l'aquifère le plus sollicité, pratiquement seuls les captages de sources, en nombre important sont utilisés.

- Les formations essentiellement schisteuses du **Silurien et de la base du Dévonien** contiennent de très faibles ressources en eau. Il en est de même des niveaux **carbonifères**. Situées cependant dans une région à pluviométrie intense, ces terrains peuvent contenir de petits aquifères d'imprégnation dans la partie superficielle. Le débit des ouvrages ne dépasse jamais $5 \text{ m}^3/\text{h}$. De telles sources permettent cependant l'alimentation de petites collectivités comme Véraza, Terroles, Missègre, Villardebelle, Bouisse, Valmigère et Salza. Il est souvent nécessaire d'avoir recours à plusieurs sources pour la desserte de telles agglomérations. L'eau obtenue est généralement très peu minéralisée (moins de $0,2 \text{ g/l}$) et l'on note parfois une nette tendance à l'agressivité.
- **Le Dévonien** constitue un important réservoir en eau souterraine et le contact entre les calcaires dévoniens et les schistes siluriens représentent souvent un niveau remarquable de sources avec réserve suffisante pour maintenir un écoulement permanent en période d'étiage. La source de Termes (feuille Tuchan) d'un débit moyen de 601 l/s permet l'alimentation en eau de plus d'une vingtaine de communes regroupées dans le syndicat de l'Orbieu. Les formations dévoniennes présentent de nombreux phénomènes de karstification et plusieurs émergences karstiques débitent plusieurs centaines de litres par seconde, tout au moins en crue. La source de Montjoi peut débiter $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ en hautes eaux pour tarir rapidement après ces épisodes pluvieux. Depuis 1987, elle est équipée d'une station de jaugeage.

Plusieurs sources issues de ces calcaires dévoniens servent à l'alimentation en eau de collectivités dont Auriac à la terminaison occidentale du Mouthoumet, Montjoi, Lairière, Belcastel et Buc, Villardebelle, Peyrolles et Alet, communes situées dans la partie septentrionale de la feuille. Les sources karstiques Théron et Biscaye qui desservent Alet et partiellement Limoux, ainsi que l'émergence temporaire de Dourgas constituent l'exutoire du massif calcaire dévonien situé entre Missègre et Alet. Les pertes du Guinet, affluent du Lauquet à proximité de Missègre sont en relation avec la source du Théron. Depuis 1987, les émergences de Théron et Biscaye ont été équipées en station de jaugeage. Le débit-moyen de cet ensemble karstique dépasse la centaine de l/s avec un débit de crue supérieure à $1 \text{ m}^3/\text{s}$. La minéralisation de l'eau avoisine $0,25 \text{ g/l}$.

Dans le même contexte, jaillissent *les sources thermominérales* d'Alet en bordure d'un fossé d'effondrement comblé de formations du Crétacé supérieur et à la faveur d'un système de failles. Cependant, le bassin d'alimentation semble se situer plus à l'Est encore avec un cheminement plus profond, ce qui explique alors la température de l'eau, c'est-à-dire $22,5$ à 23° C . Le débit global de ces émergences atteint environ $350 \text{ m}^3/\text{h}$ en moyenne.

Les eaux sont bicarbonatées calciques avec une minéralisation de 0,35 g/l. Ces eaux thermominérales sont exploitées d'une part pour l'embouteillage par la Société des Eaux d'Alet avec une production en augmentation sensible, soit actuellement plus de 12 millions de litres par an et d'autre part pour les besoins d'un petit établissement thermal municipal accueillant encore moins de 100 curistes par an.

Les indications thérapeutiques concernent essentiellement le traitement des affections du tube digestif. La ville de Limoux utilise une partie du trop plein de ces eaux thermominérales à raison de 40 l/s pour compléter son alimentation en eau potable.

A Rennes-les-Bains, les eaux thermales des sources Bain Fort et Marie émergent des formations du Crétacé supérieur, mais eu égard à la température de l'eau comprise entre 40 et 45° C et à la structure géologique, l'origine de cette eau doit être recherchée dans les calcaires dévoniens qui affleurent au Nord et à une altitude très supérieure à celle de Rennes-les-Bains. Très karstifiés, ces calcaires favorisent l'infiltration de l'eau météorique qui se piège en profondeur sous les schistes imperméables du Carbonifère et qui remontent au jour à la faveur de failles affectant l'ensemble de la série géologique et jouant le rôle de drains. Ainsi, les calcaires crétacés situés à faible profondeur constituent le réservoir relai pour l'eau thermale dans son trajet ascendant. L'eau est bicarbonatée chlorurée calcique et ferrugineuse avec une minéralisation de 0,5 g/l et un débit moyen de l'ordre de 40 m³/h. Leur utilisation permet le fonctionnement d'un établissement thermal accueillant plus de 1200 curistes par an pour soigner les affections rhumatologiques inflammatoires et dégénératives.

- **Les calcaires du jurassique supérieur et moyen** n'affleurent pratiquement qu'au Sud de la feuille dans l'unité chevauchante du Bugarach. On y rencontre avens et cavités et dans les gorges de Galamus, l'Agly draine ces formations karstiques avec présence de plusieurs émergences.

- Dans l'ensemble de la série marno-calcaire du Crétacé inférieur, ce sont essentiellement les **calcaires massifs du Barrémien à faciès urgoniens** qui constitue le principal réservoir en eau souterraine. Ces calcaires, très fissurés et donc caverneux, donc perméables en grand, sont karstiques. Dans le synclinorium de Quillan, ils sont recouverts par une épaisse série marneuse de l'Albien. Cet ensemble géologique de la zone nord pyrénéenne est intensivement fracturé et plissé avec allongement Est-Ouest, ce qui accroît encore la perméabilité. Affleurant essentiellement dans le Pays de Sault, au Sud et au Sud-ouest des limites de la carte, ces calcaires représentent un impluvium important pour de grosses résurgences situées le plus souvent au contact avec des marnes imperméables, comme celle de Font Maure sur la commune des Belvianes et Cavirac à la sortie des gorges de Pierre Lys. La station de jaugeage qui a fonctionné entre 1960 et 1963 indique pour cette période un débit moyen de 1,4 m³/s et des débits extrêmes de 270 l/s et 12,3 m³/s. Le bassin versant de cette résurgence, évalué à près de 100 km² comprend tout ou partie des Forêts de Bélesta, Ste-Colombe, Puivert, Picaussel, Callong et Fanges.

Les colorations et l'analyse des variations de la chimie des eaux et des débits montrent que les circulations souterraines sont rapides.

Cette source de Font Maure, non exploitée, avait fait l'objet d'un projet de captage pour l'alimentation des communes de la moyenne vallée de l'Aude.

L'eau circulant dans ces formations urgoniennes sont bicarbonatées calciques avec une minéralisation comprise entre 0,25 et 0,35 g/l et une dureté de 20 à 30° fr.

A proximité de Ginoules existent plusieurs sources émergent des calcaires du Crétacé inférieur : les venues d'eau froide sont utilisées pour l'alimentation de l'agglomération et les sources Prosper et Rosita, non exploitées actuellement, dont la température varie entre 21,5 et 24° C et d'un débit global supérieur à 120 m³/h, ont été autrefois utilisées pour un petit établissement thermal qui ne fonctionne plus depuis une vingtaine d'années. Les eaux sulfatées calciques avec une minéralisation de 0,6 g/l avaient des propriétés diurétiques et stimulaient les fonctions hépatiques.

- **Dans les formations du Gargasien et de l'Albien**, on note la présence de quelques rares sources à débit d'étiage inférieur à 1 l/s, telle que celle alimentant le syndicat intercommunal St-Just, Granès et St-Ferriol et fournissant une eau moyennement minéralisée (0,35 à 0,4 g/l).

- **Dans le Crétacé supérieur**, les grès notamment la série des grès d'Alet et ceux du Turonien et les calcaires contiennent des ressources en eau non négligeables. Les calcaires peuvent présenter des formes de karstification importante avec de véritables réseaux karstiques. Le système Gourge de l'Antre-résurgence de la Doux sur laquelle a été établi le captage de la commune de Soulatge est en fait composé de deux réseaux karstiques actifs avec caractéristiques différentes, c'est-à-dire un réseau superficiel développé horizontalement, à perméabilité élevée et fort coefficient de tarissement et limité au Crétacé supérieur et un réseau plus profond responsable des apports d'eau anormalement chaude à faible coefficient de tarissement et zone d'alimentation éloignée, s'étendant probablement au Dévonien. Il en résulte des températures de l'eau variables et parfois élevées, c'est-à-dire entre 11,5 et 18,5 °C à la Doux et des variations de résistivité entre 2 400 et 3 350 ohms cm en relation avec les modifications de régime. Le débit d'étiage reste supérieur à 40 l/s.

La source exploitée par l'agglomération de Cubières sur Cinoble émerge des calcaires du Crétacé supérieur et se marque par un rapport entre les sulfates et les carbonates voisins de 0,5, ce qui s'explique par la présence d'argiles du Trias dans la zone d'alimentation. Les débits compris entre 10 et 50 l/s montrent qu'il n'existe pas de perméabilité en grand de ces calcaires et il n'y a donc pas de gros chenaux.

Dans le synclinal de Rennes-les-Bains—Sougraigne, les calcaires et les grès de base du Crétacé supérieur constituent un niveau perméable dont le mur est constitué par les argiles du Trias dans l'anticlinal de la Fontaine Salée au Sud et par les schistes carbonifères de l'anticlinal de Cardou au Nord.

La Source de la Sals ou Fontaine Salée draine les affleurements calcaires du Crétacé supérieur au Sud-Est et à l'Est de la dépression triasique. Le

débit est de 15 l/s en moyenne et 5 l/s en étiage. L'eau sulfatée chlorurée calcique présente une minéralisation très élevée et comprise entre 5 et 10 g/l ce qui résulte des lessivages des argiles salifères du Trias.

Plus au Sud, le captage exploité pour l'agglomération de Sougraigne et la source des Tourtes situées à proximité de la Sals constituent l'exutoire d'une partie des calcaires crétacés du synclinal de Rennes-les-Bains. Le débit de l'émergence des Tourtes est de 50 l/s en moyenne et 15 l/s en étiage. Les pertes des ruisseaux de Mourillou et de Caoussé (Trou de la Mandre) participent à l'alimentation de cette source des Tourtes. L'eau est bicarbonatée calcique avec une minéralisation moyenne de 0,3 g/l. L'eau de captage de Sougraigne présente une composition chimique intermédiaire entre la Fontaine Salée et l'émergence des Tourtes. C'est une eau chlorurée sodique avec une minéralisation voisine de 1 g/l. Le débit moyen atteint 3 l/s et diminue jusqu'à 1 l/s en été.

Sur le versant méridional de l'anticlinal de la Fontaine Salée apparaît la source du Moulin de l'Agly dont le débit de crue dépasse 100 l/s avec un module de l'ordre de 30 l/s. Sur cette même structure, plus à l'Ouest, les émergences de la Blanque drainent les calcaires du Crétacé supérieur.

L'une d'elles située près du hameau de la Ferrière alimente l'agglomération de Rennes-les-Bains. Le débit d'étiage avoisine 4 l/s. La température de l'eau de l'un des griffons atteint environ 18° C, indiquant une origine plus profonde.

Dans la vallée du Riالسesse, la source exploitée par les villages de Serres et Peyrolles a un débit pouvant dépasser 20 l/s en crue. L'eau s'avère moyennement minéralisée avec une dureté voisine de 25° fr.

A Fourtou, la source située près du village présente un débit moyen de 10 l/s et la minéralisation de l'eau est comprise entre 0,25 et 0,3 g/l. Un traçage a prouvé la relation entre cette émergence et un sondage de reconnaissance réalisé à 900 m en amont, avec des vitesses de circulations dépassant 40 m/h. Cependant, dans ce sondage, les grès turoniens se sont révélés faiblement perméables avec une transmissivité de 3.10^{-5} m²/s. En outre, l'eau est très ferrugineuse.

Dans les grès d'Alet, reposant sur les marnes du Santonien, des circulations d'eau souterraine se produisent dans les fissures ouvertes. Les sources s'avèrent relativement nombreuses, mais les débits ne dépassent pas 1 l/s en étiage. Plusieurs d'entre elles sont exploitées pour alimenter les agglomérations de Rennes-le-Château et Albières.

Dans le secteur de Rennes-les-Bains, les sources du Cercle, de la Madeleine et de la Fontaine des Amours issues des grès d'Alet ont un débit global compris entre 0,5 et 2 l/s. Elles ont été autrefois captées en raison de leur qualité chimique et de leur vertu thérapeutique. La Fontaine des Amours a même été mise en bouteilles avec vente de l'eau durant quelques années à la fin du siècle dernier. Les eaux froides, d'une température variant de 11,5 à 12,5° C, sont agressives et de type sulfaté calcique et ferrugineux avec une forte teneur en CO₂ libre.

A St-Louis et Parahou, un sondage de 250 m de profondeur ayant essentiellement traversé des grès et marnes du Crétacé supérieur s'est révélé faiblement productif ($2 \text{ m}^3/\text{h}$) ; il ne sera pas utilisé. De plus, l'eau s'est avérée très chargée en calcium.

Les formations calcaréo-grés-marneuses du Crétacé supérieur représentent la surface karstifiée la plus importante de la zone sous pyrénéenne. Les nombreuses sources qui en sont issues montrent l'impossibilité de développement de grand réseau karstique dans ces niveaux hétérogènes. La pluviométrie élevée de la région et une fissuration dense expliquent les débits moyens assez élevés. Mais seule une extension des zones d'alimentation à des formations géologiques d'âge différent permet des débits d'étiage notables pour certaines sources.

- Dans les **calcaires rognaciens**, on rencontre quelques sources, notamment celles utilisées pour alimenter les agglomérations d'Arques, Fa, Espérazza (hameau des Pailhères) et Rennes-le-Château. Le débit est généralement faible et l'eau présente une minéralisation élevée, supérieur à $0,5 \text{ g/l}$ avec des duretés dépassant 40° fr et des teneurs en sulfate supérieures à 250 mg/l .

A Arques, la source Cantié est en relation avec les pertes du ruisseau de la Rialsesse, ce qui explique les débits plus importants, soit 10 à 20 l/s en étiage et plus de 100 l/s en crue et une minéralisation nettement moindre ($0,35 \text{ g/l}$).

Les recherches effectuées par sondage pour renforcer les ressources en eau des communes de Granes et St-Ferriol ont permis de tester les calcaires rognaciens ; le débit d'exploitation ne pourra dépasser quelques m^3/h , les essais de pompage ayant indiqué une transmissivité réduite ($2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).

- **Dans le Tertiaire**, seuls les calcaires de l'Ilerdien et surtout du Thanétien constituent des réservoirs en eau souterraine, les molasses, grès et poudingues de l'Éocène s'avérant très peu perméables et ne recélant pratiquement aucune ressource en eau. Dans ce cas, les seules venues d'eau se limitent à quelques rares thalwegs privilégiés ou à la faveur de bancs de calcaires gréseux, comme au niveau de la source des Brousses exploitée par la commune de Conilhac-la-Montagne. Dans les calcaires, les sources sont plus nombreuses et permettent d'alimenter les agglomérations de Rouvenac, Fa, Coustaussa, Cassaignes ainsi que Montazels et Arques en partie. Cependant le débit moyen dépasse rarement $5 \text{ m}^3/\text{h}$ et la minéralisation de l'eau reste comprise entre $0,25$ et $0,35 \text{ g/l}$ avec une dureté inférieure à 30° fr ; il s'agit d'eau bicarbonatée calcique.

- **Les alluvions quaternaires** de faible extension latérale contiennent des ressources en eau intensément sollicitées, notamment dans la vallée de l'Aude. Quelques puits implantés dans les alluvions des affluents de l'Aude permettent d'alimenter en eau plusieurs agglomérations dont Bourriège, la Serpent, Roquetaillade (le Corneilla), Fa (le Faby), Lanet (l'Orbieu), hameau de Laval (ruisseau de St-Bertrand). Ces captages d'une profondeur inférieure à 6 m sont exploités à des débits ne dépassant jamais une dizaine de m^3/h . Ils fonctionnent en réalimentation induite à partir de la rivière.

L'eau pompée présente une minéralisation moyenne comprise entre 0,25 et 0,35 g/l.

Les alluvions de l'Aude ont une extension limitée, mais contiennent cependant une nappe très utilisée entre la sortie des gorges de Pierre Lys au Sud de la feuille et le détroit d'Alet au Nord. D'une profondeur exceptionnellement supérieure à 6 m, plusieurs puits ou galeries drainantes sont exploités pour alimenter les principales agglomérations situées dans les limites de cette carte, c'est-à-dire d'amont en aval, Belvianes et Cavarac, Quillan, Campagne-sur-Aude, Espérasa, Couiza, Montazels, Antugnac et Luc-sur-Aude. Fonctionnant en réalimentation induite, ponctuellement ces captages peuvent fournir des débits supérieurs à 50 m³/h. Dans certains méandres de l'Aude, les alluvions s'avèrent très perméables avec une transmissivité atteignant localement 10⁻² m²/s. L'eau obtenue est bicarbonatée calcique avec une minéralisation comprise entre 0,2 et 0,35 g/l, la dureté restant inférieure à 25° fr.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Substances minérales concessibles

L'inventaire des ressources minières de la région représentée sur la feuille Quillan est important, mais reconnu depuis longtemps, tous ces gisements sont soit épuisés, soit furent l'objet d'exploitations épisodiques suivant l'évolution des techniques et des conditions économiques. A l'heure actuelle, toutes les exploitations de substances énergétiques ou de gîtes métalliques sont abandonnées.

- **Lignites.** Des lignites du Crétacé supérieur et de l'Éocène furent autrefois exploités à Fourtou, Soulatge, Bugarach, Albière, Rennes-les-Bains et Couiza. Le jayet ou jais, variété noble de lignite, présent dans certaines exploitations était trié et utilisé en joaillerie.
- Les différents **gîtes minéraux ou indices** répertoriés sont présentés avec leurs principales caractéristiques dans les tableaux des pages 77 à 86

Substances utiles à l'industrie, à l'agriculture, à la construction ou la viabilité

En dehors des substances non concessibles telles que le gypse, le phosphate et la baryte déjà citées dans les tableaux précédents des substances minérales, car le plus souvent exploitées de façon souterraine, il existe plusieurs substances minérales d'intérêt économique mineur qui font l'objet d'exploitation sporadique ou dont l'extraction est actuellement abandonnée.

- **Quartz:** des sables siliceux du Crétacé supérieur sont exploités aux Albières avec une production de l'ordre de 1500 t/an.
- **Granulats alluvionnaires:** dans la vallée de l'Aude, ils sont exploités entre Quillan et Alet dans le lit vif principalement.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Rouvenac-Galie	1.4001	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marne bariolée	Ancienne exploitation
Espéraza-Est	1.4002	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marne bariolée	Indice
Alet-les-Bains	2.4001	Fe, Mn		Amas	Calcaire	Indice, simple recherche
Auzina – le Ventail	2.4002	Pho	Phosphate en nodules	Stratiforme	Schiste	2 carrières contiguës, ancienne exploitation, courte galerie, nodules à 26-34 % P ₂ O ₅ à la base
Tunnel SNCF - Entrée Sud	2.4003	Pho	Phosphate en nodules	Stratiforme	Schiste Radiolarite	Carrière, puits, 36 galeries, nodules 18-30 % P ₂ O ₅ , shale 1 à 4 %
Bois de Cazes	2.4004	Pho	Phosphate en nodules	Stratiforme	Schiste Radiolarite	1 galerie ancienne de 220 m
Saint-Salvayre	2.4005	Fe, Mn			Calcaire	En 1904, déclaration de recherche de fer man-ganésifère
Cardou 1	2.4006	Fe, Mn		Amas	Calcaire	Fouille ancienne
Fondony	2.4007	Fe, Mn		Stratiforme	Calcaire	Petite exploitation
Pech-Mije 2	2.4008	Cu	Chalcopyrite Pyrite	?	Schiste, grès	Simple indice
Pech-Mije 1	2.4009	Pb, Zn	Quartz Calcite, Sphalérite Blende, Galène Calamine, Chalcopyrite Sidérite, Malachite Cérusite	Stratiforme et remplissage de fissures	Calcaire	Exploitation par tranchées, puits et galeries. La production Zn de la mine aurait été de 350 t.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bacou	2.4010	Mn		Amas karstique	Calcaire	Petite exploitation ancienne
Couiza	2.4011	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marne, argile	Ancienne exploitation
Tunnel SNCF, entrée nord	2.4012	Pho		Stratiforme	Schiste, lydienne	Une galerie de 180 m
Vendemies	2.4013	Pyr, Cu	Pyrite Chalcopryrite Malachite Azurite		Calcaire	Indice remarqué dans une carrière de matériaux pour empierement
Cardou 2	3.4001	Fe, Mn		Amas karstique	Calcaire	Chapeau de fer
Le Moulin	3.4002	Cu	Quartz Cuivre gris Malachite	Faïlle	Calcaire	Tranchée de recherche, 1850, sur une zone silicifiée. Petite galerie
La Frau-Basse	3.4003	Fe, Mn		Amas karstique	Calcaire	
Routebou	3.4004	Fe		Amas sur fracture	Calcaire Dolomie	Chapeau de fer
Valmigène	3.4005	Fe, Mn		Amas karstique	Calcaire Dolomie	Zone faillée
La Ferronnière 1	3.4006	Cu	Quartz Pyrite Chalcopryrite Malachite	Filons	Calcaire	Une prise d'échantillon, en tranchée donne 63 % de silice, 10 % de fer, 10-11 % Cu, 0,04 % Ag.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Ferronnière 2	3.4007	Fe, Mn	Manganite Cryptomélane Polianite Ebelménite Todorokite Braunite Hausmanite Rancéite Gœthite Hématite Chalcophanite Hétaérolite	Stratiforme et amas karstiques	Calcaire griotte du Dévonien	Gisement très faillé, exploité en surface, puis par tranchées et galerie. Les oxydes titraient 44 % Mn, les carbonates crus 10 à 42 % Mn avec 4 à 5 % SiO ₂ . Les carbonates calcinés 35 % Mn. Il existait aussi des amas de fer manganésé à 45-50 % Fe et 1,6 à 2 % Mn. La production se situe autour de 20 000 t. Les réserves estimées en 1953 étaient évaluées à 90 000 T de minerai carbonaté.
La Pouzanque	3.4008	Fe, Mn	Manganite Pyrolusite Romanéchite Wad Gœthite Hématite	Amas karstique	Calcaire Argile	Minerai constitué de concrétions dans les poches d'argile. Il traitait 25 % Mn et 20 % Fe. Exploitation arrêtée dès 1846.
Saint-Andrieux Gîte noir	3.4009	Fe, Mn	Manganite Pyrolusite Romanéchite Wad Gœthite Hématite	Amas	Calcaire	Gîte formé par une série de poches reliées par des fissures minéralisées, leur tonnage n'était jamais supérieur à 500 t. Elle renfermaient principalement du bioxyde de Mn enrobé dans une salbande argileuse dont la teneur était de 48,6 % Mn et 0,3 % Fe. Plus bas se situaient des carbonates titrant 25 % Mn et 34,5 % Fe.
Saint-Andrieux Gîte rouge	3.4010					
Saint-Andrieux Gîte des escaliers	3.4011					

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Frau haute	3.4012	Cu, Fe		Filon	Dolomie	En 1934, 2 tranchées sur le chapeau de fer, épontes dolomitiques, salbandes argileuses. Fe 47,4 %, Cu 0,07 %, Ag 4 g/t, Au 1 g/t.
La Menière Coumo Nouyes	3.4013	Cu	Quartz Bourronite Chalcopryrite Cuivre gris Galène Azurite Malachite	Fracture	Calcaire	2 entrées de galeries et déblais anciens. Zone silicifiée.
Pech-Mije 3	3.4014	Cu		?	Calcaire	Tranchée
Saint-Pancrasse	4.4001	Cu, Ag	Quartz Barytine Calcite Cuivre gris Chalcopryrite Cuivre natif Argent natif Covellite Azurite Malachite	Filon	Calcaire, grès	Ancienne descenderie, plusieurs étages de galeries éboulées. Haldes. Antique exploitation pour argent.
Gorges de l'Orbieu Nord	4.4002	Mn, Fe, Pyr	Calcite ferrifère Mangano-calcite Wad Manganite Pyrolusite Romanéchite	Amas sur fracture	Calcaire, grès	

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lairières	4.4003	Mn, Fe		Faïlle	Schiste, grès	Petit indice
La Ferrière	4.4004	Fe, Cu	Quartz Sidérite Hématite Pyrite Chalcoppyrite Gœthite Limonite Malachite Azurite Stilpnosidérite	Filon 70° Pendage 90° Puissance 0,5 à 0,6 m	Schiste Brèche	Une galerie de recherche, noyée
Peachiroux	4.4005	Fe, Cu	Quartz Chalcoppyrite Pyrite Sidérite Limonite Malachite Azurite Stilpnosidérite	Filon 250° Pendage 70° Puissance 0,2 à 0,5 m	Schiste Brèche, tuf	Anciens travaux de recherche
Pont d'Orbieu	4.4006	Mn		Amas	Schiste	
Las Piques	4.4007	Ba	Quartz Barytine	Filon	Schiste Calcaire	Exploitation en carrière

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Borde-Prunet	4.4008	Mn, Fe	Manganite Pyrolusite Psilomélane Wad Hématite	Amas	Calcaire Conglomérat Marne	Le conglomérat dinantien contient des galets d'hématite manganésifère, découverte par tranchée d'une petite occurrence de minerai pulvérisé entre le calcaire dévonien et le carbonifère.
Salza	4.4009	Mn		Amas	Calcaire	Petite exploitation
Le Barry	4.4010	Fe, Mn	Hématite Gèthite Oxyde de manganèse	Amas	Schiste, tuf	
Bergerie	4.4011	Fe	Hématite Sidérite	Filon	Schiste Andésite, tuf	Visible dans la falaise
La Rode	4.4012	Mn	Oxyde Mn	Amas	Calcaire	Ancienne analyse de 1835
Salagriffe	4.4013	Mn		Amas	Calcaire, andésite	Petit indice
La Grave	4.4014	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marnes triasiques	3 couches exploitées souterrainement entre 1921 et 1927
La Forge	4.4015	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marnes triasiques	3 couches exploitées souterrainement entre 1921 et 1927
Gorges de l'Orbieu	4.4016	Mn, Fe		Amas	Calcaire	
Lassère haute	5.4001	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marne, argile	Indice

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cardou 1	6.4001	Pb, Zn, Cu	Quartz Calcite Chalcopryrite Cuivre gris Blende Galène Pyrite Covellite Chalcosine Malachite Azurite Limonite	Filon 180° Pendage 45° Puissance 0,5 à 0,6 m	Calcaire Schiste Dolomie	Chapeau de fer, plusieurs galeries à flanc de coteau. Une analyse donne Cu 5 %, Zn 6 %, Ag 9 g/t.
Saint-Just et le Bézu Cairol	6.4002	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marne, argile	Ancienne exploitation
La Jacotte	6.4003	Gyp	Gypse	Stratiforme	Marne, argile	Ancienne exploitation
Roque-Negré Roquesière	6.4004	Cu	Quartz Azurite Malachite	Filon	Schiste, grès carbonifère	Travaux romains
Bugarach	7.4001	Au		Placer	Sable, Gravier	Petit indice
Auriac	8.4001	Ba, Cu	Quartz, Calcite Barytine Chalcopryrite Sidérite Cuivre gris Covellite, Azurite Malachite	Filon 80° Puissance 0,3 à 0,4 m	Calcaire Dolomie	Ancienne exploitation, travaux inaccessibles. La production de l'ensemble Auriac-Marcus-Hermita est estimée en 1960 à 70 000 t de barytine. Le minerai trié titrait 10 à 25 % Cu et 5 kg/t Ag.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Marcus	8.4002	Ba, Cu	Quartz Calcite Barytine Chalcopryrite Cuivre gris Galène Azurite Malachite	Filon 90° Pendage 90° Puissance 0,5 à 5 m	Calcaire Brèche Dolomie	Début de l'exploitation de la barytine en 1948. Une boule de barytine a produit environ 16 000 t.
Col das Fourmigadies	8.4003	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène	Filon	Calcaire Dolomie	Anciens travaux
Redoulade	8.4004	Ba	Barytine	Filon	Dolomie	Petit indice observé à l'affleurement
Mieloubret	8.4005	Ba, Cu	Barytine Quartz Calcite Limonite Azurite Malachite Cuivre gris	Filon 90° Puissance 0,4 à 1 m	Calcaire Dolomie	Fouilles et tranchées
Bac de la Mieloubres	8.4006	Ba	Barytine	Filon 70° Pendage 85° Puissance 0,4 à 1 m	Calcaire	

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Hermita - Calvet 1	8.4007	Ba, Cu	Quartz Barytine Galène Bourmonite Cuivre gris	Filon Puissance 2 à 3 m	Calcaire Dolomie	Production : 20 000 t à 95 % Ba SO ₄ en 1960
Espeut - Espeut	8.4008	Ba	Barytine Calcite Quartz	Filon	Calcaire Dolomie	Filon avec des renflements en forme de chapelle
Bac de la Bouillido	8.4009	Ba	Barytine	Amas	Calcaire	
Camps sur l'Agly	8.4010	Gyp	Gypse	Stratiforme	Argile Calcaire	Indice dans le Trias
Col de Brezou	8.4011	Al	Diaspore Boehmite	Amas karstiques	Calcaire	Petites exploitations - 53-57 % Al ₂ O ₃ , 11,4-11,9 % Fe ₂ O ₃ , 3,1-3,5 % TiO ₂ , 7,8-15,8 SiO ₂
Audouy Serre de Bouchard	8.4012	Al	Kaolinite Boehmite Hématite	Amas karstique	Calcaire Dolomie	Production 1977 : 80 000 t, réserves : 4 M/t
Le Pas des Bêtes	8.4013	Ba, Cu	Barytine Galène Bourmonite Cuivre gris	Filon	Calcaire Dolomie	Recherche en carrière
Bac de Planos	8.4014	Ba	Barytine	Filon	Dolomie	Petit indice sur une fracture

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Calvet 1bis - Hermita Lacamp	.8.4015	Ba	Quartz Calcite Barytine Malachite Azurite	Filon	Calcaire Dolomie, au contact du Trias	En 1960 production de 600 t/mois de barytine à 95 % de Ba SO4
Savry	8.4016	Ba	Barytine	Filon	Dolomie au contact du Trias	Plusieurs travaux étagés

- **Grès** : connus sous le nom de pierre d'Alet, les grès du Crétacé supérieur furent exploités dans la région d'Alet-les-Bains. Ils furent employés dans la construction comme pierres d'appareil pour de nombreux ouvrages d'art (palais de justice de Limoux, évêché d'Alet, etc.).
- **Argiles et marnes**: plusieurs petites carrières furent exploitées au Sud d'Alet dans les formations tertiaires, pour approvisionner l'industrie céramique.
- **Dolomie** : elle fut autrefois exploitée près d'Alet dans des niveaux du Dévonien.
- **Sel gemme** : associé aux marnes du Trias, le sel gemme a été exploité au siècle dernier à Sougraigne.
- **Eaux minérales**: à Alet-les-Bains, l'eau minérale bicarbonatée calcique est embouteillée à raison de 8 à 10 millions de cols par ans.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Plusieurs guides ou comptes-rendus d'excursions donnent des descriptions d'itinéraires ou de sites géologiques du territoire de la feuille Quillan ; nous citerons à ce titre, les publications suivantes :

JAFFREZO M. (1977) — Guides géologiques régionaux, Pyrénées orientales, Corbières, Masson Éd. *Itinéraire 3* : de la Montagne Noire au massif de Quérigut (p. 64-75 ; J.C. Plaziat et P. Freytet). *Itinéraire 4c*: les zones sous-pyrénéenne et nord-pyrénéenne (p. 88-89 ; M. Jaffrezo).

TAMBAREAU Y. *et al.* (1985) - Journée d'étude... dans les hautes Corbières (11 mai 1984). *Bull. Études Sc. de l'Aude*, t. LXXXV, p. 13-47.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Lors de la parution de cette édition, une douzaine seulement de sondages avaient été effectués sur le territoire représenté par cette feuille Quillan. La localisation de l'implantation de ces sondages est indiquée sur la carte. Ils sont classés par ordre de numéro d'archivage au Service géologique national. Cet indice de classement comporte outre le numéro 1077, indicatif de la feuille Quillan, un premier chiffre de 1 à 8 qui correspond au huitième de la feuille de l'IGN à 1/50 000 dans lequel est localisé le sondage, suivi d'un nombre qui est le numéro d'ordre du pointage exact effectué sur le huitième. L'exemplaire original des feuilles IGN où sont portés ces sondages ainsi que la documentation correspondante sont consultables au siège du Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier. Un bureau de consultation des microfiches correspondantes est ouvert au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

N° arch. S G N	Coordonnées x X y	Quaternaire	Thanétien	Vitrollien	Rognacien	Campanien	Coniacien	Turonien	Albien	Trias	Carbonifère	Dévonien
2-5	594,00 x 76,60	12,75	-	-	-	17,7	-	-	-	-	-	-
3-17	603,09 x 72,81	-	-	17,0	-	-	-	-	-	-	-	-
3-18	601,72 x 71,93	-	10	112,0	-	-	-	-	-	-	-	-
5-8	587,48 x 64,24	5,50	-	-	-	-	-	-	12	-	-	-
5-10	586,47 x 66,88	-	-	73,5	86,18	216,0	-	-	-	-	-	-
5-22	591,21 x 66,24	-	-	-	50,00	-	-	-	-	-	-	-
5-25	591,60 x 66,23	-	-	15,0	40,00	175,0	-	-	-	-	-	-
5-26	591,17 x 66,20	-	-	-	15,00	54,0	-	-	-	-	-	-
5-27	591,35 x 66,24	-	-	-	22,50	27,0	-	-	-	-	-	-
5-28	592,88 x 66,37	-	-	-	32,00	36,0	-	-	-	-	-	-
5-29	593,05 x 66,50	-	-	-	63,00	77,0	-	-	-	-	-	-
7-1	606,82 x 66,70	-	-	-	-	-	-	-	-	90,7	222,8	340
7-13	607,00 x 67,42	-	-	-	-	-	32	90	-	-	-	-

BIBLIOGRAPHIE

Paléozoïque

BESSIÈREG. (1987) - Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien : le Massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). Thèse Sc, Toulouse, 314 p. ronéo + fig.

COCCHIO A.M. (1981) — Microflores des séries du Paléozoïque inférieur du Massif de Mouthoumet (Corbières, Aude). Étude systématique et comparaison avec les séries des Pyrénées orientales et la Montagne Noire. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 132 p.

COCCHIO A.M. (1982) - Données nouvelles sur les Acritarches du Trémadoc et de l'Arénig dans le Massif de Mouthoumet (Corbières, France). *Rev. Micropaléont.*, vol. 25, p. 26-39.

CYGAN C. (1979) - Étude de Conodontes dévoniens des Pyrénées et du Massif de Mouthoumet. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 340 p.

DAHLSTROM C.D.A. (1969) - Balanced cross-sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6, p. 743-757.

KUHFUSS A. (1981) - Géologie et hydrogéologie des Corbières méridionales (Région de Bugarach—Rouffiac-des-Corbières). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 307 p.

SCHULZEH. (1982) - Deckenbau und Flyschsedimentation im Variszikum des Massivs von Mouthoumet. Thèse, Göttingen, 117 p.

Trias — Jurassique — Crétacé inférieur

ALMERAS Y., PEYBERNÈS B. (1979) - Les Brachiopodes du Dogger des Pyrénées navarro-languedociennes. *Doc. lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 76, p. 23-133.

ARAGON J.C. (1988) — Sédimentologie et stratigraphie séquentielle de l'Albien dans le Bassin de Quillan et le synclinorium d'Axat (zone nord-pyrénéenne, Aude). Thèse doct. 3^e cycle, Toulouse, 184 p. (ronéotypé).

BOUSQUET J.P. (1975) - Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre Pays de Sault et Bassin de Quillan (Ariège-Aude). Thèse doct. 3^e cycle, Toulouse, 142 p.

CALVEZ H. (1989) — L'Albien carbonaté des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles : micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Thèse doct. univ. Toulouse III, (sous-presses).

COLLIGNON M., FOURNIE D., GAUTHIER J., de LESTANG J. (1968) - Nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé inférieur de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées orientales, France). *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, vol. 2, n°2, p. 331-346.

COMTE D. (1963) — Stratigraphie et tectonique anté-cénomaniennne dans la région de Fourtou (Aude). *C.R. Acad. Sc, Paris*, t. 256, p. 968-970.

CUGNY P. (1988) — Modèles paléoécologiques. Analyse quantitative des faciès dans diverses formations crétacées des marges néotéthysiennes et atlantiques ; associations paléontologiques et paléoenvironnements. Thèse Doc. Sc. Nat, Toulouse, 1987, *Strata*, Sér.2, vol. 10, 331 p., 199 fig.

DUBAR G. (1925) — Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. IX, 1, 332 p.

DURAND-DELGAM., JAFFREZO M. (1972) - Réflexions sur les Calpionelles de l'Est des Pyrénées françaises. *Rev. Micropaléontologie*, vol. 15, n° 2, p. 57-62.

ESQUEVIN J., FOURNIE D., de LESTANG J. (1971) - Les séries de l'Ap-tien et de l'Albien des régions nord-pyrénéennes et du sud-aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, vol. 5, n° 1, p. 87-15.

HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987) - The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Sciences*, Washington, t. 235, p.1156-1167.

LUCAS C. (1985) — Le Grès rouge du versant nord des Pyrénées. Thèse doct. Sc. Nat., Toulouse, 267 p., 106 fig., 2 pl. (ronéotypé).

LUCAS C, TAUGOURDEAU-LANZ J., TEFIANI M., FOURNIER-VINAS C. (1982) — Un repère palynologique dans le Trias des Corbières (Aude, France). *C.R. Acad. Sc, Paris*, t. 294, 2, p. 111-116.

OLIVE P. (1961) — Étude géologique des environs du Pech de Bugarach (Pyrénées orientales, Aude). Thèse doct. 3^e cycle, Paris, 86 p. (ronéotypé).

PEYBERNÈS B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse doct. Sc. Nat., Toulouse, 459 p., 149 fig., 52 pl. Imp. CRDP Toulouse.

PEYBERNÈS B., FAURÉ P., REY J., CUGNY P. (1978) - Le Jurassique des Pyrénées navarro-languedociennes. Livret-guide de l'excursion du Groupe Français d'étude du Jurassique dans les Pyrénées, septembre 1978 (ronéotypé). Lab. géol. séd. et pal., univ. P. Sabatier, Toulouse.

PEYBERNÈS B., LUCAS C. (1988) - Découverte d'une association ladino-carnienne d'Involutinidés (Foraminifères benthiques) caractéristiques du Trias alpin dans le «Muschelkalk» des Pyrénées françaises; implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc, Paris*, t. 306, II, p. 1283-1289.

PEYBERNÈS B., MARTINI R., TAUGOURDEAU-LANZ J., ZANINETTIL. (1988) — Caractérisation micropaléontologique du Rhétien dans les Pyrénées françaises entre Garonne et Méditerranée. *Rev. Paléobiologie*, Genève, vol. 7, 1, p. 137-161.

PEYBERNÈS B., PELISSIÉ B. (1985) - Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le « Haut-fond occitan » (SW de la France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 301, sér. II, p. 533-538.

SOUQUET P., DEBROAS E.J., BOIRIE J.M., PONS P., FIXARI G., ROUX J.C., DOL J., THIEULOY J.P., BONNEMAISON M., MANIVIT H., PEYBERNÈS B. (1985) - Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 9, 1, p.183-252.

SOUQUET P., PEYBERNÈS B. (1987) - Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénéens des Pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 305,2, p. 733-739.

TEFIANI M. (1967) — Données stratigraphiques sur le Secondaire de la région entre Massac et Montgaillard (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc.6, p. 221-223.

VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHÊNE R., KUCHLY J., MEDIA-VILLA F., TRIFILIEFF V. (1985) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n°7, t. 3, p. 1301-1321.

Crétacé supérieur

BILOTTE M. (1970) - Le Crétacé supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains (Aude). Thèse doct. spécialité, Toulouse, 110 p., 20 fig., 16 pl., Ronéot.

BILOTTE M. (1981) - Quelques biotopes à Rudistes pendant le Crétacé supérieur ; exemples pyrénéens. 106^e Congrès Soc. Sav. Perpignan, Sciences, fasc. 1, p. 165-175.

BILOTTE M. (1984) — Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Atlas. *Strata*, Toulouse, série 2, vol. 1, 45 pl.

BILOTTE M. (1985) — Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Texte. *Strata*, Toulouse, série 2, vol. 5, p. 1-438, 121 fig., 53 tabl.

BILOTTE M., COLLIGNON M. (1981) - Biostratigraphie et paléontologie des Ammonites du Sénonien inférieur de Rennes-les-Bains - Sougraigne (Aude). Zone sous-pyrénéenne orientale. *Doc. Lab. géol. Lyon*, H.S.6, p. 175-223, 2 fig., 4 tabl., 7 pl.

BOUILLIN J.P. (1967) — Étude géologique de la région de contact entre zones nord et sous-pyrénéennes, de Cubières à Cucugnan (Aude). Thèse doct. 3^e cycle, Paris, 125 p., 33 pl., ronéot.

BRETON G., FOURNIER R., WATTE J.P. (1986) - Le lieu de ponte de Dinosaures de Rennes-le-Château (Aude) : premiers résultats de la cam-

pagne de fouilles 1984. Actes du Colloque international de Paléontologie, Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse, sept. 85, p. 127-140.

CAILLAUD P. (1968) - Extension vers Rennes-le-Château (Aude), des gisements d'œufs de Dinosaures dans le Crétacé supérieur des Corbières. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc.4, p. 111.

CLOTTES P., RAYNAUD C. (1983) - Le gisement à Dinosauriens de Campagne-sur-Aude—Espérasa. *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t.LXXXIII, p. 5-14.

MAGNÉ J., ROUCAN J.P. (1971) - Coupe des flyschs crétacés sous-pyrénéens entre Cubières et les gorges de Galamus (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 67-68.

PELLISSIER P. (1987) - Étude sédimentologique des Grès de Labastide (Santonien supérieur ? — Campanien) dans le synclinal sous-pyrénéen de Saint-Louis (Hautes-Corbières). D.E.S. Toulouse, 111 p., 15 pl.

PELLISSIER P., BILOTTE M., DEBROAS E.J. (1988) - Les Grès de Labastide témoins d'un talus septentrional Campanien à l'extrémité est du sillon sous-pyrénéen. 12^e *R.S.T. Lille*, p. 108.

SÉNESSE P. (1937) - Contribution à l'étude du Crétacé supérieur des Corbières méridionales. Imp. Douladoure, Toulouse, 182 p., 9 fig., 14 pl.

Tertiaire

BESSIÈRE G., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1980) - Le passage Crétacé—Tertiaire dans les Hautes-Corbières. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t.116, fasc. 3-4.

BRESSON A. (1900) — Sur la présence de fossiles, appartenant au niveau de Rognac, aux environs de Vigneveille sur la feuille de Quillan. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 71.

BRESSON A. (1900) — Sur quelques affleurements fossilifères de l'horizon de Rognac aux environs de Mouthoumet (Hautes-Corbières). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 529.

CROCHET B. (1984) — La série de Palassou entre le Bassin de Pamiers et le horst de Tréziers : schéma stratigraphique général de l'Aude à l'Ariège. *Géologie de la France*, n° 4, p. 69-95, 7 fig., 2 tabl.

DONCIEUX L. (1908) — Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault, 2^e partie, fasc. 1, Corbières septentrionales. *Ann. Univ. Lyon*, nouv. sér. I, Sc. et Méd., fasc. 22, 250 p., 13 pl.

DONCIEUX L. (1911) — Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault, 2^e partie, fasc. 2, Corbières septentrionales. *Ann. Univ. Lyon*, nouv. sér. I, Sc. et Méd., fasc. 30, 161 p., 15 pl.

DONCIEUX L. (1926) — Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault, 2^e partie, fasc.3, Corbières septentrionales. *Ann. Univ. Lyon*, nouv. sér.I, Sc. et Méd., fasc.45, 80 p., 8 pl.

FREYTET P. (1970) — Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. Thèse, Paris-Orsay, 490 p., 21 pl.

MASSIEUX M. (1973) - Micropaléontologie stratigraphique de l'Éocène des Corbières septentrionales (Aude). *Cahiers de paléont.*, 146 p., 29 pl.

MASSIEUX M., VILLATTE J. (1977) - Charophytes du Thanétien supérieur des Pyrénées audoises entre le Blau et l'Aude. *Naturalia monspeliensia*, Montpellier, sér. Bot, fasc.27, p. 25-61, 4 pl.

MASSIEUX M., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1981) - Charophytes thanétiennes et ilderdiennes de la couverture occidentale du Massif de Mouchoumet (Aude). *Géol. méditerranéenne*, t. VIII, p. 1-17, 3 pl.

PLAZIAT J.C. (1970) - Contribution à l'étude de la faune et de la flore du «Sparnacien» des Corbières septentrionales. *Cahiers de paléont.*, 121p., 15 pl.

SADAGHAT D. (1982) — Le remplissage sédimentaire du Bassin d'Arques (Aude). Essai d'interprétation paléogéographique du passage Crétacé—Éocène. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 227 p., 1 carte.

TAMBAREAU Y. (1972) - Thanétien supérieur et Ilerdien des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chaînons audois. Thèse Sciences, Toulouse, 377 p., 20 pl., 1 carte.

TAMBAREAU Y., BESSIÈRE G., BILOTTE M. VILLATTE J., BABINOT J.F., LETHIERS F. (1985) - Journée d'étude des Ostracodologues de langue française dans les Hautes-Corbières (11 mai 1984). *Bull. Études sc. de l'Aude*, t. LXXXV, p. 13-47, 5 pl., 1 carte.

TAMBAREAU Y., VILLATTE J., CROCHET B. (1987) - Mise en évidence d'un rivage méridional du golfe marin ilderdien au Nord des Pyrénées centrales et orientales. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 304, p. 725-728.

VILLATTE J. (1960) - Étude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse, Éd. Privat, Toulouse, 331 p., 23 pl., 1 carte.

VILLATTE J. (1966) — Découverte de fragments de coquilles d'œufs d'oiseaux dans l'Éocène inférieur de l'Aude. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. 9, p. 517-520.

VILLATTE J. (1979)—Nouvelles données sur les Mollusques continentaux du Thanétien inférieur sous-pyrénéen. Interprétation stratigraphique et paléoécologique. *Géobios*, Lyon, n°12, fasc.4, p. 513-533, 4 fig., 3 pl.

Géologie structurale

ARTHAUD F., BURG J.P., MATTE P. (1976) - L'évolution structurale hercynienne du Massif de Mouthoumet (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVIII, p. 967-972.

BESSIÈRE G., SCHULZE H. (1984) - Le Massif de Mouthoumet (Aude, France) : nouvelle définition des unités structurales et essai d'une reconstruction paléogéographique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, p. 157-166.

BOUILLIN J.P. (1967) — Étude géologique de la région de contact entre zones nord - et sous-pyrénéenne, de Cabrières à Cucugnan (Aude). Thèse 3^e cycle, Paris, 125 p.

CASTERAS M. (1933) — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n^o 189,525 p.

COMTE D. (1967) — Contribution à l'étude géologique des Corbières méridionales, entre Rennes-les-Bains et Massac (Aude). Thèse 3^e cycle, Paris, 136 p.

DURAND-DELGA M. (1965) — Au sujet de la phase tectonique anté-cénomaniennne à l'Est de Quillan (Languedoc, Aude). *C.R. somm. Soc. géol. France* p. 61-62.

DURAND-DELGA M. (1980) - La Chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitano-languedocien. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 3, p. 1-78.

GAERTNER H.R. von (1937) - Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet als teile des südwesteuropäischen Variszikums. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Math.-Phys., III, Berlin.

GÉLARD J.P. (1965) - Contribution à l'étude géologique de la région de Quillan (Aude). D.E.S. Paris, 104 p.

GÉLARD J.P. (1969) — Structure de la région située entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, p. 345-353.

GÉLARD J.P., MAGNE J. (1968) - Sur la «dame cénomaniennne» entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières méridionales). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 292.

MATTAUER M., PROUST F. (1964) - Sur l'allure de la discordance anté-cénomaniennne dans le bassin de Quillan (partie orientale des Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 340-342.

MATTAUER M., PROUST F. (1965) - L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. C.R. du Colloque sur la Biogéographie du Crétacé—Éocène de la France méridionale, Paris, p. 9-20.

OLIVEP. (1960) — Sur la stratigraphie et la structure du Crétacé supérieur aux environs de Bugarach. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 149-150.

OVTRACHT A. (1969)—Permanence des structures dans le massif de Mouthoumet (Aude). *C.R. Congr. Soc. Sav.*, Pau, II, p. 269-274.

RICHARDOT P. (1972) - Le Crétacé du synclinal de Soulatgé et des Écailles sous-pyrénéennes méridionales (Pyrénées audoises). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 116 p.

VIALLARD P. (1987)—Un modèle de charriage épiglyptique : La nappe des Corbières Orientales (Aude, France). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, p. 551-559.

Hydrogéologie

FAILLAT J.P. (1972) — Contribution à l'étude des circulations souterraines dans les formations carbonatées du haut-bassin de l'Agly (ruissellement souterrain et nappes karstiques). Thèse 3^e cycle, faculté des Sciences Montpellier.

GREVELLEC J. (1974) - Étude du bassin versant de la source de Font Maure, commune de Belvianes (Aude). D.E.A. d'hydrogéologie, faculté des Sciences, Montpellier.

VALAT J.L. (1971) — Étude hydrogéologique des sources thermales de Rennes-les-Bains (Aude). Thèse 3^e cycle, faculté des Sciences, Montpellier.

VERDEIL P. (1967) - Introduction à l'étude de l'hydrologie superficielle et souterraine des bassins de l'Aude, de l'Agly et du haut bassin de l'Hers. Thèse 3^e cycle, faculté des Sciences, Bordeaux.

YVROUX M. (1987) - Communes de Granès et St-Ferriol (Aude). Forages de recherches hydrogéologiques. Rapport inédit. Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt.

Gîtes minéraux

AZAIS N. (1959) — Résultat de l'échantillonnage des carbonates de manganèse de la Ferronnière, Aude. Rapport BRGM R 2002.

CAILLÈRE S., POBEGUIN T. (1963) - Nouvelle contribution à l'étude des bauxites de Saint-Paul-de-Fenouillet, P.O. *C.R. Acad. Sci.*, n°257, p. 2686-2688.

CAREZ L. (1907) — Géologie des Pyrénées françaises, *Mém. carte géol. Fr.*, t. V.

CHAMBOULE P. (1980) - Le district à barytine des Corbières. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 3, p. 318-323.

CHARRIN V. (1933) — Les gîtes de manganèse en France. *Le génie civil*, t.CII,n° 18, p. 419-421.

DEMANGEM. (1973) - Contribution à l'étude des gisements de Pb-Zn français. *Bull. BRGM*, sect.II, n° 1.

ESPARSEIL R. (1921) — Considérations métallogéniques sur la minéralisation cuivreuse du Dévonien dans les Corbières.

ESPARSEIL R. (1959) - Sur le zinc dans les Corbières. *Bull. Soc. Sci., Aude*.

GIANNONI A. (1987) — Évolution des marges triasiques du Massif de Mouthoumet, incidence sédimentologique et relation avec les gisements de barytine. *Cuadernos geología ibérica*, Madrid, vol. 11, p. 759-778.

JAEGER J.L. (1954) — Rapport de mission dans les Corbières, Aude. Rapport BRGM A 720.

JAEGER J.L., OVTRACHT A. (1955) - La minéralisation des Hautes-Corbières, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e Sér., t. V, p. 411-422.

JAEGER J.L., OVTRACHT A. (1956) - Étude du gîte de Ferronnière, Aude. Rapport BRGM A 1020.

JAEGER J.L., OVTRACHT A., ROUTHIER P. (1956) - Sur l'origine exogène des gîtes de fer et de manganèse du Massif de Mouthoumet. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e Sér., t. VI, p. 491-500.

LOUGNON J. (1956) - Le manganèse en France. XX^e C.G.I., Mexico, t. XI, p. 91-93.

MELOUX J. (1980) - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500000, Feuille Marseille.

OVTRACHT A. (1953) — Étude géologique et métallogénique du secteur Auriac, Aude. D.E.S., Paris.

OVTRACHT A. (1960) - Gîtes de barytine des Corbières, Aude. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1, 33, p. 497-499.

VIÉ G. (1960) — Barytine des Corbières, Aude. *Mines et métallurgie*, n° 1.

VIGUIER M. (1887) - Études géologiques sur le département de l'Aude. Thèse fac. Sci. Paris.

Cartes géologiques antérieures et autres cartes thématiques

OVTRACHT A. - Carte géologique, 1/50000, du Massif de Mouthoumet (inédite).

Carte géologique à 1/80000

Feuille *Quillan* : 3^e édition (1967) par M. Casteras *et al.*

Cartes géologiques voisines à 1/50000

Feuille 1058 *Mirepoix* (1976), feuille 1059 *Limoux* (1977), feuille 1060 *Capendu* (1985), feuille 1076 *Lavelanet* (1984).

Carte hydrogéologique

Atlas des eaux souterraines de l'Aude, par BRGM, SGR Languedoc-Roussillon.

Cartes des ressources minérales

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000. Feuille *Toulouse* (1962) par F. Permingeat.

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000. Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. Meloux.

Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Aude, par BRGM, SGR Languedoc-Roussillon.

Carte de la végétation à 1/200000

Feuille n°78 *Perpignan* (1972), par H.Gaussen.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents ainsi que les rapports inédits cités en bibliographie peuvent être consultés au Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier.

Les résultats de l'inventaire des sondages sont également consultables au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

G. BESSIÈRE, maître de conférences à l'université Paul Sabatier de Toulouse : histoire tectonique, description des terrains (Paléozoïque), géologie structurale (tectonique hercynienne, tectonique alpine *p.p.*).

B. PEYBERNÈS, professeur à l'université Paul Sabatier de Toulouse : histoire géologique du Trias à l'Albien, description des terrains (Trias, Jurassique, Crétacé inférieur).

M. BILOTTE, maître de conférences à l'université Paul Sabatier de Toulouse : histoire géologique du Crétacé supérieur, description des terrains (Crétacé supérieur).

Y.TAMBAREAU et J.VILLATTE, chargées de recherches au Centre national de la recherche scientifique: histoire géologique du Tertiaire marin, description des terrains (Tertiaire marin).

B.CROCHET, professeur agrégé au lycée Berthelot : histoire géologique du Tertiaire continental, description des terrains (Tertiaire continental).

P. VIALLARD, maître de conférences à l'université Paul Sabatier de Toulouse : histoire tectonique, géologie structurale (tectonique alpine).

G. BERGER, ingénieur-géologue au BRGM : aperçu géographique et géologique, substances utiles, documentation complémentaire ; coordination.

J.P. MARCHAL, hydrogéologue au BRGM : hydrogéologie.

C. VAUTRELLE, ingénieur au BRGM : tableau des gîtes minéraux.