



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

LAVELANET

LAVELANET

La carte géologique à 1/50 000
LAVELANET est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : FOIX (N° 253)
à l'Est : QUILLAN (N° 254)

Pamiers	Mirepoix	Limoux
Foix	LAVELANET	Quillan
Vicdessos	Aix- les-Themes	St-Paul- de-Fenouillet



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

par

**M. BILOTTE, J. COSSON, B. CROCHET, B. PEYBERNES,
J. ROCHE, F. TAILLEFER, Y. TAMBAREAU, Y. TERNET,
J. VILLATTE**

1988

**Editions du BRGM
Service géologique national**

SOMMAIRE

INTRODUCTION	4
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	4
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>PRIMAIRE</i>	7
<i>SECONDAIRE</i>	10
<i>TERTIAIRE</i>	23
<i>QUATERNAIRE</i>	41
GÉOLOGIE STRUCTURALE	46
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	55
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	55
<i>SUBSTANCES MÉTALLIQUES</i>	57
<i>SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAU X</i>	57
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	58
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	58
<i>SITES PRÉHISTORIQUES</i>	58
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	59
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	63
AUTEURS DE LA NOTICE	63

INTRODUCTION

Le territoire de la feuille Lavelanet se situe dans les départements de l'Ariège et de l'Aude. Il recouvre essentiellement les zones externes de la chaîne des Pyrénées. Trois régions s'y distinguent assez nettement qui sont, du Sud vers le Nord :

- L'avancée nord-orientale du pays de Sault, dont les reliefs calcaires atteignent ou dépassent généralement les 1 000 m avec pour point culminant la montagne de la Frau (1 915 m) ; c'est une région de moyenne montagne, couverte de grandes forêts domaniales, forêts de Belesta, de Sainte-Colombe, de Puivert, de Picaussel, de Callong,...., implantées sur les calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur découpés en longues lanières par de nombreux accidents tectoniques.
- Les montagnes du Plantaurel et les chaînons audois, à relief structural bien visible dans les plis de Péreille, de Dreuilhe et de Puivert. Leur altitude moyenne est de l'ordre de 600 m, avec pour point culminant le Cap de Gambière (849 m) dans l'anticlinal de Péreille. Le Crétacé supérieur et le Tertiaire affleurent largement dans toutes ces structures.
- Une zone de collines (350 à 700 m) entaillées dans la puissante formation du Poudingue de Palassou (argiles, marnes, grès, conglomérats, calcaires, ...) et modelées par l'érosion fluviale.

Tous ces reliefs s'abaissent de façon progressive vers le Nord-Ouest. Le territoire est traversé essentiellement par trois rivières, de l'Ouest vers l'Est, le Touyre, l'Hers et son affluent le Blau, qui prennent leur source dans le massif du Saint-Barthélémy (Touyre) ou dans les contreforts du pays de Sault (Hers, Blau) et s'en échappent à la faveur de gorges pittoresques (gorges de la Frau). Toutes les trois franchissent les montagnes du Plantaurel et les chaînons audois respectivement par les cluses de Lavelanet, de l'Aiguillon et de Puivert avant de s'écouler en direction du Nord vers l'avant-pays molassique.

CADRE GÉOLOGIQUE

Du point de vue géologique la feuille Lavelanet s'étend sur les deux ensembles suivants, présentés du Sud vers le Nord :

- La zone nord-pyrénéenne constituée du massif paléozoïque nord-pyrénéen du Saint-Barthélémy (angle sud-ouest de la feuille) et d'une « couverture » mésozoïque dilacérée en écaillés longitudinales dans lesquelles se retrouvent des identités de faciès permettant de reconnaître différentes zones isopiques (zones ultra-commingeoise, commingeoise, ariégeoise, ...). La zone nord-pyrénéenne est limitée au Nord par une succession d'accidents en relais à droite. Le front du chevauchement nord-pyrénéen qui se suit depuis la vallée de la Garonne jusqu'au chaînon du Pech de Foix (feuille Foix) s'amortit dans la voûte de Péreille. Le chevauchement bordier méridional du Pech de Foix se prolonge par le chevauchement de Benaix, en conservant son plongement au Nord ; le chevauchement de Nalzen, à vergence nord, se suit jusqu'à

Fontestorbes où il est pris en écharpe par le chevauchement du pays de Sault qui traverse la feuille d'Est en Ouest ; ce chevauchement est l'amorce de la nouvelle branche orientale du chevauchement nord-pyrénéen.

- La zone sous-pyrénéenne, à matériel néo-crétacé et tertiaire, est ployée, au Sud, en plis anticlinaux et synclinaux longitudinaux décakilométriques et d'amplitude kilométrique, de style jurassien ; vers le Nord, dans l'avant-pays molassique, ses formations acquièrent un faible plongement généralisé vers le Nord ou le Nord-Ouest.

Ces zones sont également affectées d'accidents obliques NE-SW dont le plus important correspond à la dislocation Fontestorbes - Puivert - Alet (M. Bilotte, 1978) bien matérialisée ici dans son trajet Puivert — Saint-Jean-de-Paracol.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Après le cycle hercynien, la majeure partie de la région correspondant à la feuille Lavelanet est probablement restée longtemps émergée et soumise à l'érosion. Les premiers dépôts mésozoïques se cantonnent en effet dans la bordure méridionale avec un Trias successivement continental, saumâtre et marin néritique. La paléogéographie n'était sans doute pas très différente quand se déposèrent les calcaires néritiques et les formations lagunaires du Lias.

Au Dogger, dans une mer nettement plus ouverte aux influences pélagiques, se déposèrent des calcaires oolithiques et d'épaisses dolomies. Une régression rapide laissa ensuite le pays soumis, pour un temps plus ou moins long selon les secteurs, à des conditions continentales, en climat chaud et humide, marquées par la formation de bauxites.

La mer revint au Néocomien sur la bordure méridionale de la feuille qui apparaissait déjà comme une zone particulièrement instable ; se déposèrent alors des brèches, des calcaires à Algues puis des calcaires à Ostracodes laguno-lacustres qui correspondent à la fin d'une période de comblement. L'invasion marine suivante fut plus décisive puisque les calcaires à Bryozoaires de PHauterivien et les calcaires récifaux du Barrémien submergèrent la région de la vallée du Lasset, restée émergée depuis la fin du Jurassique. Les calcaires à Annelides et à Characées du Barrémien supérieur au Gargasien basal marquent la fin d'une nouvelle séquence de comblement.

Au Bédoulien, se produisit un brusque approfondissement de la mer que combla rapidement un puissant ensemble de marnes sombres alors que sur les bordures du bassin se déposaient des calcaires lagunaires transgressifs. Puis, au Gargasien inférieur, s'édifia dans une mer peu profonde la formation typique des calcaires à faciès urgonien, transgressive vers le Nord.

Pendant le Gargasien supérieur, un nouvel approfondissement provoqua le dépôt d'une nouvelle formation marneuse passant, comme la précédente, à des

calcaires urgoniens dont les niveaux les plus élevés, d'âge clansayésien, ont une cachet récifal particulièrement accusé.

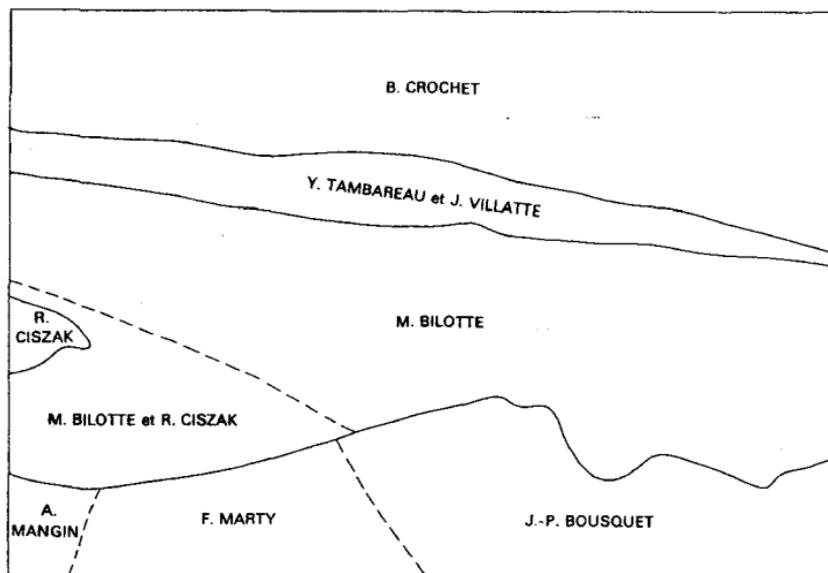


Fig. 1 - Origine des contours géologiques

Cependant, loin des bordures du bassin, dans une zone qui correspond maintenant à l'Ouest de la forêt de Bélesta, il ne se déposa pendant l'Aptien et l'Albien inférieur qu'un seul épais complexe de marnes noires. Ces approfondissements successifs furent engendrés par une tectonique en distension très active, elle-même en relation avec la déchirure inter-cratonique qui se produisit à l'emplacement des futures Pyrénées.

Au Crétacé supérieur, le domaine marin progressa vers le Nord : au Cénomaniens et au Turonien, pendant que, dans la partie méridionale de la feuille, une formation flyschoidé et des brèches continuaient de s'accumuler depuis l'Albien supérieur, dans la région Dreuilhe - Puivert, une mer épicontinentale déposa des calcaires et des grès directement sur le socle paléozoïque ; au Coniacien, se déposèrent partout des marnes de plate-forme distale ; au Santonien et au Campanien, c'est au Sud que se manifesta la proximité d'un rivage avec des grès (la Jourdane) et des calcaires à Rudistes (Benaix) ; au Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur, le comblement du bassin s'acheva par le dépôt des grès de Labarre, à faciès estuarien ou fluvial, qui pré-luda à l'émersion de la région. Alors, se formèrent les calcaires lacustres et les argiles rouges du Garumnien.

Au Thanétien inférieur, la mer revint par l'Ouest, déposant jusqu'au méridien de Puivert des calcaires à Miliolles, Algues et Coraux. Puis elle se retira et, à la fin du Thanétien, se déposèrent à nouveau des argiles rouges continentales.

La mer reparut par l'Ouest au début de l'Ilerdien et submergea la région, sauf au Sud de la ride naissante de Dreuilhe où persistèrent des plaines alluviales et des deltas. Elle régressa ensuite assez rapidement jusqu'à Rivel, à l'Ouest d'un haut fond. A la fin de l'Ilerdien, elle recouvrit à nouveau la région. Puis, la ligne de rivage, toujours fluctuante, se déplaça peu à peu vers l'Ouest et, enfin, une puissante décharge conglomératique entraîna le retrait définitif de la mer.

La région fut alors le siège d'une sédimentation continentale, grossière très considérable, permise par une subsidence très active en bordure des reliefs qui se développaient sur son bord sud ; c'est le dépôt du Poudingue de Palassou qui s'étend sur toute la partie nord de la feuille. Dans ses niveaux les plus élevés, des lentilles de conglomérats à éléments paléozoïques marquent des chenaux par où s'évacuaient, vers des zones subsidentes plus septentrionales, les produits de l'érosion qui s'exerçait vigoureusement sur l'édifice pyrénéen alors émergé.

Les vallées du Touyre, de l'Hers et du Lasset se creusèrent au début du Quaternaire. Leurs principales terrasses se constituèrent au cours de deux stades glaciaires qui sont bien marqués dans la vallée du Lasset où une langue de glace descendue du massif du Saint-Barthélémy a abandonné des moraines près du village de Montségur.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PRIMAIRE

k-0ξ²b. Cambrien à Ordovicien. Micaschistes quartzeux à muscovite et biotite. Affleurant dans l'angle sud-ouest de la feuille, la série métasédimentaire (biotite et muscovite) antésilurienne du massif du Saint-Barthélémy est constituée de pélites à microrhythmes gréseux avec intercalations quartzitiques plus ou moins épaisses. La complexité de la tectonique ne permet pas de distinguer d'ensembles lithologiques comme dans le massif de l'Arize (feuille Foix). Mais on connaît ponctuellement, près du contact anormal avec les schistes noirs siluriens, un niveau calcaréo-quartzitique, épais de 5 à 6 m, constitué de lits quartzitiques de 5 à 10 cm d'épaisseur, fracturés et boudinés, entre des lits calcaires pluridécimétriques, très étirés et déformés (niveau du roc de Fumât, feuille Foix).

sA. Silurien. Ampélites à Graptolites. Ce sont des schistes noirs, tendres, carbures et souvent riches en pyrite, en contact anormal avec l'Ordovicien, d'un côté, et avec le Dévonien inférieur de l'autre. Mais le contact stratigraphique avec l'Ordovicien existe sur la feuille Foix voisine, au roc de Fumât. Ces roches noires, parfois à enduit ferrugineux d'altération rouille, tachant les doigts, sont constituées de fins grains de quartz dans un fond de chlorite et de séricite, de carbone et de pyrite souvent limonitisée. Il s'agit de pélites gréseuses à débris charbonneux métamorphisées.

Azoïque sur la feuille Lavelanet, cette formation a fourni sur la feuille Foix de rares Graptolites du genre *Monograptus* (Mangin, 1967), des Lamellibranches, des Cardioles et des Orthocères (Zwart, 1954). Dans le massif de l'Arize (feuilles Foix et Saint-Girons), d'abondantes faunes de Graptolites permettent de la rapporter au Llandovérien.

Il est difficile de déterminer la puissance de ce matériel plastique affecté de nombreux replis et d'accidents ; une valeur maximale de 40 m a été avancée (Mangin, 1967).

sC. **Silurien. Calcaires sombres.** Des calcaires sont enclavés dans les schistes carbures au Nord-Est des Cabanettes. Il s'agit d'un repli synclinal des calcaires qui au col de la Portaille tout proche (feuille Foix) se trouvent en position renversée sous les schistes carbures. Ils sont bleu sombre ou noirs, à grain fin, en bancs d'épaisseur centimétrique parfois séparés par de minces lits graphiteux. Leur épaisseur atteindrait 50 m au maximum. Ils sont azoïques.

di-3. **Dévonien inférieur à moyen. Alternance de petites gréseuses et de calcaires.** Au Sud du roc de la Gourgue, le Dévonien inférieur est en contact par faille avec le Silurien au Sud et avec le Dévonien supérieur, au Nord. On y distingue deux formations : des pélites à rythmes gréseux et des calcaires. Mais elles se répètent un si grand nombre de fois par suite de la tectonique qu'elles ont été réunies en un ensemble indifférencié.

La formation pélitique est un sédiment à microrhythmes (quelques mm d'épaisseur) constitués par la séquence : grès grano-classés, silt, argile, calcaire ; la proportion de calcaire augmente vers le haut de la série. Sur la feuille Foix, elle succède à une formation gréso-pélitique plus grossière et moins bien classée, et est surmontée par la formation calcaire.

Les calcaires, que l'on peut observer sur la crête du Taulat et au pas du Toupi, sont bleutés et se débitent en plaquettes. Ils sont eux aussi constitués par des séquences rythmiques; celles-ci sont regroupées en séquences majeures de plusieurs mètres de puissance, limitées par des lits chloriteux. Sur la feuille Foix, ces calcaires assurent la transition entre la série inférieure pélitique et des calcaires massifs. Leur puissance peut atteindre 100 mètres.

Ces terrains azoïques sont attribués au Dévonien inférieur par analogie de faciès avec le Dévonien inférieur d'autres massifs pyrénéens, en particulier celui de l'Arize tout proche.

d4-7. Dévonien moyen et supérieur. Calcaires à microrhythmes, calcaires cryptocristallins, calcaires amygdaloïdes et calcaires griottes, en partie dolomités (dD) brèche intraformationnelle. La base de ce Dévonien moyen n'est pas connue car il est partout en contact tectonique avec le Dévonien inférieur, aussi bien sur la feuille Lavelanet que sur la feuille Foix. Il comprend, de bas en haut : une alternance de bancs calcaires et de lits argileux,

des calcaires cryptocristallins, massifs, largement dolomités, une brèche discontinue et les calcaires griottes.

La formation à alternances est constituée d'une succession de lits calcaires et de lits argileux, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, groupés en séquences caractérisées par la proportion, variable, des deux constituants. De celle-ci et de l'épaisseur des lits calcaires, il résulte à l'affleurement une succession de replats, de ravins et de ressauts calcaires résistant à l'érosion. Sur la feuille Foix, cette formation aurait 120 m de puissance ; localement, des faunes de Conodontes (*Polygnathus*, *Hindeodella*, *Lonchodina*) permettent de l'attribuer au Givétien - Frasnien inférieur à moyen.

Les calcaires cryptocristallins affleurent au Nord du roc de la Gourgue et forment les abrupts qui dominent la vallée du Lasset. Ils sont bleus ou blanchâtres, ont une cassure conchoïdale et sont parcourus de nombreuses fissures emplies de produits d'altération ferrugineux. De nombreux replis s'opposent à une évaluation correcte de leur épaisseur.

Au Sud du roc de la Gourgue, une brèche à éléments uniquement calcaires, probablement intraformationnelle, constitue une bande de 75 m de large environ.

Les calcaires griottes (20 m) ont leur aspect classique de calcaires amygdaloïdes constitués de nodules en forme d'ellipsoïdes plus ou moins déformés, de 1 à 2 cm de long et de 0,5 à 1 cm de large, de teinte rouge ou verte, séparés par des lits flexueux d'argile généralement transformée en chlorites. Les amandes calcaires contiennent très souvent des Goniatites ou des Clyménées en général indéterminables, des Brachiopodes et des Tentaculites. Sur la feuille Foix, les calcaires griottes du versant nord du massif du Saint-Barthélémy ont fourni *Cheiloceras planilobum* et des associations de Conodontes permettant de les dater du Frasnien supérieur au Famennien moyen (zone à *Cheiloceras*).

Des calcaires noduleux gris-bleu plus connus vers l'Ouest (« calcaires de la Serre » de la feuille Foix, Mangin, 1967) où ils sont datés par Conodontes du Famennien inférieur (partie supérieure) à base du Carbonifère, surmontent les calcaires griottes au Nord-Ouest de Montségur, en particulier (F. Boyer, S. Krylatov, D. Stoppel, 1974).

Tous les termes de cette série sont largement dolomités au Nord et au Sud du roc de la Gourgue (dC). Il s'agit de dolomies finement grenues, bleutées à proximité des calcaires cristallins, rousses ailleurs.

hib. Tournaisien-Viséen inférieur. Lydiennes et ampélites à nodules phosphatés. Les jaspes de la base du Carbonifère forment un horizon continu que de mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas toujours d'observer. Il est composé de jaspes inférieurs noirs (lydiennes), accompagnés de schistes noirs et de nodules phosphatés (Montségur), et de jaspes supérieurs rougeâtres et verts (épaisseur totale : 10 à 15 m).

Au Nord-Ouest de Montségur, ces couches reposent sur les calcaires supra-griottes, ce qui permet de penser que le Tournaisien débute dans la partie terminale de ces calcaires, comme dans de nombreux secteurs des Pyrénées.

Les jaspes sont surmontés par des calcaires à accidents siliceux, puissants de quelques mètres, rapportés au Viséen moyen-supérieur (S. Krylatov, 1981).

h2. Carbonifère. Petites à intercalations gréseuses. Au Sud de la ferme du Ramier (Ouest de Montségur), viennent au-dessus des jaspes (et des calcaires viséens) des pélites fines à microrhythmes gréseux, puis une alternance de grès grossiers et de grès fins en rythmes d'épaisseurs centimétriques. On doit admettre que cette formation représente le Namurien (et peut-être encore le Viséen supérieur à sa base) puisque les calcaires supra-jaspes sont d'âge viséen moyen-supérieur.

SECONDAIRE

r-t. **Trias inférieur. Grès rouges dits « permo-triasiques »**. Il s'agit d'une mince bande de tégument post-hercynien discordant sur les pélites gréseuses viséennes au Nord-Est du Saint-Barthélémy. A Montségur, ce sont quelques mètres de grès fins lie-de-vin disposés en bancs décimétriques.

t7-io. **Keuper et Rhétien. Cargneules et argiles bariolées, calcaires à *Avicula conforta***. On connaît un petit affleurement d'argiles versicolores en sous-zone ultra-commingeoise sous le roc du Tais, près de la fontaine de Naus (rive droite du Lasset). En sous-zone commingeoise, le seul Keuper connu correspond aux argiles vertes et rouges qui forment la semelle du chevauchement du pays de Sault (au col de l'Escale, vallée du Blau, chemin des Sarradets et surtout, route de Puivert à Espezel, 200 m avant le tunnel, où la formation, ici gypsifère, atteint 20 m). En sous-zone ariégeoise, le Keuper et le Rhétien affleurent dans les lacets de la route D9 conduisant au pied du château de Montségur. Au Permo-Trias succèdent quelques mètres de calcaires vacuolaires beiges, plus ou moins dolomitiques et bréchiques (Muschelkalk possible), des marnes autrefois gypsifères au lieu-dit la Plâtrière (près du cimetière de Montségur), des marnes jaunâtres passant à des cargneules (10 m) et des calcaires en plaquettes, gris, parfois lumachelliques (Rhétien ?).

Montségur, une lumachelle à *Avicula conforta* du Rhétien typique est citée par G Dubar (1925) en contact anormal avec le Carbonifère du Saint-Barthélémy.

h4. Hettangien et Sinémurien. Calcaires rubanés ou compacts, dolomies souvent bréchiques. Au sein de la couverture métamorphique du Saint-Barthélémy, le Lias inférieur a été identifié au Sud-Ouest du sommet de la Frau au contact des schistes carbonifères. Il correspond à 60-80 m de dolomies et de calcaires dolomitiques suivis par 10 m de « calcaires à microrhythmes » (à Stromatolites plans) renfermant des cristaux de pyrite et de scapolite. On le

retrouve en zone commingéoise le long du chevauchement du pays de Sault dans le secteur de l'Escale où, le long de la route de Puivert à Espezel, s'observent successivement, entre le Keuper et la brèche-limite, 5 m de cargneules, 8 m de calcaires cristallins en petits bancs, 15 m de calcaires dolomitiques en bancs métriques, 2 m de calcaires lumachelliques, 15 m de calcaires oolithiques, 20 m d'alternances de calcaires dolomitiques, calcaires en plaquettes, cargneules, marnes, lumachelles, 10 m de calcaires oolithiques. Plus à l'Est, sur le chemin de l'Aigo-Niret (Sud de l'Escale), la série se complète par des « calcaires à microrhythmes » du Sinémurien. Le Lias inférieur se retrouve enfin dans « l'écaille frontale de Montségur » où la coupe de la D9 montre 5 m de calcaires noirs en dalles et de schistes bitumineux à radioles d'Oursins (dalle à *Diademopsis* de G. Dubar, 1925), 100 m de calcaires vacuolaires et de dolomies bréchiques (Hettangien) et 15 m de calcaires à microrhythmes (Sinémurien).

l5-8. Pliensbachien et Toarcien. Calcaires marneux à Brachiopodes et marnes. Dans le massif de la Frau (sous-zone ultra-commingéoise), la coupe de la fontaine des Cas montre la présence, sous les dolomies noires du Dogger, de 10 m de calcaires bioclastiques recristallisés, à Pectens, Bélemnites et Térébratules, passant vers le haut à 8 m de marno-calcaires (intercalés de schistes) puis de schistes noirs à scapolite. Il pourrait s'agir du Domérien et du Toarcien. Inconnu en sous-zone commingéoise, le Lias moyen et supérieur a été reconnu en sous-zone ariégeoise : dans la coupe de la D9 au pied du château de Montségur affleurent 7 m de calcaires noirs oolithiques à Ostréidés puis 3 m de marno-calcaires roux à Pectens, Bélemnites et Térébratules, dont *Terebratula subpunctata* Dav. Ce niveau correspondrait selon G. Dubar (1925) à la zone à Capricornu du Pliensbachien soit, dans la nomenclature actuelle, le Carixien supérieur (zone à Davoei, sous-zone à Capricornu). Cette série réduite au Carixien *pro parte* est l'équivalent de celle que l'on connaît à l'extrémité orientale du Pech de Foix (feuille Foix) où le Bathonien supérieur, calcaire ou dolomitique, repose directement sur un Carixien plus ou moins érodé (« seuil ariégeois » de B. Peybernès, 1976, venant dans le prolongement du « seuil cévenol »). On notera toutefois que, plus à l'Ouest, la bande du Basqui pourrait comporter un Lias plus complet avec, au-dessus d'un équivalent du niveau carixien de Montségur, 6 m de schistes de la zone à Margaritatus probable (Domérien moyen), 2 m de calcaires roux à Pectens et Térébratules (*T. jauberti*, du Domérien supérieur) et 5 m de schistes sans doute toarciens.

jD. Jurassique moyen et supérieur. Dolomies cristallines et calcaires dolomitiques. Des dolomies indifférenciées rapportées au Dogger et au Malm affleurent en sous-zone ultra-commingéoise (50 m à la fontaine des Cas) et, surtout, en sous-zone commingéoise au sein des « écailles septentrionales du pays de Sault » (Rieufourcant – roc de la Grenouille, Couquet – Prince, Sainte-Colombe, etc.). On les retrouve dans l'écaille de Montségur où leur base a été attribuée au passage Bajocien – Bathonien (unité J3 in B. Peybernès, 1976). La carrière au bord de la D9 montre successivement au-dessus du Carixien précité :

– 2 à 3 m de marnes polychromes comportant un mince niveau ligniteux à la base puis des marnes jaune verdâtre associées à des calcaires en plaquettes (1 m) et des argiles lie-de-vin intercalées de marno-calcaires roux (1,50 m). Les niveaux saumâtres livrent des Ostracodes du Dogger basai : *Praeschuleridea* sp., *Cytherella* sp., *Progocythere* sp., *Metacytheropteron* sp. et *Paracypris* cf. *bajociana* ;

– un mince banc (0,30 m) calcaire, très sombre, contenant des débris de Gastéropodes et de nombreuses *Pseudocyclamina maynci*, marqueur du sommet du Bajocien et du Bathonien pyrénéens ;

– 150 m de dolomies noires, d'âge indéterminé qui supportent directement les calcaires urgoniens (calcaires à *Iraqia*) du piton de Montségur. Ces dolomies noires sont conservées également plus à l'Est dans l'écaille de Capitaine. Toujours en zone ariégeoise, le Dogger/Malm dolomitique affleure également au cœur des deux anticlinaux pinces de la Cluse de Péréille, dans le chaînon du Pech de Foix, où il repose sur le Lias inférieur. Ces dolomies correspondent vraisemblablement à l'intervalle Bathonien supérieur – Kimméridgien inférieur car elles admettent latéralement (feuille Foix), à la base, des intercalations calcaires à *Paracoskinolina occitanica*, *Pfenderina salernitana*, *Praekurnubia crusei* et *Ps. maynci*, datées du Bathonien supérieur (épisode J4a in B. Peybernès, 1976) et, au sommet, juste sous les bauxites, des intercalations de « Calcaires graveleux à Dasycladacées » (unité J6, Kimméridgien inférieur in B. Peybernès, 1976) à *Alveosepta jaccardi*, *Kurnubia palastiniensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Campbelliella striata*, *Trinocladus perplexus*, *Salpingoporella annulata* et *Clypeina jurassica*.

n1-3. **Néocomien.** Les formations composant la biséquence comblement – ouverture du cycle néocomien s'étagent depuis le passage Jurassique – Crétacé (« Brèche-limite ») jusqu'aux calcaires du Valanginien – Hauterivien. Elles ne sont représentées qu'en sous-zone ultra-commingeoise (?) et, surtout, en sous-zone commingeoise ; en zone ariégeoise, c'est l'Aptien (Montségur) ou l'Albien (Péréille) qui succède au Jurassique dolomitique.

Brèche-limite (*). À l'échelle des Pyrénées, cette formation est un ensemble hétérochrone de brèches mono- ou polygéniques interstratifiées qui fluctue de part et d'autre de la limite Jurassique – Crétacé et s'intercale entre le dernier niveau calcaréo-dolomitique du Malm et le premier banc calcaire du Berriasien. Au sein des « écailles septentrionales du pays de Sault », cette formation constitue l'axe de l'« écaille anticlinale de Picaussel – Pierrelys » ; elle affleure bien au Nord de Lapeyre (bois de Quinhaut), où les éléments atteignent 0,20 m de diamètre, au Nord de Belvis et dans la forêt de Picaussel près de la maison forestière. Dans l'« écaille synclinale du col du Chandelier », la brèche transgresse le Lias inférieur au col de l'Escale (tunnel). Il s'agit de 15 m de brèches calcaréo-dolomitiques à éléments de calcaires à Coprolithes (*Favreina* sp.) du Jurassique et, au sommet, de calcaires à Trocholines du Berriasien probable dont la faune se retrouve dans les « calcaires à Trocholines et Dasycladacées » sus-jacents.

(*) A Roquepercale (x = 577,5 ; y = 3065,5), la surcharge « brèche limite » a été omise sur la carte.

Calcaires à Trocholines et Dasycladacées (Berriasien). Epaisse d'une cinquantaine de mètres, cette formation correspond, dans le pays de Sault, au dernier épisode Nie (Berriasien supérieur, non terminal) de l'unité NI définie par B. Peybernès en 1976. Il s'agit le plus souvent de calcaires fins, sombres, plus ou moins graveleux, disposés en petits bancs de 0,50 à 1 mètre. On y observe l'association caractéristique de la biozone à *Pseudotextulariella courtionensis*, *Keramosphaera allobrogeneris*, avec, outre les marqueurs de la zone, *Trocholina* gr. *alpina elongata*, *Pseudocyclammia lituus*, *Nautiloculina cretacea*, *N. bronnimanni*, *Clypeina jurassica*, *Salpingoporella annulata*, *Actinoporellapodolica*, *Thaumatoporellaparvovesiculifera*, etc. Les « calcaires à Trocholines et Dasycladacées » sont représentés au-dessus de la « brèche-limite » le long du chevauchement du pays de Sault (col de l'Escale, chemin du lac de Tury) et dans la plupart des « écaillés septentrionales du pays de Sault », notamment, dans l'« écaille anticlinale de Picaussel - Pierrellys » (gorges de l'Aude, bois de Quirhaut, RN 613 de Lapeyre à Coudons, Nord de Belvis) et l'« écaille du Bac d'en Filla » (piste du bois d'Arnaudet).

Calcaires roux en plaquettes (Berriasien terminal à Valanginien basal). Cette formation saumâtre (unité N2 in B. Peybernès, 1976) regroupe un ensemble alternant de bancs oolithiques et graveleux à Dasycladacées roulées, et de bancs plus minces et plus argileux, en dalles, à Lituolidés et Ostracodes laguno-lacustres. Elle se superpose dans les Pyrénées à la biozone à *Choffatella pyrenaica*, couvrant le passage Berriasien - Valanginien, et contient également : *Tr.* gr. *alpina-elongata*, *N. cretacea*, *N. bronnimanni*, *Macroporella embergeri*, *Kopetdagaria ? iaialensis*, *Acicularia* sp., etc. Epaisse de 30 m en moyenne, la formation repose sur les « calcaires à Trocholines et Dasycladacées » au col de l'Escale (où elle butte par faille, au Sud, contre le Barrémien du col du Chandelier), dans l'« écaille anticlinale de Picaussel - Pierrellys » (route de Lapeyre à Coudons, Nord de Belvis) et dans celle de Bac d'en Filla (bois d'Arnaudet). Elle fait par contre défaut au front septentrional de l'« écaille synclinale de Tury - Montmija » où les « calcaires à Annélides » du Barrémien supérieur se superposent aux calcaires berriasien. Avec les « calcaires roux en plaquettes » s'achève la première mégaséquence (de comblement) et s'amorce la seconde mégaséquence (d'ouverture) du cycle néocomien.

Calcaires graveleux à Pfendérines (Valanginien pro parte). Epais de 50 m environ, cet ensemble massif et mal stratifié (unité N3 in B. Peybernès, 1976) correspond à la biozone à *Valdanchella miliani*, *Paracoskinolina pfenderae*, *Pfenderina neocomiensis* et *Pseudotextulariella salevensis* où abondent encore les Trocholines du groupe *alpina-elongata*. Constituant le terme infralittoral de la séquence d'ouverture néocomienne, ces calcaires de haute énergie surmontent partout les calcaires roux précités.

Calcaires jaunes à Bryozoaires (Hauterivien). Cette dernière formation néocomienne (unité N4 in B. Peybernès, 1976) s'est déposée dans un environnement de plate-forme distale. Il s'agit de calcaires ferrugineux, bioclastiques,

livrant des Brachiopodes hauteriviens dans les Corbières. Généralement tronquée sous le Barrémien transgressif, elle peut subsister très localement au Nord de Belvis (chemin de la forêt de Callong) et, au Sud-Est, à la terminaison occidentale de l'« écaille d'Axat - Perrucel » (bois de la Benague) où, épaisse de 4 à 5 m, elle apparaît plus argileuse que dans les Corbières.

ri4a. Barrémien inférieur. Calcaires urgo-barrémiens. Regroupés dans l'unité U1 par B. Peybernès, 1976, les calcaires urgo-barrémiens se superposent à la biozone à *Paleodictyoconus* gr. *cuivillieri-barremianus* qui, peut-être, débute déjà dans l'Hauterivien terminal. Ce sont des calcaires massifs, typiquement urgoniens, à Rudistes Requienidés (*Toucasia*, *Requienia*), Orbitolinidés (Dictyoconinés) et Madréporaires. Leur épaisseur moyenne ne dépasse pas 50 mètres. Ils renferment une abondante microfaune, dont *Falsurgonina pileola*, *Urgonina protuberans*, *Paleodictyoconus* gr. *cuivillieri-barremianus*, *Choffatella decipiens*, *Nautiloculina cretacea*, *Pfenderina globosa*, *Cuneolina hensoni*, *Trocholina* cf. *friburgensis*, *Sabaudia minuta*, etc., associée à de nombreuses Dasycladales : *Heteroporella paucicalcareia*, *Salpingoporella muehlbergii*, *S. genevensis*. Transgressifs vers le Nord, les calcaires urgo-barrémiens reposent directement sur les dolomies jurassiques dans les secteurs les plus septentrionaux des « écailles de Fougax - Barrineuf » (roc de la Grenouille, fontaine de Fontestorbes). Ils font suite au Néocomien (N3 ou N4) dans l'« écaille anticlinale de Picaussel - Pierrellys » (Nord de Lapeyre, gorges de Pierrellys) et dans l'« écaille synclinale du Bac d'en Filla » (entrée des gorges de la Frau, bois d'Arnaudet) ; on les retrouve dans la même position à la terminaison occidentale de l'« écaille synclinale d'Axat - Perrucel », dans le bois de la Bénague. Avec les « calcaires à Annélides » sus-jacents, les « calcaires urgo-barrémiens » constituent la troisième mégaséquence, de type comblement, du Crétacé inférieur pyrénéen (B. Peybernès, 1976).

n4b. Barrémien supérieur à Bédoulien basal. Calcaires à Annélides.

Caractérisés par l'apparition des Palorbitolines et la grande abondance des tubes de Serpules, les « calcaires à Annélides » (unité U2, B. Peybernès, 1976) correspondent à la sous-zone à *Orbitolinopsis* gr. *cuivillieri-kiliani*, première sous-zone de la biozone à *Palorbitolina lenticularis* qui atteint, elle, la base du Gargasien. Les autres Foraminifères, excepté *Choffatella decipiens*, sont rares alors que les Dasycladales [*Acicularia*, *Actinoporella podolica*, *Cylindroporella sugdeni*, *Salpingoporella muehlbergii*, *S. melitae*] peuvent abonder, ainsi que, dans certains niveaux, les Charophytes. Il s'agit d'un dépôt de lagon, à émergences temporaires, pouvant renfermer exceptionnellement quelques Rudistes (*Toucasia*). Epaisse de 50 à 100 m, la formation apparaît toujours terminée par un fond-durci ferrugineux qui précède le très brusque approfondissement de la mer marqué par le dépôt des « marnes à *Deshayesites* » sus-jacentes. La répartition géographique des « calcaires à Annélides » est à peu de choses près identique à celle des « calcaires urgo-barrémiens » qui les précèdent.

ris. Bédoulien. Marnes à *Deshayesites*. Cette appellation recouvre un ensemble monotone et épais (plusieurs centaines de mètres) de marnes sombres,

finement argileuses, pauvres en quartz hérité et en fossiles (unité M1 in B. Peybernès, 1976). La datation est toutefois assurée par la présence de quelques ammonites pyriteuses et de Spatangidés (*Toxaster colleigni*) mal conservés. La formation constitue le premier terme, terrigène, de la quatrième mégaséquence éocrétacée. Celle-ci, de type klüpfélien (comblement), s'achève avec les calcaires gargasiens sus-jacents. Absentes dans l'écaillé frontale de Montségur et dans l'écaillé synclinale de Tury - Montmija, où les calcaires gargasiens constituent le premier terme aptien, les « marnes à *Deshayesites* » sont bien individualisées dans l'« écaillé anticlinale de Picaussel - Pierrellys » où, épaisses de plus de 300 m, elles s'intercalent entre deux formations calcaires, les « calcaires urgo-aptiens » du Gargasien. Dans les gorges de l'Aude (feuille Quillan), les premières couches marneuses livrent des Ammonites du Bédoulien élevé (zones à *Deshayesi* et à *Bowerbanki*), dont *Deshayesites deshayesi* et *Dufrenoyia lurensis*. Vers l'Ouest, elles se fondent dans un épais complexe terrigène, les « marnes de Fougax » (ns-6), qui couvre l'ensemble de l'Aptien et caractérise notamment les écaillés du Bac d'en Filla et du bois de Malard. On a pu identifier aussi les « marnes à *Deshayesites* » dans l'« écaillé synclinale du col du Chandelier » (où, près de la Malayrède, elles renferment *Deshayesites grandis*) et, contre le chevauchement du pays de Sault, dans l'« écaillé de Fougax - Fontestorbes » où furent récoltés *Dufrenoyia cf. formosa* et *D. aff. praedufrenoyi* de la zone à *Bowerbanki* (Bédoulien terminal).

n6a1. Gargasien inférieur. Calcaires urgo-aptiens (calcaires à *Iraqia*, passage Bédoulien - Gargasien, et calcaires à *Mesorbitolina parva*, Gargasien inférieur). Les « calcaires à *Iraqia* » (épisode U3c in P. Peybernès, 1976) sont tenus pour l'équivalent partiel de la partie supérieure des « marnes à *Deshayesites* ». Ils ne sont présents que lorsque l'Aptien transgresse un substratum jurassique ou néocomien. De faciès parfois dessalé (niveaux à Charophytes), ces calcaires correspondent à un dépôt de lagon, très pauvre en organismes. On y reconnaît toutefois *Iraqia simplex*, marqueur de la troisième sous-zone, à *I. simplex*, de la biozone à *Palorbitolina lenticularis*, et également, *Choffatella decipiens* et *Salpingoporella* sp.. Ils ne sont représentés que dans les unités ariégeoises du pays de Sault dont l'« écaillé frontale de Montségur » où, constituant le célèbre piton, ils transgressent directement les dolomies jurassiques et sont eux-mêmes surmontés par les « calcaires à *M parva* » du Gargasien « inférieur ». On les connaît aussi dans une minuscule écaillé étirée sur le flanc nord de l'« écaillé synclinale de Tury - Montmija ».

Les « calcaires à *Mesorbitolina parva* » (épisode U4a in B. Peybernès, 1976) constituent le second terme de la quatrième mégaséquence éocrétacée précitée et se superposent alors aux « marnes à *Deshayesites* » dans les écaillés les plus méridionales du pays de Sault (Picaussel - Pierrellys, par exemple). Ils peuvent aussi venir transgressivement sur les calcaires à *Iraqia* dans l'« écaillé frontale de Montségur ». Il s'agit d'une formation typiquement urgonienne, riche en Rudistes (*Toucasia*, *Offneria*) et Madréporaires, dont l'épaisseur décroît d'Est en Ouest, de 200 m à 50 mètres. Un fond-durci ferrugineux la

couronne généralement et achève la séquence. Sur le plan biostratigraphique, la formation se caractérise par la biozone à *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* dont le marqueur, apparu seul avant les Mésorbitolines plus évoluées de type *minuta*, indique le Gargasien inférieur non basal.

n6a2. et n6a3. **Gargasien supérieur. Calcaires et marnes** (n6a2 : **marnes à Exogyres et Mésorbitolines** ; n6a3 : **calcaires urgoniens et marnes de Montmija**). Les marnes à Exogyres et Mésorbitolines, ou « marnes de Tury », sont connues dans la vallée de l'Aude sous le nom de « marnes de Quirbajou » (B. Peybernès, 1976) où elles ont fourni des Ammonites gargasiennes dont un *Chelonicer* (*Epicheloniceras*) *buxtorfi* proche de *Ch. sub-nodosocostatum*, marquant le passage du Gargasien inférieur au Gargasien supérieur. Toutefois les « marnes de Tury », qui affleurent largement dans l'« écaille synclinale de Tury- Montmija », correspondent en fait à la partie inférieure seulement des « marnes de Quirbajou ». Elles constituent le premier terme de la cinquième mégaséquence éocrétacée qui montre, en évolution régressive, le passage progressif de faciès de bassin (marnes à Ammonites) vers des faciès de plate-forme distale (alternances marnes - marno-calcaires) puis de plate-forme proximale (calcaires urgoniens).

Les assises notées n6a3 correspondent à une alternance de calcaires massifs (n6a3II) et de marnes, dites de Montmija (n6a3M), tenue pour l'équivalent de la partie supérieure des « marnes de Quirbajou » précédemment citées (voir aussi feuille Quillan). On les connaît bien dans l'« écaille synclinale de Tury - Montmija » où, épaisses de 200 m environ, elles renferment d'abondantes *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *minuta*, index de la zone du même nom datant le Gargasien supérieur, associées à *Simplorbitolina aquitanica*.

n6bU. **Clansayésien « inférieur ». Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes.** Terme ultime de la cinquième mégaséquence éocrétacée, ces calcaires représentent la formation urgonienne la plus récente du pays de Sault. Epais de 200 m dans les gorges de l'Aude (flanc sud de l'écaillé anticlinale de Picaussel - Pierrellys), ces calcaires relèvent déjà du Clansayésien, probablement inférieur (épisode U4c in B. Peybernès, 1976). Mal stratifiés, ils peuvent présenter un cachet récifal particulièrement accusé marqué par des biohermes à Madréporaires diffus, des bioaccumulations de Rudistes et des Floridées d'avant-récif, d'abord encroûtantes (*Archaeolithothamnium rude* et *Kymalithon belgicum*) puis branchues (*Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primae-vum*). Les Foraminifères y sont rares : quelques *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (marqueur de la biozone de même nom) associées à de rares *Simplorbitolina* cf. *manasi*. Si les formations calcaires gargasiennes et clansayésiennes s'avèrent aisément séparables au Sud-Est de la feuille (Picaussel - Pierrellys) en raison de l'intercalation de nombreuses formations marneuses (marnes à *Deshayesites*, de Quirbajou, de Tury, de Montmija), il n'en va pas de même dans la partie centrale (« écaille anticlinoriale de la forêt de Belesta ») où, en l'absence quasi constante de marnes intermédiaires, il a fallu regrouper les divers calcaires aptiens sous une seule notation n6a-bU. Il en est de même dans

les quelques écaïlles calcaires bordant à l'Ouest le bassin de Gougax (Sarrat du Liam, roc de la Mousse).

n5-6. Aptien à Albien inférieur. Marnes de Fougax. Est désigné par cette appellation un épais complexe de marnes sombres, souvent azoïques, qui, entre la vallée du Lasset à l'Ouest, et la forêt de Belesta à l'Est (« bassin de Fougax »), remplace la quasi-totalité de l'Aptien calcaire. Elles affleurent particulièrement bien le long de la vallée de l'Hers, au débouché nord des gorges de la Frau, où elles fournissent des Ammonites bédouliennes (*Deshayesites* sp.) et des Ammonites gargasiennes (dont *Aconeceras nisus*, du Gargasien inférieur). Plus au Nord, ces marnes atteignent vraisemblablement le Clansayésien « moyen » comme l'atteste la présence d'*Hypacanthoplites rubricosus*, index de la zone à Rubricosus, au Sud-Est de Fougax (Millassous) ; leur partie supérieure, qui peut reposer sur les calcaires clansayésiens (r6bl), peut donc être considérée comme l'équivalent latéral des « marnes noires à *Hypacanthoplites* » emplissant plus à l'Est le « bassin de Quillan » (unité M4 in B. Peybernès, 1976). Sur les marges du « bassin de Fougax », les « marnes de Fougax » passent latéralement aux calcaires urgoniens dont subsistent quelques récurrences dans le dépôt-centre du bassin, sous forme de minces lentilles carbonatées souvent soulignées par des accidents longitudinaux (roc des Fenêtres et roc de Fayre entre l'Espine et Barrineuf).

nza. Clansayésien « moyen » à Albien inférieur. Marnes noires à *Hypacanthoplites* et grès verts. Constituant le sommet des « marnes de Fougax » à l'Ouest, ces marnes noires se retrouvent d'une part dans le « bassin de Quillan » où elles admettent des lentilles de grès glauconieux à Trigonies et, d'autre part, dans l'« écaïlle anticlinale de Picaussel - Pierrelys », au Sud de Belvis, où elles n'ont pu être datées avec précision. Il s'agit d'un ensemble de marnes sombres rarement fossilifères (spicules, Ostracodes, Echinides, Plicatules et, parfois, Ammonites). Très épaisses autour de Quillan (plus de 1000 m), elles débutent dans le Clansayésien « moyen » (Ammonites de la zone à Rubricosus au col du Portel) et atteignent l'Albien inférieur (Ammonites des zones à Tardefurcata et à Mammillatum sur la feuille Quillan). Les intercalations des grès verts n'affleurent que sur la rive droite de l'Aude où elles constituent les reliefs des Trois-Quilles, au Nord de Belvianes, et de Bitrague, à l'Est de Quillan. Les « marnes noires à *Hypacanthoplites* » correspondent au premier terme de la sixième mégaséquence éocétracée qui, toujours de type klûpfélien, s'achève avec les « calcaires urgo-albiens moyens » connus sur la feuille Quillan sous le nom de « calcaires de la dalle du Bec ».

nzb. Albien inférieur et moyen. Calcaires urgo-albiens moyens. Désignés par erreur sur la présente feuille par la notation n6a-bu dans l'unité ariégeoise de Péreille, à l'extrémité du Pech de Foix, ces calcaires (unité U6 in B. Peybernès, 1976) correspondent à la formation urgonienne la plus récente figurant sur la feuille Lavelanet. Absents dans le pays de Sault, les « calcaires urgo-albiens moyens » se limitent géographiquement au Pech de Foix où ils

reposent transgressivement soit sur les dolomies jurassiques, soit sur les bauxites, soit sur les lignites barrémo-bédouliens (voir feuille Foix). On les attribue à l'Albien inférieur élevé (dans d'autres coupes, ils surmontent les marnes à *Hypacanthoplites*) et à l'Albien moyen, intervalle stratigraphique caractérisé par la biozone à *Simplorbitolina conulus*. Dans la cluse de Péreille, la formation, épaisse de 100 m, s'agence en une mésoséquence d'ouverture où se succèdent des environnements de lagon, avec des calcaires fins à Orbitolinidés (*Simplorbitolina manasi*, *S. conulus*, *Dictyoconus walnutensis pyrenaicus*, *Orbitolinopsis* aff. *buccifer*) et Dasycladales (*Griphoporella ? aurigerica*), de récif à Polypiers et Floridées branchues et de plate-forme distale, avec resédimentation de Mésorbitolines et d'Hensonines.

n7c-d. **Albien supérieur à Vraconien. Flysch noir externe.** Rattaché à la sous-zone sub-ariégeoise et à la sous-zone ariégeoise, le complexe des flyschs noirs affleure largement sur la feuille Lavelanet d'une part dans l'unité Montgaillard – Serrelongue qui jalonne le chevauchement frontal nord-pyrénéen du méridien de Montferrier à celui de Belesta (au Nord de celui du pays de Sault) et, d'autre part, dans le Pech de Foix, au niveau de la cluse de Péreille. Au sein de l'unité Montgaillard – Serrelongue, une coupe méridienne, de Tounillous au pic de Mède, montre successivement :

– un épais « complexe flyschoïde à Floridées » (B. Peybernès, 1976) comprenant d'abord des marnes noires, à rares intercalations plus calcaires à Floridées et à Polypiers, puis des niveaux de brèches à Floridées. Deux barres microbréchiques principales associées à des cordons d'olistolites couronnent l'ensemble et renferment sur les flancs du pic de Mède, *Mesorbitolina texana*, *Hensonina lenticularis* et des Floridées (*Agardhiellopsis cretacea* et *Paraphyllum primaevum*) ;

– les « brèches chaotiques de Serrelongue » où sont resédimentés d'énormes blocs de socle hercynien. Plus à l'Ouest, au Picou de Freychenet (feuille Foix), les olistolites s'agencent en un olistostrome comparable à celui que l'on connaît sur l'ancienne paléomarge européenne du bassin albien dans la région de Saint-Girons. Cartographiquement discordantes sur le « complexe flyschoïde à Floridées » de l'Albien supérieur, et renfermant des Préalvéolines à leur sommet, ces brèches relèvent, comme plus à l'Ouest, du Vraconien – Cénomaniens. Dans la cluse de Péreille, le Flysch noir présente également deux formations successives ;

– à la base, 60 à 100 m de « complexe flyschoïde à Floridées » où alternent marnes, microbrèches, grès et calcaires. A la base, un niveau à *Beudanticeras beudanti* signe la zone à *Cristatum*, c'est-à-dire la base de l'Albien supérieur ;

– au-dessus, un « complexe calcaréo-bréchique roux » (B. Peybernès, 1976), de 30 mètres. Étage sur le Vraconien supérieur et le Cénomaniens basal, ce complexe comprend en alternance des microbrèches polygéniques, des marnocalcaires ferrugineux à faune non remaniée et des marnes indurées. Les marnocalcaires renferment une riche association vraconienne de la biozone à *Orbitolina* (*Orbitolina*) *duranddelgai* (sous-zone à *Conicorbitolina conica* et *C. cuvillieri*) avec *O. (M.) aperta*, *O. (O.) concava*, *O. (C.) conica*, *O. (C.)*

paeneconica, *Favusella washitensis*, des Pithonelles et quelques Floridées. Les derniers bancs renferment *Simplalveolina simplex*, forme guide de la biozone à *Simplalveolina simplex* avec laquelle débute le Cénomaniens. Le « complexe calcaréo-dolomitique roux » passe latéralement vers l'Est à des brèches polygéniques grossières, de plus en plus riches en éléments de socle (granités). Correspondant alors à de véritables « brèches chaotiques » comparables à celles de Serrelongue, elles débordent le complexe flyschöide vers le Nord et, aux abords de Péreille-d'en-haut, reposent directement sur les « calcaires urgo-albiens moyens ».

C13. Cénomaniens à Turonien basal. Conglomérat de Freychenet.

Cette formation est en réalité difficilement dissociable de la formation sous-jacente des brèches de Serrelongue. Comme elle, elle n'est qu'un faciès particulier du Flysch noir.

Ici, les dépôts de cet âge sont essentiellement présents dans le « bassin » de Nalzen, au Sud de la « lame de Celles - Montferrier ». Mais c'est sur la feuille Foix qu'ils sont le plus développés comme, par exemple, au Picou de Freychenet où s'observe un puissant conglomérat à éléments locaux empruntés tant au socle hercynien qu'à la couverture secondaire. Compte tenu du caractère resédimenté de cette formation, sa datation d'ensemble n'a pu se faire que sur des arguments de position, au-dessus de l'Albo-Vraconien des brèches de Serrelongue et sous des microbrèches remaniant des microfaunes cénomaniennes (*Praealveolina cretacea*) liées par un ciment micritique à Globotruncanidés du Turonien (*Marginotruncana angusticarinata*) (route de Celles à Armentières, feuille Foix ; M. Bilotte, 1975, 1985).

Dans la cluse de Péreille, le Cénomaniens moyen-supérieur est composé de deux membres : des marno-calcaires bleutés (25 m) à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*,... et des calcaires à dragées de quartz et Rudistes, les calcaires de Rabot - Coumescure à *Sauvagesia* et Caprinidés (5 m).

Dans les anticlinaux de Benaix et de Dreuilhe, le Cénomaniens moyen-supérieur est aussi connu dans les sondages de Benaix 1 (Bx1), Dreuilhe 4 et 5 (Dr4, Dr5) par des faciès de plate-forme, calcaires et/ou grès à Foraminifères benthiques {*Praealveolina* gr. *cretacea*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia*, *Nezzazata*) ou Rudistes (*Caprina*, *Radiolites*, *Sauvagesia*), directement transgressifs sur un socle hercynien (M. Bilotte, 1985).

C34. Turonien à Coniacien. Marnes de Pechiquelle. Dans la lame de Celles - Montferrier du « bassin » de Nalzen, cette nouvelle formation cache les formations conglomératiques du Flysch noir albo-cénomaniens.

À l'Est de Montferrier, les marnes de Pechiquelle épaisses de 200 m environ affleurent sur une largeur voisine de 500 mètres. Elles se présentent comme des marno-calcaires gris bleuté en bancs généralement réguliers mais pouvant comporter des niveaux de *slumps* ou de fines passées gréseuses. La base des marnes de Pechiquelle est datée à Serrelongue par *Heterohelix réussi*,

Hedbergella delrioensis, *Marginotruncana coronata*, *M. indica*, *M. difformis*, *Dicarinella imbricata*, association qui sans être franchement caractéristique pourrait déjà indiquer le Turonien moyen. Dans l'épaisseur de la formation le Turonien est ponctuellement mis en évidence par *Praeglobotruncana helvetica*, *Marginotruncana renzi*, *M. pseudolinneiana*, *Dicarinella imbricata* et *Hedbergella flandrini*.

À signaler aussi l'existence de blocs exotiques (olistolites) emballés dans la formation. C'est en particulier le cas d'éléments métriques de calcaires à Caprines et Orbitolines aux abords de Pechiquelle.

Compte tenu de la déformation qui les affecte, la partie terminale des marnes de Pechiquelle n'est pas précisément datée. On pense que la formation s'élève au moins dans le Coniacien en raison de sa situation sous les grès de Celles datés, eux, du Santonien inférieur. Les marnes de Pechiquelle correspondent ici à un flysch marneux distal.

Dans le flanc sud de l'anticlinal de Péreille, le Turonien est représenté, au-dessus des calcaires cénomaniens de Rabot-Coumescure, par : des marnes et des marno-calcaires (60 m) en lits centimétriques à décimétriques alternants (la microfaune s'y compose de *Hedbergellaparadubia*, *H. praehelvetica*, ..., à la partie inférieure, *Praeglobotruncana helvetica*, *P. biconvexa*, *Dicarinella imbricata* et *D. algeriana* à la partie supérieure) et par des marnes et des calcaires gréseux bioclastiques (40 m) ; ces derniers remanient des fragments de macro-faune benthique (Radiolitidés, Coelentérés), des Algues, ..., alors que les intervalles marneux renferment *Marginotruncana schneegansi*, *M. sigali*, *M. renzi*, *Dicarinella indica*. La partie terminale de la série, sous la discordance du Bégudo-Rognacien, atteint le Coniacien défini par *Marginotruncana sinuosa*.

Dans les sondages Bx1, Dr4 et 5, le Turonien est essentiellement constitué par des calcaires bioclastiques à fragments de Radiolitidés et d'Hippuritidés. Un horizon rubéfié couronne généralement ces calcaires de plate-forme récifale. Au-dessus, le Coniacien serait sous faciès de marnes à Foraminifères planctoniques.

C5. Santonien inférieur, C5a1 : Grès de Celles ; C5a2 : Calcaires de Morenci ; C5a3 : Marnes à Micraster, dans la lame de Celles-Montferrier du « bassin » de Nalzen ; C5. Santonien indifférencié dans la bande de Saint-Cirac du « bassin » de Nalzen. Comme dans la partie occidentale du bassin de Nalzen (feuille Foix), il convient de distinguer, ici aussi, deux séries représentées respectivement dans la lame de Celles – Montferrier et dans la bande de Saint-Cirac (M. Bilotte, 1975).

Au Sud, dans la lame de Celles – Montferrier, les grès de Celles (C5a1) succèdent rapidement aux marnes de Pechiquelle. L'arrivée massive de terrigène gréseux assure un passage progressif mais rapide à ce flysch gréseux fait d'alternances de grès granoclassés et de marnes. Ces dernières ont livré aux abords

de Montferrier (chemin de Peyrot) et dans la partie moyenne de la formation, *Sigalia deflaensis* et *Marginotruncana (D.) concavata* du Santonien inférieur. C'est aussi au sommet du grès de Celles et non dans le calcaire de Morenci sus-jacent, que se situe une faune résédimentée de Rudistes turoniens (J. Canal et L. Mengaud, 1911; M. Bilotte, 1985). Des figures sédimentaires, *slumps*, rides, convolutes, *flutes-casts*, sont visibles dans le grès de Celles dont l'alimentation s'est réalisée du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Les *calcaires de Morenci* (C5a2) ou calcaires de Montferrier (feuille Foix). De 20 à 30 m d'épaisseur, cette barre de calcaire forme une crête à peu près continue dans la partie orientale du bassin de Nalzen (feuille Lavelanet), alors qu'elle devient discontinue vers l'Ouest (feuille Foix). Cette disparition va de pair avec une atténuation vers l'Ouest de son caractère bioclastique. De Morenci à Montferrier, cette formation passe de calcirudites à débris de Rudistes et Rudistes entiers tel *Durania montisferrati* Astre (1954) à des oosparites. Plus à l'Ouest (feuille Foix), ce sont des biomicrites glauconieuses à *Paraphyllum amphiroeforme*, *Pithonella sphaerica*, *Nummofallotia cretacea*, *Dicarinella* aff. *primitiva* qui les remplacent. Compte tenu de cette biophase un âge santonien inférieur peut-être avancé pour les calcaires de Morenci.

Les *marnes à Micraster* (C5a3) surmontent localement les calcaires de Morenci ; il s'agit d'une formation marneuse discontinue, vraisemblablement en raison du caractère érosif de la série qui lui fait suite. Vraisemblablement homologues des marnes à *Micraster* des Corbières, elles ont livré *Micraster heberti* et *Pachydiscus canali* (A. de Grossouvre, 1901). A la Croix de Morenci, seul affleurement connu sur cette feuille, la microfaune, se compose de *Dicarinella concavata*, *Sigalia deflaensis*, *Vaginulopsis scalariformis*, ..., du Santonien inférieur.

Au Nord, dans la bande de Saint-Cirac, le Santonien (C5a) est reconnu au Sud de Benaix dans des marnes beiges à *Dicarinella concavata*, *Sigalia deflaensis*, *Sigalia decoratissima*, *Vaginulopsis scalariformis*, *Neoflabellina gibbosa*.

Dans les sondages des anticlinaux de Benaix et de Dreuilhe, le Santonien est reconnu dans des faciès exclusivement marneux de plate-forme distale ou de bassin (flysch sénonien) à Foraminifères planctoniques.

C5b-6. Santonien supérieur à Campanien. Grès de la Jourdane. Les *grès de la Jourdane* sont strictement localisés dans la lame de Celles – Montferrier du « bassin » de Nalzen. Ils correspondent à une série terrigène puissante de plusieurs centaines de mètres, de type flysch, qui érode son substratum et vient reposer indifféremment sur les marnes à *Micraster*, les calcaires de Montferrier ou les grès de Celles. Ce flysch gréseux a livré, dans sa partie inférieure (route de Morenci à Benaix) une rare microfaune planctonique (*Globotruncana arca*, *Gl. Bulloides*, *Gl. formicata*, *Gl. linneiana*) qui indique un âge au moins santonien supérieur et dans sa partie moyenne, *Gl. stuartiformis* du Campanien.

C6. Campanien. Marnes et calcaires à Rudistes de Benaix. Les *marnes et calcaires à Rudistes de Benaix* constituent l'essentiel de la bande de Saint-Cirac du « bassin » de Nalzen ; on les retrouve aussi dans le flanc nord de l'anticlinal de Péreille. Les marnes bleues de Saint-Cirac (*cf.* feuille Foix) et des calcaires bioconstruits à Rudistes composent ce complexe terrigène et carbonate puissant de près de 500 mètres.

Entre Péreillaud, au Sud, et Benaix, au Nord, la partie inférieure de cette formation a livré une microfaune planctonique (*Globotruncana arca*, *GL bulloides*, *GL fornicata*, *GL rosetta*, *GL ventricosa*) associée à des Rudistes du Campanien (gisements de Péreillaud) ; mais c'est surtout dans les biostromes les plus élevés de Benaix et de Villeneuve-d'Olmes, toujours datés du Campanien par *GL stuartiformis* que se situe la classique faune du Campanien de l'Ariège à *Hippurites (H.) heberti*, *Vaccinites archiaci*, *Hippuritella sulcatoides*, *Pseudovaccinites robustus*, *Pv latus* var. *major*, *Bayleia pouechi*, *Radiolites aurigerensis*, *Praeradiolites aristidis*, *Biradiolites leychertensis*, *Plagioptychus ersi*, *Cyclolites hemisphaerica*, *C. elliptica* et de très nombreux autres polyptiers coloniaux. Ces gisements sont homologues de ceux de Leychert et de Pujet (Roquefixade des auteurs).

Entre Fontestorbes et Belestas des assises lignitifères, associées aux calcaires de Benaix, ont fourni une faune de Mollusques saumâtres parmi lesquels on peut citer : *Ampullina paquieri*, *Cyrena subglobosa*, *Glauconia renawci*, ... (J. Villatte, 1953).

Dans le flanc nord de l'anticlinal de Péreille, les marnes et calcaires à Rudistes de Benaix se retrouvent entre Péreille-d'en-haut et Péreille-d'en-bas. Outre leur classique faune de Rudistes, les calcaires ont aussi livré *Fallotia* sp. et *Abrardia mosac* (M. Bilotte, 1985).

Dans les anticlinaux de Benaix et de Dreuilhe, le Campanien *p.p.* (flysch sénonien) est recoupé en sondage sur plusieurs milliers de mètres. La partie terminale, déjà très riche en grès, a livré au Nord du Ressec, dans l'anticlinal de Dreuilhe (gisement découvert par le Dr. Hollande), des Coelentérés, des Gastéropodes, des Lamellibranches et surtout *Hoplitoplacenticeras cf. vari*, Ammonite du Campanien supérieur.

C6b-7a. Campanien supérieur et Maastrichtien inférieur. Surtout représentés dans les plis sous-pyrénéens du Plantaurel (Puivert, Dreuilhe), les formations de cet âge recouvrent la classique appellation de « grès de Labarre » au sein desquels il est possible de distinguer (M. Bilotte, 1978) :
- *grès de Labarre inférieur*, C6bG (250 m environ) : complexe détritico-organisé en séquences grano-décroissantes estuariennes ou fluviales, débutant par des grès grossiers et s'achevant par des argiles bleues ou des horizons ligniteux évolués en jais, autrefois exploité. Ce premier ensemble s'est révélé azoïque.

– *marnes d'en Gauly*, C6bM (10 à 15 m) : de teinte beige, souvent marmorisées, ces marnes renferment, à l'Est de Lesparrou, des Charophytes associées à une microfaune planctonique ou benthique remaniée du Sénonien. De nouveaux affleurements situés au Nord-Est de Lavelanet (Gabre) ont donné des restes de Dinosauriens *Hypselosaurus priscus*, *Rhabdodon priscum* (J. Villatte, Ph. Taquet et M. Bilotte, 1986). Des palynoflores d'âge campanien supérieur (Lesparrou) à maastrichtien (Gabre) caractérisent cette unité lithologique qui s'est déposée dans un milieu confiné marécageux du type marais littoral.

– *grès de Labarre supérieur*, C7aG : il s'agit toujours d'un complexe siliceux organisé en séquences fluviales ; comme le précédent, il est azoïque.

Ces trois formations, grès de Labarre inférieur, marnes d'en Gauly et grès de Labarre supérieur, constituent dans l'axe de l'anticlinal de Dreuilhe un mont dérivé.

C7b. Maastrichtien supérieur. Argiles rouges inférieures, grès et conglomérats du Ressec. De l'anticlinal de Benaix, au Sud, à ceux de Dreuilhe et de Puivert, au Nord, en passant par celui de Péreille à l'Ouest, les *argiles rouges inférieures*, finement silteuses ou gréseuses, reposent en discordance sur leur substratum. Ce sont des dépôts de plaine d'inondation parcourue de chenaux gréseux, parfois conglomératiques, comme au Sud du Ressec où sont remaniés des calcaires de plate-forme dont les plus récents sont d'âge sénonien.

Ces argiles rouges inférieures sont, des Corbières aux Petites Pyrénées, datées du Maastrichtien par des flores caractéristiques de Charophytes.

C7b-e1. Maastrichtien terminal à Dano-Montien. Calcaires lacustres. Épais d'une vingtaine de mètres, les *calcaires lacustres* blancs forment une première enveloppe saillante des structures anticlinales de la feuille Lavelanet. Massifs, ils présentent des microfaciès variés, calcaires lithographiques à grumeleux, à *fenestrae*, avec, par place, des accidents siliceux. Dans le flanc nord de l'anticlinal de Dreuilhe, au Nord de cette localité (lieu-dit l'Entonnoir), les calcaires lacustres ont pu être en partie datés du Paléocène par la flore de Characées : *Dughiella bacillaris*, *Maedleriella michelina* et *Sphaerochara edda* (M. Massieux, Y. Tambareau et J. Villatte, 1981).

Bien que présentant un faciès « rognacien », ces calcaires lacustres ne sont pas les équivalents chronologiques des calcaires lacustres des Corbières, du Bas-Languedoc ou de la Provence, qui sont, eux, d'âge maastrichtien (M. Bilotte, Y. Tambareau et J. Villatte, 1983).

TERTIAIRE

Paléocène

e1. Dano-Montien. Argiles rouges supérieures, grès et conglomérats de Brenac. Des *argiles rouges supérieures*, à faciès « vitrollien », clô-

turent le cycle continental de la fin du Crétacé – début du Paléocène. Elles peuvent atteindre 50 m d'épaisseur. Elles correspondent à des dépôts fluviaux de plaine d'inondation entaillée de chenaux gréseux ou, comme c'est le cas à l'Ouest de Brénac (anticlinal de Puivert), conglomératiques, avec des galets de nature variable, paléozoïques à mésozoïques, pouvant avoir une dizaine de centimètres de diamètre (P. Freytet, 1970). Ces argiles rouges peuvent aussi renfermer du gypse ; certains gisements ont même fait l'objet d'exploitation (Sud du Ressec à l'Est du col du Teil). Les *Microcodium* sont les seuls restes organiques rencontrés jusqu'à présent dans cette formation.

e2a. Thanétien inférieur. Calcaires à Miliolles. Succédant à la séquence fluviolacustre du « Garumnien », le Thanétien inaugure un nouveau cycle sédimentaire marin. Le Thanétien inférieur ne correspond qu'à la première phase de cette invasion marine, organisée en un cycle élémentaire transgressif-régressif. Sur la feuille Lavelanet, les dépôts sont, en règle générale, de moins en moins marins en se déplaçant vers l'Est.

Les calcaires du Thanétien inférieur constituent la deuxième enveloppe saillante des structures anticlinales de la feuille. Leur épaisseur diminue de l'Ouest (75 m) à l'Est (40 m). Ils sont surtout riches en Miliolidés et en Algues et localement en Madréporaires. A la partie inférieure sont intercalés des calcaires lacustres et/ou des marnes continentales qui ont fourni à l'Aiguillon (flanc sud de l'anticlinal de Dreuilhe) et au moulin de Pichobaco (synclinal de Mondini) *Aplexa prisca*, *Viviparus aspersus elongatus*, *Islamia* gr. *indecisa*, *Carychium munieri*, *Microchara tigellaris*, *M. vestita*, *Porochara varians meridionalis*, *Dughiella bacillaris*, *Sphaerochara levis* (M. Massieux, Y. Tambareau et J. Villatte, 1981). Ces assises se développent vers l'Est où elles remplacent totalement les calcaires marins sous-jacents (Saint-Jean-de-Paracol).

À mi-hauteur, des calcaires marneux de 8 à 10 m d'épaisseur ont livré (J. Villatte, 1962) *Echinanthus* sp., « *Lucina* » *tapiauca* (crête de l'Arse), *Semivertagus pupoides*, *Batillaria brunnhildae* (Jemmaut). La partie supérieure contient généralement *Ranikothalia sindensis* (synclinaux de Saint-Jean-d'Aigues-Vives et de Mondini), puis *Alveolina* (G) *primaeva* et *Broeckinella arabica* qui disparaissent à l'Est du Touyre (Y. Tambareau, 1972).

e2b. Thanétien supérieur. Les polarités sédimentaires du Thanétien inférieur se maintiennent pendant le Thanétien supérieur. Alors que dans la partie centrale et occidentale de la feuille trois unités lithologiques différentes se superposent (*marnes à Huîtres*, *complexe calcaréo-marneux à Alveolina levis* (e2bC), puis *marnes rouges intercalées de grès et de conglomérats* (e2bM)), cette dernière unité couvre seule le Thanétien supérieur dans la partie orientale. C'est vraisemblablement au méridien de Puivert que se réalise la transition entre les séries orientales et occidentales.

e2bC. Complexe calcaréo-marneux à Alveolina levis. Du flanc nord de l'anticlinal de Dreuilhe (crête du Plantaurel) à celui de l'anticlinal de Bénaix, seules des variations de détail affectent le Thanétien supérieur :

– marnes à Huîtres dont *Ostrea uncifera* et calcaires lacustres intercalés (30 m) ; la microfaune de ces niveaux est essentiellement composée d'Ostracodes lagunaires dont *Neocyprideis grandinatus*, alors que la flore se compose de *Sphaerochara edda*, *Microchara tigellaris*, *M. vestita*, *Nitellopsis (C.) paracolensis* (M. Massieux, Y. Tambareau et J. Villatte, 1981) ; des calcaires sombres à Charophytes couronnent le tout. Vers l'Est (anticlinal de Puivert), toute cette série carbonatée margino-littorale passe progressivement à des dépôts continentaux, argiles rouges et calcaires lacustres à Gastéropodes aquatiques, *Aplexa prisca*, *Islamia gr. indecisa*, *Viviparus asperus*, et terrestres, *Carychium munieri*, *C. cairocurbum*, *Dissostoma brauni*, (J. Villatte, 1979). Ces dépôts clôturent le cycle transgressif-régressif du Thanétien inférieur ;

– complexe calcaréo-marneux à *Alveolina levis* ; il débute le second cycle sédimentaire du Thanétien. A *Alveolina levis* sont associés dans le tiers inférieur plus calcaire, *Ovulites* sp., *Distichoplax biserialis*, *Echinanthus* sp. ; les deux tiers supérieurs plus marneux et plus fossilifères renferment Madréporaires, Bryozoaires et Mollusques dont *Tectus barrabei*, *Cirsochilus funiculosus*, *Clava conica*, *Turritella hybrida meridionalis*, *Nucula bazerquei*, des Foraminifères benthiques et surtout de très nombreux Ostracodes dont *Quadracythere persica*, *Bairdia succincta*, *Hermanites praetexta*, *Q. volpensis*, ... (Y. Tambareau, 1972). Au sommet, à Laroque-d'Olmes, apparaissent des calcaires sombres à Charophytes et Gastéropodes lacustres : *Macrophysa columnaris* (M. Massieux et Y. Tambareau, 1978). Dans les synclinaux de Raissac et de Saint-Jean-d'Aigues-Vives, ce complexe calcaréo-marneux admet les premières intercalations terrigènes de grès et de marnes rouges. Conjointement, s'installent des faunes de Mollusques laguno-marins, *Batillaria rousseli*, *Tiaracerithium fauvergei*, *T. saccoi*, *Exechestoma depereti*, ... (Pierrassou-Borde Crémade), et des flores de Charophytes.

e2bM. **Marnes rouges intercalées de grès et de conglomérats** (300 m). À l'Est d'une ligne joignant Puivert à Saint-Jean-de-Paracol, elles représentent en totalité le Thanétien supérieur. Dans la dépression de Puivert – Nébias, l'organisation des dépôts traduit l'existence d'un cône de piémont dont la partie apicale est masquée, au Sud, par le chevauchement du pays de Sault, alors que sa partie distale s'ouvre en éventail vers le Nord (A. Baras-Ruas, 1983). Les séquences fluviatiles débutent le plus souvent par des poulingues à éléments parfois de grande dimension (0,50 m), d'âge paléozoïque à sénonien, et s'achèvent par des silts rouges où sont fréquemment resédimentées des microfaunes planctoniques du Crétacé supérieur. À l'Est de Rivel, ces marnes souvent gypseuses (Saint-Jean-de-Paracol) livrent ponctuellement des coquilles d'œufs d'oiseaux (J. Villatte, 1966). Le sommet seul de cette formation prograde vers l'Ouest sur les unités lithologiques margino-littorales du Thanétien supérieur dont il clôt le cycle transgressif-régressif.

Ilerdien

é3a1. **Ilerdien inférieur basal. Calcaires à *Alveolina cucumiformis*, marnes et grès.** Il s'agit, dans le Plantaurel, d'un ensemble marin, épais de 30 m environ, à dominante carbonatée mais dont la fraction détritique augmente à l'Est du Touyre. A l'Est de Rivel, dans les chaînons audois, les assises marines n'ont plus qu'une place mineure au sein des formations continentales rouges. Enfin, dans les affleurements plus méridionaux de la butte de Montsec, les horizons correspondants sont exclusivement continentaux.

Ces variations latérales de faciès sont en rapport avec certaines des modalités initiales de l'incursion marine ilerdienne dans le sillon sous-pyrénéen (cf. Paléogéographie). Elles ressortent à l'évidence des coupes observées dans les différents secteurs :

– dans l'Ouest du territoire de la feuille au versant nord de la crête thanétienne du Plantaurel, l'Ilerdien basal (Y. Tambareau, 1972) est essentiellement composé d'alternances de marnes et de bancs peu épais de calcaire argileux ou argilo-gréseux, interrompues par trois barres plus massives de calcaires microsparitiques à micritiques, parfois à oolithes éparses, exploitées pour la construction de part et d'autre de la vallée du Touyre. La microfaune est surtout abondante dans ces calcaires, avec une nette prédominance des Foraminifères porcelanés, parmi lesquels *Alveolina cucumiformis*, *A. avellana*, *A. avellana aurignacensis*, *A. dolioliformis*, *Glomalveolina lepidula*, *Orbitolites* gr. *biplanus*, des Miliolidés, mais aussi d'innombrables *Daviesina tenuis*, à proximité de la Bastide-sur-l'Hers. On remarque en outre la présence d'Algues vertes, *Ovulites maillolensis* et Dasycladacées, dans les passées à tendance oolithique des calcaires moyens et supérieurs, bien représentées à Laroque-d'Olmes. Les Ostracodes sont abondants dans les marnes avec *Echinocythereis isabonana* et *Pokornyella citrea*. La macrofaune est réduite à des débris d'Huîtres dans les marnes et à des fragments de tests de Mollusques dans les calcaires ;

– de l'Ouest vers l'Est, la fraction détritique augmente et les couches marines s'effilent. Des grès à *ripple-marks* et des marnes noires gypseuses apparaissent dès Laroque-d'Olmes, passant, à l'Est, à des grès à lentilles de poudingue et à des marnes rouges qui envahissent progressivement la série. Dans le secteur de Saint-Jean-de-Paracol, il ne reste plus que des marnes rouges à *Microcodium* et microfaune remaniée du Crétacé, coupées de barres gréseuses et de lentilles conglomératiques à centile élevé ; ces marnes comprennent à mi-hauteur, un mince horizon à microfaune marine, au sommet d'un banc de grès, et sont limitées, à la base et au sommet, par des calcaires, calcaires gréseux et marno-gréseux, peu épais (moins de 3 m), à Miliolidés, Alvéolines et Orbitolites en débris ;

– vers le Sud, dans la butte-témoin de Montsec, les formations du même âge comprennent des marnes rouges à ocre, marmorisées, à grumeaux calcaires, intercalées de grès à lentilles conglomératiques (B. Crochet, Y. Tambareau et J. Villatte, 1977). Ces faciès continentaux sont identiques à ceux du sommet du Thanétien supérieur qu'ils surmontent en continuité et dont ils n'ont pu être séparés sur la carte.

e3a-b. **Ilerdien inférieur à moyen.** Les assises que l'on situe dans cet intervalle de temps sont partout marines dans l'emprise de la feuille. Elles présentent toutefois quelques variations lithologiques traduisant celles des milieux de dépôt dans la mer ilderdienne : essentiellement marseuses sur toute leur hauteur dans le Plantaurel et le Nord des chaînons audois (domaine de mer ouverte), elles admettent des passées très détritiques dans la butte de Montsec, proche du rivage méridional du golfe ilderdien (Y. Tambareau, J. Villatte et B. Crochet, 1987).

La carte distingue ces deux groupes de faciès :

• **Marnes** à *Operculina* gr. *subgranulosa*, *Turritella trempina*. Du Plantaurel aux chaînons audois, cet intervalle est occupé en totalité par un ensemble continu de marnes gris-bleu, épais de 50 à 80 m et qui traverse d'Ouest en Est tout le territoire de la feuille : en dépression de Sautel à Sainte-Colombe-sur-l'Hers, décalé par failles à l'Est de Rivel et à hauteur de Saint-Jean-de-Paracol, cet ensemble se prolonge ensuite jusqu'au-delà de Rouvenac. Il est caractérisé par la présence de *Turritella trempina* et *Operculina ornata* à la base, *Operculina subgranulosa* dans les couches plus élevées. Ces espèces sont accompagnées, dans les secteurs où les récoltes de fossiles sont abondantes, par une faune assez variée renfermant *Vulsella corbarica*, *Pycnodonte boriesi*, *Arcturellina subminuta*, *Tectus pyrenaicus*, *Jujubinus custugensis*, des Spondyles, des *Chama*, des *Pattalophyllia*, *Rotularia angulosa*, de nombreux Bryozoaires, des radioles d'Echinides, etc. Localement, ces marnes présentent des bancs de calcaire gréseux à *Alveolina cucumiformis*, *Orbitolites*, Miliolites, Huîtres, *Lunulites*, Echinides plus rarement. Enfin, leur partie supérieure voit l'apparition de *Nummulites couisensis*.

À l'Ouest de Laroque-d'Olmes, un banc calcaréo-marneux à *Assilina leymeriei*, *Nummulites atacicus*, *Discocyclina irregularis* localise plus précisément la base de l'Ilerdien moyen.

• **Grès, marnes et marno-calcaires de la butte de Montsec.** C'est avec ces dépôts que débute en ce lieu l'Ilerdien marin (B. Crochet *et al.*, 1977). On y distingue, surmontant un horizon à lentilles détritiques tantôt gréseuses tantôt conglomératiques, des marnes plus ou moins gréseuses à petits bancs de calcaire argileux ou gréseux à *Alveolina avellana* avec, au début, *Orbitolites* gr. *complanatus*, de rares *Operculina ornata*, *Echinocythereis isabonana*, plus tard *Orbitolites gracilis* et *Alveolina cucumiformis*, accompagnés de Mollusques et de *Pattalophyllia*. L'ensemble, épais de 20 m environ, se termine par des grès en dalles à stratifications obliques, ripple-markset rares lentilles conglomératiques au sommet.

Au-dessus, viennent 8 à 10 m de marnes noires à *Nummulites couisensis*, *N. exilis* et nombreux Mollusques dont les plus fréquents sont *Bittium quadricinctum*, *Diastoma* cf. *variculosum*, *Turritella custugensis*, *T. trempina*. Ces marnes ont été notées et figurées comme celles décrites ci-dessus, dont elles constituent un témoin de l'extension vers le Sud.

e3b, e3b-c. **Ilerdien moyen et Ilerdien moyen à supérieur du versant Nord du Plantaurel, à l'Ouest de Rivel.**

e3b. **Ilerdien moyen.** On rapporte à l'Ilerdien moyen un complexe lithologique comportant trois horizons à dominante calcaire, peu épais, encadrant deux formations marneuses importantes. De bas en haut, les niveaux calcaires sont notés de (1) à (3) en légende. On distingue donc successivement :

- Calcaires à *Assilina leymeriei*. De Sautel à Laroque-d'Olmes, cet horizon est représenté par des calcaires glauconieux surmontant des lits marneux à Corbules et, à proximité de la vallée du Touyre, une lumachelle à petits *Pycnodonte*. Il est surtout bien visible à l'Est de cette vallée, en particulier sous la ferme de la Gastounette, où des bancs de calcaire franc ou argileux sont séparés par des lits de marnes (3 à 4 m au total). Avec *A. leymeriei* qui pullule, on trouve aussi *N. exilis*, *N. gr. globulus*, *Discocyclina irregularis*, *Operculina douvillei* et quelques Mollusques et Madréporaires.

À l'Est de Sainte-Colombe-sur-l'Hers, les calcaires s'amenuisent et se fondent dans un ensemble marneux où Assilines et Discocyclines deviennent de plus en plus rares.

- Marnes à Nummulitidés et *Turritella figolina*. L'intervalle entre les niveaux calcaires (1) et (2) est occupé par des marnes grises ou roussâtres. Dans leur moitié inférieure (40 m), celles-ci sont intercalées de petits bancs calcaréo-marneux à *A. leymeriei*, *D. irregularis*, *Operculina douvillei* et de lits lumachelliques à *Turritella figolina*, à *Ostrea multicosata strictiplicata* ou à *Pycnodonte* de grande taille. On y rencontre aussi *T. trempina*, *Crassatella senessei*, « *Trochocyathus* » *perarmatus*, des radioles de *Rhabdocidaris tournali*, des Bryozoaires, etc. Leur partie supérieure (30 m), où la faune se raréfie, est plus détritique avec quelques intercalations de grès grossiers et des lentilles conglomératiques.

- Calcaires à *Nummulites atacicus*, *Discocyclina irregularis*. De Sautel à Rivel, cet horizon-repère, épais de 4 à 5 m, constitue une petite cuesta à revers nord (crête de Galinat) bien individualisée malgré sa nature composite. A la base, des grès fins à plantes flottées et débris de Mollusques supportent un horizon de marnes gréseuses à Nummulites, riches en Mollusques : Crassatellidés, Lucinidés, *Turritella*, *Rimella*, etc. Au-dessus viennent des calcaires compacts, encore gréseux à leur début, souvent glauconieux, pétris de grands Foraminifères comme *Nummulites atacicus*, *N. cf. exilis robustus*, *D. irregularis*, *Assilina gr. leymeriei* et Alvéolines.

- Marnes noires et grès. Sur une quarantaine de mètres d'épaisseur, entre les repères « calcaires » (2) et (3), se développent des marnes gris foncé ou noires, silteuses, à grumeaux, micacées ou gypseuses par places, présentant des intercalations de grès fins à stratifications entrecroisées et des lentilles de conglomérat. La faune est rare avec seulement des Ostracodes (Cythérididés) et des Foraminifères (Nonionidés) qui témoignent d'influences lagunaires, et

quelques Mollusques et Nummulites mal conservées. Pistes et débris végétaux y sont fréquents.

• Calcaires à *Nummulites* cf. *praecursor*, grès et conglomérats. Ce troisième horizon « calcaire » affleure parallèlement au précédent, avec la même extension longitudinale et une morphologie comparable : petite corniche face au Sud, revers quasi structural un peu plus largement étalé. Il est composé par des grès et des marnes gréseuses localement riches en Mollusques, surmontés par un banc de calcaire gréso-glauconieux à Madréporaires et nombreux Nummulitidés dont *N.* cf. *praecursor*, *N. exilis robustus*, *N.* cf. *increscens*, diverses formes du groupe de *N. globulus*, *Assilina leymeriei*, *A.* aff. *leymeriei* (dét. A. Blondeau). A l'Est de Sainte-Colombe-sur-FHers, la faune s'enrichit de grands Bivalves parmi lesquels des Crassatellidés, Cardiidés, *Vulsellopsis douvillei* accompagnés de Madréporaires et de rares *Schizaster*. Cet horizon s'amincit progressivement vers l'Est et disparaît entre Rivel et Villefort, au sein d'un ensemble marno-calcaire et gréseux plus compréhensif

En outre, au voisinage de la vallée du Touyre, notamment sous la chapelle Saint-Roch et entre Sautel et Esclagne, la base de ce niveau admet de puissantes décharges conglomératiques qui disparaissent assez rapidement de part et d'autre.

e3b-c. ***Ilerdien moyen à supérieur.*** On situe dans cette tranche d'âge un ensemble de marnes, grès et poudingues dont la puissance est de l'ordre d'une soixantaine de mètres dans la vallée du Touyre. Trois unités lithostratigraphiques ont pu y être cartographiées, dont deux à dominante de marnes diversement gréseuses encadrant un niveau gréso-conglomératique noté (4) en légende.

• Dans l'unité inférieure, épaisse de 45 m environ, on a pu identifier deux termes, définis comme suit dans l'ordre normal de leur superposition :

- Marnes à *Turritella baicheri*. Ce sont des marnes sombres, à microfaune réduite, contrastant avec les intercalations calcaréo-marneuses où sont concentrées *T. baicheri*, *Sigmesalia* cf. *kildeverti*, *Sycostoma bulbiforme*, *Solen*, *Corbula*, *Ostrea*, Crassatellidés, etc., et les lits gréseux à *N. gr. globulus*, *N. cf. praecursor*, *Operculina* cf. *canalifera*.

- Marnes gréseuses à *N. gr. globulus*, *Eoscutum doncieuxi*. Ces marnes gréseuses, grises ou ocre renferment des Nummulites du groupe *globulus*, érodées, de nombreux *E. doncieuxi* des fragments d'*Ostrea multicotata strictiplicata*. Elles sont entrecoupées de bancs de grès et de lits démantelés de galets, à débris d'Huîtres et de Foraminifères, fragments de bois flottés peuplés de *Teredo*, etc.

La carte ne sépare pas ces deux termes. Il y a en effet transition ménagée de l'un à l'autre, les marnes et marno-calcaires qui prédominent à la base passant progressivement, vers le haut, aux marnes gréseuses à intercalations terrigènes plus grossières et faunes déplacées ; en outre, à l'Est des Baillards, l'un et l'au-

tre commencent à se fondre latéralement dans les couches de marnes continentales à grumeaux qui prévalent à l'Est de Rivel.

• Au-dessus, vient un complexe détritique, épais d'une quinzaine de mètres, chevauchant la limite entre Ilerdien moyen et Ilerdien supérieur. Faciès et contenus fauniques en ont permis la subdivision cartographique en :

- Grès à *Alveolina corbarica*, conglomérats. Noté (4) en légende, cet horizon comporte principalement des grès en dalles, partiellement carbonates, à rares *A. corbarica*, Nummulites, *E. doncieuxi*. Ils présentent de nombreuses stratifications entrecroisées et sont recouverts par des grès marneux pulvérulents où Nummulites et *Eoscutum* déplacés voisinent avec des Orbitolinidés crétacés. Les conglomérats, distribués en lentilles chenalisées, sont des poudingues à ciment grés-marneux emballant des galets à fort centile (14-15 cm).

- Marnes gréseuses à *Alveolina trempina*, *Nummulites involutus*. L'association de ces deux grands Foraminifères atteste l'âge ilerdien supérieur de ces assises, derniers dépôts marins identifiés. Au Nord-Est de Laroque-d'Olmes, dans la butte de Langlès, des marnes sableuses ont fourni (B. Crochet, Y. Tambareau et J. Villatte, 1976) une faune très hétérogène rassemblant des formes marines (*Alveolina trempina*, *A. gr. oblonga*, *Cuvillierina yarzai*, *Eoscutum doncieuxi*, quelques Madréporaires et petits Mollusques), laguno-lacustres (*Neocyprideis* cf. *grandinatus*) et terrestres (*Romanella* cf. *boriesi*). Dans le même secteur, ces marnes emballent de gros galets, qui portent des Algues, des Bryozoaires et des Huîtres et sont taraudés par des lithophages et cariés par des Clones.

ezm-s. Ilerdien moyen et supérieur des chaînons audois, à l'Est de Rivel, et de la butte de Montsec. Marno-calcaires et grès à Nummulites, conglomérats. Dans les chaînons audois, à l'Est de Rivel, au-dessus des marnes à *Operculina subgranulosa* et *Nummulites couisensis*, les différentes formations distinguées plus à l'Ouest dans l'Ilerdien moyen sont progressivement envahies par des détritiques et font place latéralement à des alternances assez monotones de marnes gréseuses, de calcaires gréseux à plantes flottées, de grès fins ou à graviers. La faune est représentée par des Nummulites, *N. exilis*, *N. couisensis*, *N. atacicus* ainsi que par des Huîtres et des *Teredo*, inclus le plus souvent dans des lits de graviers, et par de rares *Eoscutum doncieuxi*. Vers le haut, ces alternances passent à des marnes grises ou jaunâtres à grumeaux, continentales pour la plupart, coupées par des bancs de grès et tronquées au sommet par un horizon conglomératique distribué en lentilles, localement à débris d'Huîtres.

Dans l'angle nord-est de la feuille, comme dans le secteur de La roque - d'Olmes, les dernières assises marines sont datées de l'Ilerdien supérieur : en bordure de la D 52 et du ruisseau de Roquecave, aux alentours du château du Villa, elles sont en effet représentées, au-dessus de grès fins roux, par des grès calcaires et des marnes gréseuses riches en Alvéolines dont *A. trempina*, en Nummulites dont *N. involutus*, *N. soerenbergensis* (dét. A. Blondeau) et en *Eoscutum doncieuxi*.

Dans la butte de Montsec, les grès sont plus développés. La faune, localisée dans les assises à ciment carbonaté, est surtout constituée par des Mollusques tels *Pseudomiltha corbarica*, *Crassatella angusta*, *Angaria doncieuxi*, *Amaurellina albasiensis*. Vers le sommet, où les apports conglomératiques sont importants, ces fossiles font place à *Tympanotonos melaniaeformis* et *Batillaria subechinoides*, mêlés à *Eoscutum doncieuxi*. Ces formations ne dépassent pas l'Ilerdien moyen.

e3. Ilerdien non divisé. Grès à Nummulites, marnes rouges et conglomérats du col de la Babourade. Il s'agit essentiellement de grès à *Nummulites couisensis* intercalés de couches d'argilites rouges et de nombreux bancs lenticulaires de poudingues. Au pied occidental du Sarrat de l'Homme Mort, une lentille carbonatée a fourni des Gastéropodes terrestres : *Romanella hopii* et *Filholia subcylindrica*.

Paléogéographie de l'Ilerdien. La dernière et la plus étendue des transgressions marines dans le sillon sous-pyrénéen diffère de la précédente (Thanétien supérieur) à la fois par son type de sédimentation et par son incursion plus loin vers l'Est. Cette transgression, responsable des dépôts ilerdiens, submerge le Plantaurel et les chaînons audois de manière approximativement synchrone, mises à part quelques fluctuations mineures au niveau du « seuil de Saint-Jean-de-Paracol » et un retard vers le Sud.

Au début de l'Ilerdien, une mer épicontinentale venue de l'Ouest s'étend en un golfe étroit aux lignes de rivage et à la bathymétrie directement liées au relief et à l'instabilité relative du fond. Au Nord-Ouest, la sédimentation marine continue témoigne, essentiellement, d'un milieu marin peu profond, nettement protégé, de domaine infralittoral, caractérisé par le développement explosif des Alvéolines et la prédominance dans les associations fauniques des Foraminifères porcelanés, avec développement d'Algues vertes et formation d'oolithes dans les secteurs moins abrités.

Vers le Sud, la ride naissante de l'actuel anticlinal de Dreuilhe s'oppose, pendant un certain temps, à l'extension de ce golfe vers la dépression de Montsec où le régime continental se poursuit avec une accumulation de dépôts fins de plaine d'inondation coupés de décharges détritiques issues d'un système deltaïque en provenance de reliefs méridionaux déjà émergés (Y. Tambureau, J. Villatte et B. Crochet, 1987).

A l'Est de Laroque-d'Olmes, ce golfe est progressivement envahi d'apports terrigènes. Les grès fins à *ripple-marks* de Laroque-d'Olmes dénotent la proximité d'un rivage, donc, d'une terre émergée qui se précise à l'Est de Rivel où commence à se dessiner une aire de subsidence moindre séparant ce golfe du bassin de Couiza (seuil de Saint-Jean-de-Paracol). Ce haut-fond, brièvement submergé au début de la transgression, est le siège d'épandages deltaïques successifs liés à des mouvements orogéniques qui ont débuté au Thanétien supérieur. Ce remblayage deltaïque refoule par deux fois le rivage du golfe dans le secteur de Rivel laissant ce « seuil » temporairement émergé.

Ce n'est qu'après la troisième invasion marine que la mer s'installe jusqu'à l'émersion fini-ilerdienne.

La sédimentation va ensuite s'uniformiser sur tout le secteur; le sillon subsident s'approfondit et, suivant une séquence majeure transgressive, se sédimente de l'Ouest à l'Est les couches de mer ouverte à *Operculina* gr. *subgranulosa*, *Pattalophyllia*, imbriquées avec des dépôts de vasières à Turritelles où dominent les terrigènes fins.

Ces couches passent vers le haut aux ensembles de l'Ilerdien moyen qui témoignent d'une évolution vers un régime deltaïque aboutissant au comblement du sillon sous-pyrénéen du Sud vers le Nord, puis de l'Est vers l'Ouest.

À la fin de l'Ilerdien inférieur apparaissent les Nummulitidés avec de petits individus dans les sédiments marneux alors que les plus grands, formes B du groupe de *A. leymeriei* et de *Nummulites atacicus*, contribuent à édifier des barres carbonatées aux franges argileuses colonisées par les Discocyclines. Les ensembles à Nummulites et Turritelles compris entre ces barres correspondent encore dans les bas à des accumulations de terrigènes fins mais, dans les hauts, les apports se font de plus en plus grossiers, s'accroissent, allant localement jusqu'à des décharges conglomératiques (chapelle Saint-Roch, Combalières). Il s'agit là de séquences négatives à caractère régressif de plus en plus accusé.

Sous les effets cumulés de ces apports, les sédiments progradent, la ligne de rivage, toujours très fluctuante, avance peu à peu. Ces fluctuations entraînent le remaniement des faunes déjà déposées. En bordure, dans les sables vaseux des plages, balayées par les venues fluviales chenalisées, *Eoscutum doncieuxi* est mêlé aux Nummulites et Alvéolines et aux débris d'âges divers. En arrière, localement (Montsec), s'observent des dépôts de lagune à *Tympanotonos* et *Batillaria*.

Une dernière et puissante décharge conglomératique provoque le retrait définitif de la mer du territoire, retrait souligné par l'apparition de sédiments marmorisés.

À l'Est de Rivel, les apports détritiques, à peu près continus à partir de l'Ilerdien moyen, déterminent la disparition des couches à Turritelles, des Discocyclines, des Assilines et des bancs construits par les Nummulitidés. La plupart des éléments fauniques existants sont redistribués, ainsi les individus B de *Nummulites atacicus* éparpillés dans divers sédiments. Les nombreux dépôts riches en matière organique sont liés à des milieux confinés. La mer recule plus tôt que dans le secteur occidental pour faire place à un régime de plaine alluviale. Elle abandonne définitivement le territoire après la première importante décharge déritique.

Terrains tertiaires continentaux post-ilerdiens

Après le retrait de la mer ilerdienne, le bassin sous-pyrénéen a été le siège d'une sédimentation continentale considérable, piégée par une subsidence très active et nourrie par des reliefs qui se développaient progressivement sur son bord sud. Dans la région du piémont, les sédiments très grossiers, déformés et incorporés à l'orogène pyrénéen sont désignés depuis Leymerie (1862) sous le nom de Poudingue de Palassou. Cette série d'une puissance de 750 à 1 000 m se développe sur toute la largeur de la feuille dont elle occupe la moitié du quart nord-ouest et la totalité du quart nord-est.

À l'Ouest, du Douctouyre au ruisseau de Limbrassac, il s'agit d'une série monoclinale, étalée horizontalement sur 4 à 5 km et dont le pendage décroît lentement du Sud (25°) au Nord (15°). Du ruisseau de Limbrassac au Touyre et à l'Hers, la série se développe plus largement (5 à 7 km) et le pendage, moins important dès la base (15 à 20°), passe progressivement à l'horizontale à la limite nord de la feuille : ici se situe la zone synclinale de Troyes - Belloc qui forme un ensemble de plateaux à la limite des feuilles Lavelanet et Mirepoix, entre la retombée septentrionale du Plantaurel au Sud et le dôme de Trézières au Nord. Au-delà de l'Hers, la série du Poudingue de Palassou prend une extension nord-sud considérable (8 à 10 km) ; les assises méridionales, de plus en plus redressées vers l'Est (30 à 40°), passent vers le Nord à une très vaste aire synclinale orientée NW-SE, dans le prolongement de celle de Troyes - Belloc ; par suite d'une remarquable inversion du relief et, peut-être, d'une récente remontée isostatique, les assises centrales de ce « synclinal de Festes », offrent, aux environs de Pique l'Ordy un magnifique belvédère d'observation sur toute la région. Cette aire synclinale vient s'appuyer au Nord sur une ride anticlinale tendue entre le dôme de Trézières et la branche d'Alet du massif primaire de Mouthoumet. Vigoureuse dans l'angle nord-est de la feuille où les assises marines de l'Ilerdien réapparaissent largement autour du château de la Plane, cette dernière s'amortit beaucoup dans la région de Saint-Benoît. Entre les Bousigues et la Métairie du col de Lespinas, un grand accident situé dans le prolongement de la faille nord du Mouthoumet limite cette ride vers le Nord et met en contact les assises quasi horizontales du plateau de la Calm au Sud avec les couches effondrées et beaucoup plus redressées de la lisière nord-est de la feuille. Cette zone plus vivement déformée se prolonge vers l'Ouest (feuille Mirepoix) par l'anticlinal serré de Courtauly et vers l'Est (feuille Quillan) par les écaillés du Pech de Nine et de Combalières.

Dans l'ensemble, en ce qui concerne la série du Poudingue de Palassou, les données chronostratigraphiques sont peu nombreuses. On peut néanmoins retenir les repères suivants :

- les dernières assises marines (*cf.* ci-dessus) sont datées de l'Ilerdien supérieur à Langlès (près Laroque-d'Olmes) et au château de la Villa mais seulement de l'Ilerdien moyen à l'Est de Villefort. Comme les dépôts continentaux font suite à ces assises marines, sans discordance angulaire significative, et sans indice d'interruption importante dans la sédimentation,

on peut admettre que le dépôt du Poudingue de Palassou a débuté entre l'Ilerdien supérieur et le Cuisien suivant les secteurs ;

– les sédiments les plus récents du synclinal de Festes, dans la région de Pique l'Ordy, sont très comparables par leur faciès (*cf.* plus loin : Bartonien) aux poudingues de Roumengoux et de Caudeval ; ceux-ci, au Sud-Est de Mirepoix, constituent la partie moyenne du Poudingue de Palassou et se raccordent latéralement à la partie inférieure de la molasse de Castelnaudary, datée par Depéret (1910) du Bartonien. Il s'ensuit que la majeure partie de la série continentale de la feuille Lavelanet correspond à la partie inférieure du Poudingue de Palassou et s'étage de l'Ilerdien supérieur au Lutétien ;

– toutes les données paléontologiques obtenues au cours des levés ainsi que celles connues par des travaux antérieurs s'inscrivent parfaitement dans cette fourchette de datation. Mais ces données étant toujours très ponctuelles et pratiquement toutes concentrées dans des horizons très voisins (voir ci-dessous couches de Belloc), on a préféré substituer au découpage chronostratigraphique habituel, qui aurait été totalement arbitraire, une subdivision essentiellement lithostratigraphique.

Au point de vue sédimentologique, on constate (B. Crochet, 1974) que les matériaux de la série du Poudingue de Palassou se répartissent entre les trois pôles suivants :

– le pôle détritique grossier constitué par des grès, des micropoudingues et des conglomérats dont le centile peut atteindre et dépasser le mètre. Le liant de ces conglomérats est tantôt une matrice marno-gréseuse, tantôt un ciment calcaire plus ou moins argileux ;

– le pôle détritique fin constitué par des marnes souvent micacées ou très finement gréseuses dont les teintes sont d'une infinie variété (gris clair, noir, jaune, ocre, marron, rouge, etc.) ;

– le pôle carbonaté constitué par des calcaires parfois blancs et purs mais le plus souvent marmorisés dans les tons ocre et, alors, argileux ou gréseux.

Ces trois types de sédiments s'enchevêtrent d'une façon complexe mais on peut y reconnaître des dépôts fluviatiles organisés en séquences élémentaires assez comparables au modèle proposé par Bersier (1958) dans la molasse suisse ; les grès et les conglomérats, toujours disposés en lentilles de taille décimétrique à décamétrique, avec des figures de stratification entrecroisée, correspondent à des dépôts de plaine d'inondation ; les calcaires, pratiquement toujours de type palustre et en affleurements lenticulaires, doivent s'interpréter comme, des dépôts de marécages ou de chenaux abrités situés latéralement par rapport au chenal principal dans lequel transitait le matériel élastique grossier. Par suite de la divagation incessante des chenaux dans la plaine d'inondation en subsidence continue, les différentes séquences s'accroissent en se ravinant dans le plus grand désordre, ce qui aboutit à une sédimentation dont le caractère fondamental est le manque de continuité latérale. Cependant, la divagation peut se dérouler pendant un certain temps d'une façon relativement orientée, ce qui conduit à l'élaboration de bancs conglomératiques plus importants pouvant

atteindre plusieurs hectomètres d'extension horizontale. Comme les lentilles élémentaires, ces bancs se relaient sans aucune continuité ; mais, étant plus nombreux et plus rapprochés à certains niveaux, ils forment alors des complexes qui possèdent, eux, une certaine étendue et peuvent alors être représentés sur la carte. Cependant, l'échelle de la carte ne permet pas de rendre compte de toute la variété de ces complexes conglomératiques et elle oblige à des regroupements qui donnent une impression de continuité qui n'existe pas réellement sur le terrain. Ces conglomérats ne représentent qu'une partie (10 à 30 %) de la masse totale des sédiments mais en sont les éléments les plus caractéristiques : ils sont à l'origine de la dénomination de la série et d'une certaine vigueur du relief qui oppose assez nettement cette région du piémont au pays molassique voisin.

L'inventaire des différentes structures (axe des fonds de chenaux, flute-casts, etc.) identifiables sur les bancs et l'observation de la fabrique des lentilles conglomératiques permettent un essai de reconstitution des paléocourants. L'étude du centile et de la nature des galets permet d'identifier les principaux émissaires et leur zone d'approvisionnement. Ces données seront exposées au cours de la description des différentes formations reconnues.

e3c-5. Ilerdien supérieur à Lutétien. Ce premier ensemble, de très loin le plus important sur la feuille Lavelanet, correspond au tiers inférieur du Poudingue de Palassou. Sa puissance, variable suivant les méridiens, est de l'ordre de 600 à 800 m. Il a été subdivisé en 4 formations.

e3c-5(a). Couches de Lérans. Au-dessus des dernières/assises marines à Ostréidés et Eoscutum, souvent armées elles-mêmes de lentilles conglomératiques (Esclagne, Mathil, En Dillus), les premiers sédiments continentaux sont généralement des marnes ocre au sein desquelles se manifestent rapidement des décharges détritiques de plus en plus fréquentes, mais ne formant jamais de complexes importants. Cette formation, de 150 à 200 m de puissance, correspond ainsi à une série de dépressions établies au pied des pechs de la formation suivante (dépression de Pradettes, de Lérans et de sa forêt, de Montbel, de Langlade et de Villefort ; combes de Carraguel, de Bordeneuve, du Nord des Capis et des Vernots ; dépression de Bourrigeole et de la Bouichonne au Nord-Est). Les deux ou trois épandages conglomératiques les plus importants et qui ont pu être cartographiés se placent en concordance avec les assises marines. Ils sont formés de galets dont les variations du centile (entre 10 et 15 cm) ne permettent pas de préciser l'emplacement des émissaires. Sans doute le réseau hydrographique était-il encore peu hiérarchisé et l'alimentation était-elle réalisée par un grand nombre de chenaux d'importance moyenne. D'après la nature des galets, on peut dire que ces chenaux drainaient essentiellement les secteurs d'affleurement du Mésozoïque dans la zone nord-pyrénéenne, mais on y rencontre également une certaine proportion (10 à 20 %) de galets tertiaires issus de la zone sous-pyrénéenne toute proche et une proportion beaucoup plus faible d'éléments varisques (quartz, lydiennes, etc.) de provenance plus lointaine. A l'Est de Villefort se développe un horizon remarquable de lentilles carbonatées : il s'agit d'un calcaire blanc qui fut exploité autrefois à Joty. Au méridien des Capis, le toit des

lentilles calcaires contient parfois des concrétions algaires frustes et, au Nord de Saint-Jean-de-Paracol, des moules de Gastéropodes bulimoïdes (*Romanella* sp.). Comme dans cette région les dernières assises marines sont de l'Ilerdien moyen, on peut penser que les assises continentales encadrant cet épisode carbonaté pourraient représenter l'Ilerdien supérieur continental, le reste de la formation correspondrait alors à la base du Cuiso-Lutétien.

e3c-5(b). **Poudingue des serres.** C'est l'unité la plus puissante de la série (250 à 400 m). Comprenant une forte proportion de conglomérats (jusqu'à 40 %), elle joue le rôle orographique majeur de cette partie du piémont : pans régulièrement inclinés et boisés à l'Ouest du Touyre (serre d'Andaillou, hauts de Tabre, serre du bois de Sarraute), buttes massives autour de Chalabre (ruines de Roquefère, le Calvaire, pic du Buis, etc.), reliefs vigoureux du col de Festes (Serre d'Esturgat, les Saillens), plateaux élevés et étroits dominant vers l'Est le pays de Festes et le Razès (Bellevue, Maynard, la Calm). Ce rôle orographique est favorisé par le pendage qui, relativement fort dans les assises inférieures, s'amortit rapidement vers le haut de la formation. L'exemple le plus caractéristique s'observe dans la haute vallée de la Corneilla : le versant sud-est, formé de puissants complexes inclinés à 40 puis 30 et 25° qui déterminent des reliefs en chevrons caractéristiques, s'oppose vivement au versant nord-ouest d'aspect tabulaire car les pendages y tombent à 15° et même moins au sommet du versant. Ce dispositif se retrouve dans les collines au Sud de Chalabre, devient moins accusé au méridien de Lérans puis réapparaît, quoique légèrement amorti, à l'Ouest du Touyre. Il s'individualise ainsi trois grandes aires de sédimentation : une grande cuvette orientale centrée sur la haute vallée de la Corneilla dont la subsidence particulièrement active permettait une formidable accumulation de matériaux ; une cuvette médiane centrée autour de Chalabre, de caractéristiques comparables mais de proportions plus modestes ; une cuvette occidentale, enfin, située à l'Ouest du Touyre.

L'étude des galets confirme et précise cette organisation ; le relevé des centiles met en évidence un réseau hydrographique plus nettement hiérarchisé que dans la période précédente, avec trois émissaires principaux :

- dans l'angle sud-est, un émissaire important devait être axé suivant la direction Saint-André - Saint-Benoît et alimenter la cuvette de la haute Corneilla ; sa compétence devait être très forte puisque le centile dépasse 80 cm et les bancs conglomératiques ont souvent plus de 15 m de puissance. Les routes qui rayonnent autour de Saint-Couat offrent de belles coupes montrant que cette compétence ne faiblissait que lentement vers le Nord ;
- dans la partie centrale de la feuille, un émissaire devait être axé suivant le cours méridien de la vallée de l'Hers et alimenter la cuvette de Chalabre. Sa compétence peut être appréciée dans les coupes des falaises de Roquefère et du chemin du Calvaire : le centile y dépasse 60 cm et la puissance des bancs 10 m ;
- le troisième émissaire devait se situer au méridien de la terminaison périclinale occidentale de l'anticlinal de Dreuilhe et alimenter la cuvette occidentale. Dans les serres au Nord de Pradettes, le centile varie entre 50 et 60 cm et la puissance des bancs entre 8 et 10 mètres.

L'étude pétrographique des galets montre une certaine similitude du matériel dans les deux cuvettes orientales ; à côté d'une petite proportion de galets varisques et cénozoïques, on note une forte majorité de matériel mésozoïque : calcaires recifaux urgo-aptiens, calcaires organogènes et calcaires gréseux du Crétacé supérieur mais surtout calcaires mameux noirs de l'Albien. Ce dernier matériel représente 60 à 80 % des galets dans la région de Chalabre et 70 à 90 % dans la région orientale ; il donne naissance à des lentilles conglomératiques mal consolidées dont les galets se désagrègent rapidement à l'air. Les marnes associées à ces conglomérats prennent elles-mêmes une teinte grise ou noire mais on remarque des intercalations de marnes ocre qui sont alors associées à des bancs conglomératiques plus résistants car le ciment y est plus carbonaté et la proportion des galets albiens moindre. Comme le centile y est plus petit, on peut les interpréter comme des dépôts correspondant à des phases de répit des phénomènes érosifs. Ces bancs durs deviennent plus fréquents vers le haut de la formation. Dans l'angle nord-est de la feuille, on note des arrivées de granité pouvant représenter jusqu'au tiers du matériel dans certaines lentilles (entre Saint-Couat et Bourigeole notamment). Elles pourraient indiquer l'existence d'un quatrième émissaire encore plus oriental qui aurait amené une quantité significative de matériel varisque dès cette période. Dans la région occidentale, les galets albiens sont toujours présents mais ils coexistent avec des galets calcaires et des grès du Crétacé supérieur plus nombreux. On notera, enfin, que la région entre Touyre et Hers qui occupe une position intermédiaire entre les cuvettes de Chalabre et de Limbrassac, mais en position plus septentrionale, offre un bel exemple de sélection pétrographique longitudinale : les galets albiens, largement majoritaires au départ, étaient assez vite « concassés » en éléments fins susceptibles d'être transportés plus loin et, progressivement, les galets calcaires devenaient relativement plus nombreux. Ainsi s'explique, dans cette région, une sédimentation nettement moins puissante mais avec des bancs de poudingue plus compacts, à galets calcaires prépondérants et ciment carbonaté important, ce qui donne aux plateaux autour de Belloc des allures de petits causses avec des phénomènes karstiques typiques, tel le Trou des Enchantées dans la serre du bois de Sarraute.

En conclusion, les zones érodées, durant cette période de forte glyptogénèse appartenaient pour l'essentiel à la zone nord-pyrénéenne : le bassin de Quillan et d'Axat alimentait la cuvette de la haute Corneilla, le pays de Sault fournissait la dépression de Chalabre, enfin le pays d'Olmes et la haute vallée de l'Hers exportaient leurs galets dans la cuvette occidentale.

e3c-5(c). **Couches de Belloc.** La tendance à une sédimentation plus carbonatée qui s'était manifestée au sommet de la formation précédente, s'accroît : les bancs compacts à ciment calcaire deviennent la règle, sauf vers l'Est où des lentilles peu consolidées à galets albiens persistent encore et il se développe même des dépôts franchement calcaires. Ces dépôts carbonates, de puissance réduite (quelques décimètres) et de faible extension (rarement supérieure à quelques hectomètres), sont toujours de type lenticulaire et discontinus, se relayant sans cesse dans l'espace et à tous les niveaux de la for-

mation. Mais, globalement, la formation des Couches de Belloc, de 100 m de puissance moyenne, présente, avec ses multiples petits niveaux de lentilles calcaires, une remarquable continuité, ce qui lui vaut de constituer le repère stratigraphique le plus solide de l'ensemble de la série continentale de la feuille. Dans la partie occidentale, cette formation affleure au Sud de Limbrassac et autour de Belloc, mais les lentilles calcaires y sont peu fréquentes alors qu'il se développe des passées importantes de marnes rouges à lie-de-vin. Le raccord avec la partie orientale se fait par la butte de Béringou au Nord de la Besse (feuille Mirepoix). A partir de Camp-Limoux, cette formation se maintient aux environs de l'altitude 500 m jusqu'au ruisseau de Sabatier, se relève sensiblement vers la serre d'Esturgat, le col de Buis et le roc du Buis au-dessus des Vernots où elle se situe entre 550 et 600 mètres. On la retrouve, vers l'Est, au front de tous les pechs qui dominent le pays de Festes, vers 600 m d'altitude, et elle réapparaît dans la région de Saint-Benoît entre 450 et 500 mètres. Elle dessine donc une vaste cuvette synclinale de contour triangulaire, d'axe NW-SE, largement ouverte vers le Nord-Ouest et dont les bords ne sont que très faiblement relevés.

La sédimentogenèse des lentilles carbonatées incluses dans la formation de Belloc paraît comparable à celle des horizons calcaires de la région de Sabarat (B. Crochet, 1976) : à partir des chenaux principaux véhiculant non seulement une charge détritique considérable mais aussi une phase migratrice importante, la ségrégation de la phase carbonatée paraît s'être effectuée dans des sites sédimentaires privilégiés, essentiellement des « chenaux abrités » tels qu'anciens méandres abandonnés, anciens lits de cours d'eau capturés, chenaux secondaires de drainage, etc.

Sur la feuille Lavelanet, les chenaux « abrités » à alimentation irrégulière, lieux privilégiés de l'activité des Cyanophycées encroûtantes, devaient être prédominants : 8 des 12 gisements fossilifères indiqués correspondent en effet à des lentilles de calcaires marneux riches en concrétions algaires développées autour des supports les plus divers : granules de boue, brindilles ou racines, mais aussi valves d'Unios et de *Melanopsis*. Deux gisements (le Chiqué, les Blancs) ont cependant fourni une malacofaune non encroûtée qui s'était fossilisée dans des chenaux à eau permanente. Enfin, dans la région orientale, se développent des entablements assez importants de calcaire gréseux et de poudingue calcaireux qui ont dû s'élaborer en bordure immédiate des chenaux principaux.

Au point de vue chronostratigraphique, cette formation possède enfin l'avantage de pouvoir être calée d'une façon assez précise :

– par continuité, on peut, en effet, la relier à des niveaux datés. A partir de Saint-Benoît, vers l'WNW (feuille Mirepoix), elle ceinture le dôme de Tréziers par le Sud, et aboutit aux calcaires de la Bastide-de-Bousignac ; à partir de Limbrassac vers l'Ouest, Vasseur (1901) a montré qu'elle atteignait par Gudas, Castille et Crampagna (feuilles Foix et Pamiers), la base du faisceau de Sabarat (feuille le Mas d'Azil) : elle se raccorde donc, dans les deux cas, à

l'horizon à « *Planorbis* » *pseudoammonius* et « *Bulimus* » *hopei* qui marquait, pour Vasseur, la limite Lutétien moyen – Lutétien supérieur. Actuellement, cet horizon est séparé du faisceau de Sabarat *s.st.* sous le nom de calcaires des Lombarts : la découverte du Créodonte *Oxyaenoides lombarti* (B. Crochet *et al.*, 1976) et la révision de la malacofaune (B. Crochet, 1977) permettent de lui attribuer un âge compris dans une fourchette assez étroite, entre la fin du Cuisien et le Lutétien moyen ;

– en outre, cette formation a livré, sur le territoire de la feuille, un certain nombre de fossiles : si les oogones de Characées récoltées dans une lentille de calcaire compact au Sud de Limbrassac n'ont pu être extraites et déterminées, la malacofaune trouvée dans les divers gisements est en accord avec la datation précédente ; cette malacofaune comprend : *Biomphalaria* (*Biomphalaria*) *pseudoammonius* (Schlotheim, 1820), *Paleoglandina* cf. *cordieri cordieri* (Deshayes, 1863), *Lymnaea* (*Lymnaea*) cf. *aquensis michelini* (Deshayes, 1863), *Melanopsis dubiosa* Matheron, 1878, *Filholia subcylindrica* (Matheron), *Romanella hopei* (de Serres), *Hélix* sp., *Unio* sp.. L'analyse palynologique réalisée par le service spécialisé du BRGM (G. Farjanel) à partir des sédiments ligniteux du lit de l'Ambronne à Saint-Benoît et des marnes du col du Buis conduit également à un âge cuiso-lutétien. Seul le *Lophiodon* découvert à Saint-Benoît, près du lit de l'Ambronne (*L. isselense* d'après M. Richard, 1947) indiquerait un âge plus récent, du Lutétien plutôt supérieur.

03C-5(d). **Couches de Limbrassac.** La partie inférieure du Poudingue de Palassou se termine par une formation de transition, peu caractéristique, surtout dans le secteur oriental de la feuille. Sa puissance, de Tordre de 200 à 250 m dans

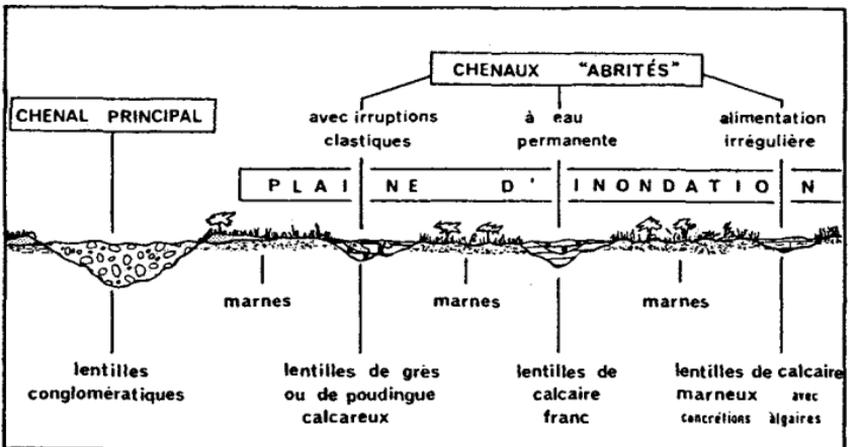


Fig. 2 - Modèle de sédimentation des calcaires de Sabarat

les environs de Limbrassac, se réduit à moins d'une centaine de mètres vers l'Est. Les sédiments marneux y sont nettement prédominants tandis que les lentilles conglomératiques à centile moyen ou petit sont irrégulièrement réparties et ne forment jamais de complexe rocheux important. Cette formation ne possède

pas de niveaux carbonatés significatifs sur la feuille Lavelanet mais elle occupe une position stratigraphique équivalente aux couches qui, au Nord, sur la feuille Mirepoix, se terminent par un puissant horizon de calcaire marneux situé immédiatement sous la molasse de Castelnaudary : les calcaires de Pomy.

e6. Bartonien (partie moyenne du Poudingue de Palassou). Cette dernière formation de la série continentale tertiaire de la feuille Lavelanet, de 150 à 200 m de puissance, n'existe que dans la partie orientale où elle correspond à l'ultime remplissage de la gouttière synclinale du pays de Festes. Dans cette région élevée et boisée, où les affleurements étaient rares et les observations difficiles, la récente route forestière, du col du Bac au col du Buis, en passant par Pique l'Ordy, a ouvert une série de coupes remarquables. Au sein de marnes souvent gréseuses et micacées, de teinte grise, marron ou rougeâtre, on peut découvrir de beaux phénomènes de ravinement par des chenaux de très grande dimension. La puissance des lentilles conglomératiques élaborées (de 15 à 20 m) et le centile des galets déposés (qui dépasse parfois le mètre) témoignent de l'existence de chenaux possédant une compétence exceptionnelle. L'étude pétrographique des galets montre qu'à côté du matériel mésozoïque habituel se manifeste une arrivée importante de calcaires métamorphiques (cipolins à grenats, calcaires à scapolite, etc.) et de matériel varisque : pélites sombres, lydiennes et quartzites, calcaires cristallins noirs à bleutés, calcaires noduleux et surtout gneiss, granités, aplites et pegmatites qui s'altèrent très rapidement à l'air et ne sont donc identifiables que sur les coupes très fraîches. Comme dans la formation du Poudingue des serres, les lentilles conglomératiques sont très hétérogènes et l'on peut y distinguer deux grands types : celles à fort centile qui ont une matrice peu carbonatée, dans lesquelles les galets de calcaires marneux albiens et de roches grenues sont dominants et celles, à galets de calcaires compacts plus abondants, à centile plus réduit mais possédant un ciment plus carbonaté et plus cohérent. Les premières sont très sensibles à l'érosion, tandis que les secondes arment les zones restées en relief : l'éperon très hétérogène qui porte la chapelle ruinée de Saint-Michel près de Pique l'Ordy en offre un bel exemple.

Les caractéristiques de ces conglomérats, et en particulier leur composition pétrographique, les rendent très différents de toutes les formations sous-jacentes et les rapprochent des poudingues qui, entre Caudeval et Montaut, au-dessus des Calcaires de Pomy, montrent la même prédominance du matériel varisque et la même richesse en galets granitiques. Cet argument, en l'absence de toute indication paléontologique, permet, à titre d'hypothèse, de leur attribuer un âge bartonien puisque les poudingues de Montaut passent latéralement à la Molasse de Castelnaudary. Ces conglomérats de Pique l'Ordy peuvent alors s'interpréter comme les dépôts abandonnés dans l'un des principaux chenaux d'arrivée du matériel élastique au Bartonien. A cette époque, les phénomènes érosifs s'exerçaient avec le plus de vigueur sur la zone axiale de l'édifice pyrénéen et ses abords immédiats, tandis que la zone de forte subsidence avait migré vers des zones plus septentrionales. Sur le territoire de la feuille Lavelanet seul l'axe du synclinal de Festes, non encore totalement stabilisé, a donc pu piéger une petite partie des sédiments qui transitaient par cette voie vers la cuvette bartonienne du Razès.

QUATERNAIRE

Fu. Alluvions résiduelles du haut niveau d'Espezet et des hauteurs des environs de Montplaisir. Au Nord-Est d'Espezet (feuille Ax-les-Thermes) et à l'Est et au Nord de Montplaisir, le haut niveau du plateau de Sault porte les restes d'une formation alluviale ancienne à galets et blocs de quartz souvent cariés et de quartzite à cortex d'altération brun ou brun-rouge. Elle contient aussi des grès, des schistes et des gneiss altérés, dans une gangue argileuse brun-rouge. Très démantelée sur les sommets où ne subsistent que les blocs les plus volumineux, cette formation a soliflué sur les versants et au fond des vallons. On en retrouve des éléments, à l'état remanié, dans le remplissage de la grotte de Belvis, sous des couches à industrie magdalénienne. Pour Goron (1937, 1952), cette formation représenterait les restes d'un ancien épandage du Rébenty, analogue à la formation de Lannemezan (Plio-Villafranchien) et aux alluvions anciennes notées Fu (Donau?) sur les feuilles Boulogne-sur-Gesse et Montréjeau, et m p sur les feuilles Foix et Saint-Girons. Elle serait l'équivalent des cailloutis des Ferris (feuille le Mas-d'Azil, commune de la Bastide de Sérou).

Fv. Alluvions anciennes du niveau principal du plateau de Sault. Au Sud d'une ligne allant de la Bunague à Montplaisir, le niveau principal du plateau de Sault est recouvert par une nappe alluviale épaisse au maximum de quelques mètres qui s'étend aussi sur la feuille Ax-les-Thermes jusqu'à Espezet et Roquefeuil et dans la vallée de Belcaire. Dans une gangue terreuse brune elle contient principalement des fragments anguleux de schiste (Albien métamorphique). On y trouve aussi des éclats de calcaires métamorphiques, également d'origine locale, des micaschistes et de rares gneiss pouvant provenir des pointements du socle, ainsi que des galets de quartz cariés et de quartzite patines et brunis, peut-être repris à la formation Fu. Le caractère anguleux de ce matériel semble indiquer une origine cryoclastique. La nappe représenterait un épandage périglaciaire ancien qui aurait été mieux noté PGx. Beaucoup moins démantelée que la précédente, et contenant un mélange d'éléments très diversement altérés, peut-être repris à Fu, cette formation est antérieure aux dépôts Würmiens qui la recouvrent ou la ravinent.

La conservation de ces nappes alluviales anciennes sur le plateau de Sault s'explique par la karstification ayant amené l'enfouissement des eaux qui disparaissent aujourd'hui dans de nombreuses pertes.

Fw. Alluvions anciennes des hautes terrasses des vallées du Touyre et de PHers. Très localement, en particulier à gauche de la vallée du Touyre en aval de Lavelanet, on trouve à une cinquantaine de mètres au-dessus du talweg des alluvions altérées à galets cristallins : quartz, quartzites, « coeurs » de galets de granité ou de gneiss dont l'enveloppe arénisée a été dispersée. Rarement en place, ces alluvions alimentent de longues traînées de colluvions sur les pentes. Elles ont été rapportées au Mindel par L. Goron (1941).

Fx. Alluvions anciennes de la moyenne terrasse du Touyre. En aval de Villeneuve-d'Olmes dans la vallée du Touyre, une formation alluviale à galets et blocs cristallins et schisteux forme une terrasse très limoneuse en surface. Ces alluvions sont altérées et leur gangue argilo-sableuse est de couleur ocre-jaune. Les galets cristallins présentent un cortex d'altération blanchâtre ou rougeâtre de 1 à 2 cm d'épaisseur, les schistes sont pulvérulents. Les limons superficiels, argilo-limoneux, lessivés et décolorés en surface, avec un horizon d'accumulation argileux, donnent des sols hydromorphes. Au Sud de Lavelanet, ces alluvions, épaisses d'au moins 10 m, forment un cône de transition fluvio-glaciaire en pente forte (23 %). Vers l'aval, la pente diminue, ainsi que la taille des galets. Au Nord de Laroque-d'Olmes, cette nappe se continue dans une vallée où coulait le Touyre, avant son déversement dans le bassin de Lérans ; elle y forme la terrasse d'Aygues-Vives. L'altération et la situation topographique de ces alluvions pourraient permettre de les rapporter au Riss.

Fy. Alluvions des basses terrasses du Touyre et de l'Hers. Ces alluvions caillouteuses, analogues aux précédentes, sont sensiblement moins altérées. Galets de gneiss, quartz et quartzites d'aspect frais et galets de schistes plus ou moins friables sont emballés dans une gangue sableuse jaune ou gris-jaune. Des limons gris, à taches orangées et petites concrétions manganiques noires, recouvrent les cailloutis sur 1 m environ d'épaisseur. D'origine également fluvio-glaciaire, ces alluvions atteignent une quinzaine de mètres d'épaisseur à proximité des moraines frontales wurmiennes. Elles occupent le fond de la vallée abandonnée du Touyre au Nord de Laroque-d'Olmes (Fy1) qu'elles ont contribué à remblayer. Ce remblaiement a facilité le déversement du Touyre, au Moulin d'en Four, dans la vallée plus profondément creusée d'un affluent de l'Hers, s'enfonçant dans les marnes du bassin de Lérans. Le Touyre y a décrit, au Doucet, un méandre aujourd'hui recoupé. Ce stade a été noté Fy2.

En aval du confluent du Lasset et de l'Hers, la nappe alluviale Fy, constituée de sables et de galets peu altérés, forme les petites plaines de Fougax et de Bélesta. Elle provient surtout des apports fluvio-glaciaires du Lasset, ceux de l'Hers ayant été peu importants en raison de la nature principalement calcaire de son bassin. Dans la plaine de Fougax, les alluvions Fy sont recouvertes par 1 à 3 m de limons colluviaux sans cailloux, provenant de l'érosion des versants taillés dans les calcaires marneux du Gargasien supérieur. Dans la plaine qui s'étend de Bélesta à l'Aiguillon, les alluvions Fy donnent au contraire des sols de boubène très caillouteux.

Fz. Alluvions récentes des lits majeurs. Dans les vallées du Touyre et de l'Hers, sables et galets non altérés, provenant en partie du remaniement de la nappe précédente, sont recouverts par des limons d'inondation gris, épais d'un mètre environ. Dans les plus petites vallées, il s'agit le plus souvent de limons remaniant les colluvions descendues des versants ; ils contiennent parfois des galets provenant des Poudingues de Palassou.

G. Moraines. Les deux systèmes de terrasses Fx et Fy semblent se raccorder, dans la vallée du Touyre, aux moraines de deux stades glaciaires. Les vallées du Touyre et du Lasset, affluent de l'Hers, sont issues du versant nord-est du massif primaire nord-pyrénéen du Tabé, assez élevé pour avoir alimenté des glaciers au Quaternaire. Dans la vallée du Touyre, les formations d'origine glaciaire ne dépassent pas les limites de la feuille Foix. Dans celle du Lasset, elles atteignent, en aval de Montségur, la cluse de Serre-Longue dont elles occupent le fond.

Gx. 1er stade. Dans la vallée du Lasset, de part et d'autre du village de Montségur, les moraines de la glaciation maximale obturent deux vallons latéraux à 980 m d'altitude. Ces moraines, très grossières, sont constituées par de grands blocs emballés dans une gangue argilo-sableuse et sont peu altérées.

Gy. 2ème stade. Ces moraines occupent le fond de la vallée du Lasset en amont de Montségur. Le glacier, très amenuisé par rapport au stade précédent, a construit au Sud de Montségur cinq petits vallums proches les uns des autres, à 880 m d'altitude. Ces moraines correspondent à un stade tardif du Würm. Les moraines Gx représentent un stade plus ancien.

PG. Éboulis périglaciaires anciens. Ces éboulis, constitués par des plaquettes de calcaire, forment des talus réguliers au pied des parois calcaires. Ils sont parfois lités, et généralement légèrement cimentés. Ils sont particulièrement abondants autour de la montagne de la Frau et sur le bord du plateau de Sault où ils ont été remaniés par suite de la solifluxion des marnes sous-jacentes. Dans la vallée du Lasset, en amont de Montségur, ils recouvrent partiellement les moraines Gx ou Gy.

Cône d'épandage périglaciaire. Dans le petit poljé de Coudons, un cône d'épandage périglaciaire caillouteux, construit à l'issue d'un ravin de la forêt de Camélier, sépare le bassin en deux parties qui évoluent chacune en fonction d'un système de pertes.

E. Éboulis de gravité récents. Le pied des parois calcaires est souvent frangé par un talus d'éboulis récents, totalement dépourvu d'éléments fins dans les interstices des blocs. Ces talus résultent de la juxtaposition de cônes d'éboulis issus des couloirs de gélifraction qui ont exploité les cassures du calcaire, et sont aujourd'hui en partie fixés par la hêtraie. Sur le bord du plateau de Sault, ce talus, dont la largeur n'excède pas 50 m, n'a pas été distingué des éboulis périglaciaires anciens sous-jacents. L'ensemble a été noté EPG.

C, CF, FC. Formations colluviales ou alluvio-colluviales. 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 des plus petites vallées et les surfaces aplanies dans les marnes. On a distingué les formations d'origine purement colluviale (C) et les formations d'origine mixte, à dominante colluviale (CF) ou fluviale (FC). La nature pétrographique de ces formations dépend étroitement de celle des terrains dont elles proviennent : elles sont caillouteuses là où affleurent les

Poudingues de Palassou, limoneuses, argileuses ou sableuses ailleurs. Elles datent du Würm ou du fini-Würm.

Mention particulière doit être faite des formations superficielles de la forêt de Lérans; argiles solifluées, sables fins et graviers y couvrent de vastes étendues. Ces formations, lessivées et décolorées en surface, donnent des sols hydromorphes et froids qui sont restés boisés. Les galets épars de quartz patinés qu'on y observe pourraient représenter les derniers restes d'épandages anciens prolongeant vers l'aval ceux du plateau de Sault. Le ruissellement et peut-être des actions éoliennes semblent avoir étalé les limons de Lérans au-delà de leur zone d'extension primitive, car ils recouvrent un substratum varié.

K. Formations occupant le fond des dépressions fermées d'origine karstique. Des argiles compactes bleu foncé à l'aspect de gley, des limons fins de couleur jaune, qui se chargent au voisinage des versants de petits fragments de calcaire provenant de l'érosion de ces derniers, tapissent, toujours sous de faibles épaisseurs, le fond des dépressions karstiques du plateau de Sault et du bassin de Nébias. Le drainage de ces dépressions se fait tantôt par des séries de pertes (vallée de la route de Puivert), tantôt par des gouffres (les Goumeilles, le Rebounédou, pertes du poljé de Coudons). Ces dépressions sont partiellement inondées en hiver lors de l'engorgement des pertes.

Lz. Argiles lacustres de Puivert. La dépression de Puivert est aujourd'hui drainée par le Blau, issu de la résurgence de l'Aigo Niret, et par le ruisseau de Camp Ferrier. Antérieurement à l'année 1289, le fond de cette dépression, à 480 m d'altitude, a été occupé par un lac d'au moins 180 ha, profond de 10 à 15 m, retenu à l'amont de l'étroite cluse de Puivert probablement obstruée par un éboulis (périglacière ?) lui-même renforcé et exhaussé plus tard par des constructions artificielles. C'est la rupture de ces dernières qui, en déclenchant un approfondissement brutal de la cluse, aurait entraîné la vidange définitive du lac, en juin 1289. Des argiles compactes bleues (Lz), comportant des horizons légèrement varvés qui contiennent des coquilles de *Limnaea trunculata* et des fragments de bois charbonneux, occupent le fond de la dépression. Ces argiles sont recouvertes par 1,70 m de limon argilo-sableux (FC) renfermant quelques cailloux. Une dizaine de hameaux, dont le nom commence toujours par Camp, jalonnent les rives de l'ancien lac sur l'emplacement duquel s'étend une plaine inhabitée, à l'exception de rares aménagements modernes (aviation et plan d'eau touristique).

T. Tourbes. Sur le plateau de Sault, la partie nord-ouest de la dépression fermée des Coumeilles est occupée, à 880 m d'altitude, par la vaste tourbière du Pinet, qui couvre 45 ha. La tourbe, dont l'épaisseur peut dépasser 4 m, repose sur des argiles bleues. Elle est exploitée pour l'horticulture. D'après G Jalut, les plus anciens niveaux riches en pollens sont datés de 7210 BC et contiennent beaucoup de pollens de pin à crochets. La forêt subalpine de pins à crochets constitue la formation végétale principale depuis la fin du Dryas récent jusqu'à environ 6500 BC, date à laquelle cette forêt régresse au profit d'une

forêt plus mésophile et thermophile. Au Boréal, on observe une forte proportion de noisetiers et de chênes, et l'apparition discrète du chêne vert, dont les pollens ont sans doute une origine lointaine. A l'Atlantique (5400 BC), chênes et sapins gagnent du terrain, tandis que le noisetier régresse. Le développement de l'aulnaie-frênaie indique l'accroissement de l'humidité. A partir de 800 BC, l'apparition de pollens de céréales révèle la présence des premières cultures.

Eboulements et glissements de terrain. Les écoulements et glissements de terrain, dus à la diminution de la résistance au cisaillement des argiles rouges du Bégudien dans des conditions périglaciaires, donnent aux versants frontaux des crêtes du Plantaurel, autour de la combe de Dreuilhe, une topographie et un drainage parfois chaotiques. Ils ont amené de gros paquets de calcaire en position anormale sur les argiles rouges, en particulier à l'église Saint-Martial (Lesparrou).

Phénomènes karstiques marquants. Les phénomènes karstiques, très développés dans les calcaires éocènes du pays de Sault, y déterminent des manifestations hydrologiques remarquables.

Le plateau de Sault, dont la superficie est de 230 km², est drainé par trois systèmes karstiques principaux : celui qui se vide par la résurgence de Fontestorbes, à 510 m d'altitude, à l'Ouest, celui du Blau au Nord (résurgence de l'Aigo Niret, à 630 m d'altitude), celui de la résurgence de Font Maure à l'Est, à 318 m d'altitude, dans les gorges de l'Aude (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet). Le drainage souterrain, qui primitivement se faisait vers le Nord, s'est progressivement détourné vers l'Ouest et vers l'Est par suite du creusement des canyons de la Frau (Hers) et de l'Aude. La source du Blau (Aigo Niret), qui tarit en été, n'est probablement qu'un trop-plein du système de Font Maure.

Au pied de la falaise qui borde au Nord le pays de Sault, la résurgence de Fontestorbes sourd des calcaires éocènes qui chevauchent là des terrains imperméables appartenant à la zone sous-pyrénéenne. Son impluvium, qui couvre environ 85 km, est distribué en deux parties, sud et nord, reliées hydrauliquement en aquifère captif, sous l'ennoyage imperméable que constituent entre elles les marnes albo-aptiennes du Synclinorium complexe de Barrineuf- Bac-d'en-Filla. Le débit moyen interannuel de cette source a été de 2 265 litres/seconde pour la période 1966-73, la température de l'eau variant de 8,8° C au printemps à 9,6° C en fin d'été. Lorsque ce débit dépasse 4 m³/s, le débordement du karst noyé sur la limite sud du Synclinorium marneux alimente une série de trop-pleins, comme la Fontaine de l'Esquille au débouché des gorges de la Frau. A l'inverse, dès que le débit descend au-dessous de 1 040 l/s, apparaissent les intermittences auxquelles la source de Fontestorbes doit sa célébrité. Ce phénomène remarquable se manifeste pendant tout l'étiage, habituellement de mi-juillet à mi-décembre, interrompu seulement à la suite de quelques fortes pluies. Le débit oscille alors, avec une période de l'ordre de 60 à 90 minutes, entre un minimum variable (500 à 20 l/s) et un maximum de 1 800 l/s. Des essais sur modèles réduits réalisés au laboratoire souterrain du CNRS, à Moulis, ont permis de reproduire toutes les

modalités connues du phénomène (A. Mangin, 1969, 1975). Le dispositif comprend un réservoir à plan d'eau variable d'où partent vers l'aval, non pas un simple siphon, mais deux conduits superposés qui se rejoignent avant l'exutoire. La circulation de l'eau dans le conduit inférieur détermine une aspiration dans le conduit supérieur ; lorsque le débit d'alimentation du réservoir devient inférieur au débit de vidange, le départ du conduit supérieur cesse d'être immergé et aspire de l'air, ce qui produit une forte perte de charge à la jonction des deux conduits et diminue considérablement le débit de vidange. Le niveau dans le réservoir remonte donc ; lorsqu'il obture à nouveau la prise d'air, le débit de vidange initial se rétablit et le cycle recommence.

Parmi les autres appareils karstiques, répertoriés au tableau 1, et en règle générale, la carte localise seulement des cavités pénétrables explorées sur au moins 100 m de développement et (ou) plus de 50 m de profondeur. Par exception, elle retient en outre certaines pertes et émergences impénétrables mais significatives, parmi lesquelles quelques-uns des nombreux puits à neige recensés sur la montagne de la Frau (J.-J. Lagasquie, 1963). Ces derniers apparaissent au-dessus de 1 500 m d'altitude, à la surface de calcaires urgo-aptiens ciselés par des lapiés nivaux actifs. Ce sont des dépressions circulaires, à parois nues ou sol très réduit, pouvant atteindre 20 m de profondeur et 50 m de diamètre, et qui restent emplies de neige jusqu'à l'été. La plupart sont développées au-dessus d'un point d'absorption impénétrable, mais quelques-unes ont cependant pu être explorées sur des distances importantes : ainsi, la Caougnon de l'Arche dont l'entrée est en partie occupée par un névé pérenne, est connue sur 145 m de profondeur et 220 m de développement. Les eaux de fusion absorbées à la base de ces puits alimentent très probablement le trop-plein saisonnier de l'Esqueille et au-delà la source intermittente de Fontestorbes.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'accident majeur de la feuille Lavelanet correspond au chevauchement du pays de Sault que l'on suit d'une extrémité à l'autre, de Ceriès à l'Ouest au col du Portel à l'Est, en passant par Fougax, Fontestorbes et l'Escale. À l'Ouest, le « Bassin » de Nalzen, ici dans sa terminaison orientale, occupe une position intermédiaire entre ce chevauchement et le front nord-pyrénéen qui s'amortit au niveau de l'anticlinal de Péreille.

Au Sud du chevauchement du pays de Sault

Le Crétacé inférieur, Néocomien à Albien inférieur, qui constitue ici la presque totalité de ces chaînons calcaires nord-pyrénéens, est découpé en de très nombreuses écailles. Il est chevauché, dans l'angle sud-ouest de la feuille, par le massif paléozoïque du Saint-Barthélémy.

L'Ecaille de la montagne de la Frau. Elle représente, dans l'angle sud-ouest de la feuille la couverture post-hercynienne du massif du Saint-Barthélémy ;

celle-ci repose sur le Paléozoïque par l'intermédiaire d'une semelle de Trias (fontaine de Naus) ; elle comporte des calcaires du Lias inférieur, des cornéennes du Lias moyen à supérieur et des calcaires du Crétacé inférieur indifférencié, relevant de la sous-zone ultra-commingeoise, zone isopique éocrétacée. Cette couverture a été affectée par un métamorphisme atténué, marqué par des recristallisations et la néoformation de cristaux de scapolite. Cette écaille vient en contact au Nord (accident subvertical) avec les écaillles d'Axat-Perrucel et de Bac d'en Filla. Décroché par la faille méridienne de la vallée du Lasset, au Sud de Montségur, l'accident qui la limite se raccorde à l'Ouest au front chevauchant du Saint-Barthélémy.

Les Ecaillles septentrionales du pays de Sault et l'Unité Quillan-Montmija. Les formations qui s'y développent appartiennent toutes à la sous-zone isopique commingeoise [B. Peyber্নès, 1976].

• **Les écaillles septentrionales du pays de Sault.** On peut les caractériser par leur série éocrétacée plus ou moins complète au Sud dont les termes inférieurs se biseautent à la fois vers le Nord et vers une zone centrale située dans la forêt de Belesta. Ces écaillles se répartissent en deux ensembles principaux s'affrontant dans la zone centrale précitée où apparaissent de nombreux accidents transverses souvent subméridiens et à plongement vers l'Ouest.

Dans l'ensemble oriental, l'orientation des plis est proche de N110°E. Il s'ordonne autour de l'*Écaille anticlinale de Picaussel - Pierrellys* qui s'étend jusqu'à la vallée de l'Aude (feuille Quillan). Déversée au Nord, cette écaille chevauche l'*Écaille synclinale du col du Chandelier* au Nord et est flanquée, au Sud, par le Synclinal du Rebenty qui se prolonge jusqu'au-delà de Belvis. Dans l'axe de la structure affleurent largement les terrains éocrétacés les plus anciens (Néocomien). L'anticlinal se termine périclinalement dans la forêt de Coume-Frède où il vient en contact avec l'*Écaille du bois de Malard* emplie des « marnes de Fougax ». Quant à l'*Écaille synclinale du col du Chandelier*, celle-ci vient en contact au Nord avec l'*Écaille synclinale de Tury-Montmija* ; elle se relève axialement dans la forêt de Puivert et, limitée alors par le chevauchement du pays de Sault marqué par un pointement triasique, se superpose au col de l'Escale à l'Eocène sous-pyrénéen.

L'ensemble occidental, de direction générale WSW-ENE, comporte plusieurs écaillles en longues lanières se relevant axialement à leurs deux extrémités. On reconnaît ainsi, du Sud au Nord ;

– l'*Écaille synclinale d'Axat - Perrucel* qui s'élargit vers le Sud-Est avec le synclinal d'Axat (où apparaît du Crétacé supérieur), hors des limites de la feuille, et qui n'est représenté sur la feuille Lavelanet que par l'unité occidentale de la Bénague ;

– l'*Écaille synclinale du Bac d'en Filla*, jouxtant par faille l'écaille de la montagne de la Frau et se terminant périclinalement à l'Ouest (roc du Tais) où elle flotte sur la couverture métamorphique du Saint-Barthélémy. Son axe est

TABLEAU 1 - APPAREILS KARSTIQUES RÉPERTORIÉS

Commune	Dénomination	N° de huitième	Coordonnées (Lambert III, zone Sud)			Profondeur en m	Développement en m	Observations
			X	Y	Z			
BELESTA	Département de l'Ariège							
	Auriol (Aven)	7	570,66	3064,52	+ 950	14		
	Jean Bernard (Aven)	7	570,73	3064,81	+ 900	53		
	Caoujous (P1 des)	6	566,04	3064,92	+ 650	90	~ 150	→ Fontestorbes
	Caoujous (P2 des)	6	566,32	3064,98	+ 700	54		
	Carne (Barrenc du)	7	571,58	3067,28	+ 900	45	~ 100	
	Chasseur (Grotte du)	6	567,33	3065,32	+ 802	15	130	
	Corbeaux (Gouffre des)	6	568,92	3064,60	+ 900	197	400?	
	Croix des Morts (Aven de la)	6	570,48	30,64,36	+ 900	20		
	Fontaine (Gouffre de la, ou du chateau)	6	568,45	3063,81	+ 830	75		
	Fontestorbes (Sce intermittente)	6	566,55	3065,95	+ 610		~ 150	
	Gouffes (Caoujno de las)	6	566,83	3065,46	+ 802			
	Ludax (Grotte-Aven de)	6	566,81	3065,05	+ 760			
	Madame (Caoujno de)	6	568,26	3063,77	+ 840	17		
	Millasses (Avens-jumeaux des)	6	570,06	3064,51	+ 980	31		
	Oeillets (Gouffre des)	6	568,38	3064,20	+ 830		200?	
	Pasturel (Gouffre du)	6	568,86	3063,64	+ 830			
	Prat-Grand (Grotte du, ou de Rieufourcand)	6	566,96	3065,49	+ 750	14	120	
	Roc des Agréous (Gouffre du)	6	569,21	3063,73	+ 837	224	~ 100	→ Fontestorbes
	Roc-Gros (Aven du)	7	570,58	3064,26	+ 885	14		
Rouzaud (Aven)	6	567,66	3065,14	+ 810	44			
Secrétaire (Aven du)	6	570,04	3065,80	+ 885	10			
BENAIX	Trou du Vent du Pédron (Avens-grotte du)	7	570,86	3064,66	+ 980	55	380	
	Bartefeuille (Grottelles de la)	5	570,94	3064,80	+ 1100			
			560,87	3064,43	+ 790		4, 10, 22	
			560,91	3064,91	+ 810			
	Mors (Grotte de las)	5	561,12	3064,58	+ 690	-3, +8	120	site archéologique
DREUILHE	Perroquets (Aven des)	5	561,12	3064,54	+ 740	30	50	
	Coeurs (Grotte des)	1	560,15	3073,27	+ 660			site archéologique
FOUGAX ET BARRINEUF	Coussats (Barrenc des)	6	561,75	3064,44	+ 700	61		
	Cascades du Seihol (Grotte des)	5	561,56	3064,75	+ 640	16	18	
LAVELANET	Contes (Résurgence de)	5	562,16	3064,90	+ 560			→ Pontareilles
	Fontestorgues	1	560,19	3070,63	+ 530		310	

Commune	Dénomination	N° de huitième	Coordonnées (Lambert III, zone Sud)			Profondeur en m	Développement en m	Observations	
			X	Y	Z				
MONTSEGUR	Arche (Caougnon de l')	5	559,58	3060,94	+ 1665	145	250	puits à neige puits à neige ←→ Fontestorbes	
	Calmont (Barrenc)	5	559,61	3060,94	+ 1652	54			
	Esquille (Source de l')	5	562,24	3060,94	+ 635				
	Falaise rouge (Grottes de la)	5							
	Foyers (Grotte des)	5	559,02	3061,82	+ 1300				
	Frau (Puits à neige de la)	5	43 puits signalés						50
	Montségur (Caougnon de)	5	559,44	3061,19	+ 1660				
	Moulin de Pontareille (Grotte du)	5	558,99	3063,01	+ 862				→ Contes
	Rassigues (Gouffre des)	5	558,35	3063,60		85			
	Roc-Ponchut (Aven du)	5	559,12	3061,57	+ 1360	73			300
	Toporobo (Aven du)	5	559,42	3061,20	+ 1630	8			20
	Trébuchet (Puits du)	5	559,12	3064,08	+ 1100	100 ?			
	Tuteil (Grotte du)	5	559,70	3064,05	+ 950				~ 50
TROYE	Encantados (Trauc de los) i.e. Trou des Enchantées	2	565,42	3078,91	+ 418		290	site archéologique poudingue éocène	
Département de l'AUDE									
BELCAIRE	Sento (Barrenc de la)	7	570,83	3060,09	+ 910	42	20/72	en partie sur Ax-les-Thermes site archéologique	
BELVIS	Trassoulas (Avena de)		Voisins du précédent						
	Belvis (Caougnon de)	8							
	Chaudière (Barrenc de la)	7	577,52	3063,09	+ 865	23			
	Picaussel (Barrenc de)	7	577,48	3063,31	+ 1020	108			
	Rebounédou (Pertes du)	7	576,14	3061,78	+ 849				
COMUS	Trabanet (Gouffre du)	8	578,26	3064,56	+ 1038	178			
	Refuge des Gardes (Barrenc du)	6	564,00	3060,37	+ 1320	12			
COUDONS	Entonnoir (Perte del')	8							
ESPEZEL	Lamarque (Barrenc)	8	581,51	3062,84	+ 920	11			
	Communal d'Espezet (Barrenc du)	7	573,86	3062,94	+ 940	61			
	Maison forestière (Pertes de la)	7	575,10	3061,76	+ 862				
	Pas de l'Ours (Perte du)	7	574,28	3063,70	+ 855				

Commune	Dénomination	N° de huitième	Coordonnées (Lambert III, zone Sud)			Profondeur en m	Développement en m	Observations
			X	X	X			
GINOLES PUIVERT	Forge (Grotte de la)	8	585,05	3063,63	+ 530			
	Aigo Niret (Source du Blau)	7	576,04	3064,46	+ 630			
	Tire de la Lauza (Barrenc de la)	7	573,78	3064,98	+ 980	128		
RIVEL	Vent du Blau (Trou du)	7	575,94	3064,36	+ 700	102	365	
	Vent du Teil (Trou du)	7	575,82	3064,53	+ 740			
	Crête de l'Homme mort (Aven de la)	7	572,10	3067,23	+ 910	8 10		
	Homme mort (Grotte de l') Préhayré (Barrenc del)	7	572,28	3067,44	+ 800	17	450	
ROQUEFEUIL	Sarrat de la Cadette (Grotte du)							
	Tiro mal tens (Résurgence de)		572,34	3071,16	+ 410			
	Boulbea ou d'en-Pascal (Barrenc)	7	572,08	3063,48	+ 855	56	> 50 ?	
	Coumeilles (Pertes des) Pelofy (Aven)	7 7		trois pertes bien localisées				
			573,86	3063,74	+ 960	85	200	

rempli par les « marnes de Fougax ». Son flanc nord est laminé par l'accident qui en constitue la limite septentrionale ;

- *YEcaille du bois de Malard*, formée uniquement de « marnes de Fougax » en série monoclinale ascendante vers le Sud et séparée de l'unité du Château par un accident redressé en surface ;

- *YEcaille anticlinoriale de la forêt de Bêles ta*, composée de plusieurs unités mineures : *YEcaille anticlinale du Château* se relevant à ses deux extrémités (roc de la Mousse, le Château) où apparaissent les calcaires urgoniens en équivalent latéral partiel des « marnes de Fougax », l'étroit synclinal laminé du Caillol et *YEcaille anticlinale de Couquet - Prince - Sainte-Colombe* dans l'axe de laquelle affleure le Jurassique ;

- les *Ecailles de Fougax - Barrineuf* qui jalonnent le chevauchement du pays de Sault et viennent toutes en contact avec les unités méridionales du « Bassin » de Nalzen. Ce sont, *YEcaille anticlinale de Rieufourcant* (à cœur jurassique), *YEcaille de la Croix de Millet*, la minuscule *Ecaille du roc de la Grenouille*, *YEcaille de Barrineuf- roc de Caujous* et, tout au Nord, l'*Ecaille de Fougax - Fontestorbes* où les Marnes à *Deshayesites* subsistent encore.

• **L'unité Quillan - Montmija.** De structure synclinale et relevée axialement vers l'Ouest, l'unité comporte deux ensembles :

- *la terminaison occidentale du « Bassin de Quillan »*, à l'Est. Il s'agit d'une série monoclinale plongeant au Sud et limitée, au Nord, par le chevauchement du pays de Sault et, au Sud, par un accident chevauchant au Nord et jalonnant le flanc méridional du synclinal de Tury - Montmija. Vers l'Ouest, le Bassin de Quillan est tronqué par une série d'accidents NE-SW du système de la faille de Brenac ;

- *l'Ecaillé synclinale de Tury - Montmija* qui correspond à un synclinal perché à plan axial vertical ; à l'Est de Coudons, seul son flanc sud est conservé.

L'Ecaillé frontale de Montségur. Caractérisée par la série réduite de la sous-zone ariégeoise, cette écaille n'est représentée ici que par une lame synclinale de Jurassique et d'Aptien (calcaires à *Iraqia* transgressifs sur les dolomies du Malm) qui, bien reconnaissable dans la vallée du Lassat, sous le château de Montségur, s'étend à l'Est jusqu'à Contés et, vers l'Ouest, au front du Saint-Barthélémy chevauchant, sous forme d'une étroite lanière liasique. Elle est limitée au Nord par le chevauchement du pays de Sault que jalonnent de minuscules écailles (Pech 740, Capitaine).

Le massif du Saint-Barthélémy (d'après A. Mangin, 1967). L'angle sud-ouest de la feuille est occupé par l'extrémité nord-orientale du massif du Saint-Barthélémy qui est limité au Nord par une faille inverse à pendage sud qui le met en contact avec l'écaillé mésozoïque de Montségur. A l'Est, il est en contact anormal avec sa couverture post-hercynienne, décollée, du massif de la Frau et avec les écailles septentrionales du pays de Sault.

• **Structure du massif.** On trouve ici le prolongement des accidents directionnels W-E qui compartimentent la couverture post-ordovicienne du massif sur la feuille Foix. Ce sont, du Sud vers le Nord :

- l'accident passant par la Canalette et la Réboule. Souligné par des brèches et par des concentrations de talc, il recoupe les structures du Silurien qui chevauche largement le Cambro-Ordovicien ;
- l'accident incliné de 60° vers le Nord qui amène le Dévonien inférieur du pas du Toupi sur le Silurien de la Canalette de manière telle que son tracé recoupe les structures de celui-ci ;
- l'accident, bien visible sur le replat du Taulat, qui met en contact le Dévonien supérieur du Roc de la Gourgue, à plongement vers l'Est, avec le Dévonien inférieur à plongement vers le Nord. Il est jalonné par des schistes noirs attribuables au Silurien et par des minéralisations en sulfures métalliques. Il est incliné de 60° à 70° vers le Nord.

Les écaillés délimitées par ces accidents sont, du Sud vers le Nord :

- un complexe cambro-ordovicien de micaschistes et de gneiss, d'aspect monoclinale, mais en réalité affecté de plis isoclinaux à plans axiaux inclinés de 50° à 60° vers le Nord ;
- un ensemble de schistes et de calcaires siluriens. A la Canalette, les calcaires forment un synclinal déversé vers le Sud-Ouest et dans les schistes de petits plis dissymétriques ont une orientation en accord avec cette structure ;
- les escarpements du pas du Toupi et du bois de la Réboule. On y observe un grand nombre de replis provoquant autant de répétitions du faciès détritique et du faciès carbonaté du Dévonien inférieur. Ces plis sont caractérisés par des charnières aiguës, orientées N120°E, et par des plans axiaux inclinés de 60 à 70° vers le Nord ;
- l'écaillé anticlinale de Dévonien supérieur du roc de la Gourgue qui conserve du Carbonifère en étroites synclinaux au replat du Taulat et au Sud-Est des granges de Campis. Les plis y ont une disposition en éventail : au Sud du roc de la Gourgue, ils sont déversés vers le Sud, au Nord, ils sont de plus en plus couchés vers le Nord.

Déformations hercyniennes et pyrénéennes (d'après J. Deramond *et al.*, 1969). Les observations effectuées dans le Paléozoïque des massifs nord-pyrénéens de l'Arize, du Saint-Barthélémy et des Trois-Seigneurs ont permis d'envisager la succession de cinq phases de déformation. Les trois premières qui n'affectent pas le Mésozoïque sont hercyniennes et les deux dernières pyrénéennes.

• **Phases hercyniennes.** La phase 1 est représentée par des plis couchés de faibles dimensions et par une foliation SI souvent parallèle à la stratification. En fait sa mise en évidence est peu aisée.

La phase 2, la plus visible, est responsable des structures cartographiques majeures ; les plis reprennent la schistosité SI et sont toujours accompagnés

par une schistosité de plan axial S2 (les décollements au niveau du Silurien et les grands accidents ont pu se produire pendant cette phase).

La phase 3 se traduit par des plis de type kink-band dans les niveaux phylliteux et par des ondulations concentriques dans les niveaux compétents. Ces plis déforment S2 et leur direction varie de N-S à W-E.

• **Phases pyrénéennes.** La phase 4 est responsable des failles inverses et des chevauchements W-E (ou de leur réactivation) en particulier celui qui amène le Dévonien de la bordure nord du Saint-Barthélémy en contact presque horizontal sur le Lias de l'écaillé de Montségur.

La phase 5 a donné des failles et des décrochements subméridiens qui peuvent décaler les chevauchements et auxquels sont parfois associés des kink-bands et une schistosité grossière.

Au Nord du chevauchement du pays de Sault

Au Nord du chevauchement frontal du pays de Sault, le Crétacé moyen-supérieur et le Tertiaire de la feuille Lavelanet se répartissent schématiquement dans deux zones séparées par l'accident oblique Puivert — Saint-Jean-de-Paracol, qui n'est qu'une des composantes de l'importante dislocation, orientée N60°E, Fontestorbes-Puivert-Alet (M. Bilotte, 1978) dont la traduction profonde se marque par des anomalies gravimétriques et aéromagnétiques (K. Babour, M. Daignières, M. Minvielle, J. Mosnier, J.-Ç. Rossignol et J. Vasseur, 1977).

À l'Ouest, les structures sont nombreuses et serrées ; on y reconnaît du Sud-Ouest au Nord-Est : la partie orientale du « Bassin » de Nalzen, un enchaînement de plis anticlinaux-synclinaux, depuis l'anticlinal de Benaix jusqu'à celui de Dreuilhe.

À l'Est, seule se développe la large voûture de l'anticlinal de Puivert.

A l'Ouest de la dislocation Fontestorbes — Puivert - Alet

Le « Bassin » de Nalzen. Comme sur la feuille voisine Foix, le « Bassin » de Nalzen est limité au Nord par le prolongement de l'accident bordier méridional du Pech de Foix (*cf.* schéma structural), au Sud, par le chevauchement septentrional du Saint-Barthélémy, relayé à l'Est par le chevauchement du pays de Sault. On y retrouve, du Sud vers le Nord, les trois unités suivantes (M. Bilotte, 1975 ; 1985) :

• **L'unité de Montgaillard - Serrelongue.** Elle forme une bande continue longitudinale de Montferrier, à l'Ouest, à Fontestorbes, à l'Est, où elle se bloque contre la façade occidentale du chevauchement du pays de Sault. Sa largeur double de l'Ouest vers l'Est (750 à 1 500 m) ; les couches, renversées, plongent régulièrement au Sud avec des pendages généralement très redressés,

de l'ordre de 80° dans la partie distale, alors qu'ils peuvent atteindre une trentaine de degrés à son front.

• **L'unité de Celles - Montferrier.** Comme la précédente, elles disparaît au méridien de Fontestorbes. Cette lame tectonique, laminée à l'Est où elle n'ex-cède pas 250 m d'épaisseur, affleure sur plus de 2 500 m au méridien de Montferrier. Elle regroupe les formations flyschs allant du Turonien au Campanien. En règle générale, les couches y sont renversées et plongent au Sud, plus fortement dans la partie méridionale (60 à 80°) que dans la partie septentrionale (30°). Au niveau du chevauchement de Nalzen (chevauchement frontal de cette unité), le flysch gréseux du Campanien acquiert, à l'Ouest de Villeneuve-d'Olmes, une structure synclinale, le flanc normal du pli venant reposer alors, à plat, sur les marnes bleues de l'unité de Saint-Cirac.

• **l'unité de Saint-Cirac.** De la vallée de l'Hers à celle du Touyre, elle forme une étroite bande (1 000 m au maximum) où les couches sont verticales (Benaix) ou plongent au Sud (Péreillaud, Villeneuve-d'Olmes) ou au Nord (Larnaulou), en polarité normale ou inverse.

Les anticlinaux de Benaix, Pereille, Dreuilhe et les synclinaux de Mondini, Raissac - Saint-Jean-d'Aigues-Vives. Il s'agit de structures majeures d'amplitude fréquemment kilométrique ; elles se distribuent suivant deux alignements.

• **L'alignement méridional** est composé des anticlinaux de Benaix et de Pereille, d'orientation générale N110°E, séparés par le synclinal transverse de Mondini N90°E. De plus, la terminaison péri-anticlinale de Pereille est affectée d'un repli synclinal mineur (N150°E) qui lui confère un contour particulier. Cette suite de plis est limitée, au Sud, par le prolongement du chevauchement bordier méridional du Pech de Foix, à vergence sud, au Nord, par un accident longitudinal pouvant correspondre à une traduction superficielle du chevauchement frontal nord-pyrénéen qui se perd, lui, sous l'enveloppe néocrétacée de Pereille.

• **L'alignement septentrional** est constitué du synclinal de Raissac - Saint-Jean-d'Aigues-Vives et du classique anticlinal de Dreuilhe, orientés tous deux N110°E. Ces structures pyrénéennes sont droites ou légèrement déjetées vers le Sud.

Les données de sondages nous apprennent en outre que le socle, découpé en panneaux par des accidents longitudinaux chevauchant vers le Nord (sous l'anticlinal de Benaix) ou vers le Sud (sous l'anticlinal de Dreuilhe), est profond au Sud (4 000 m à Benaix, Saint-Jean-d'Aigues-Vives) et qu'il se relève rapidement au Nord (2 000 à 3 000 m sous l'anticlinal de Dreuilhe).

À l'Est de la dislocation Fontestorbes - Puivert - Alet

Le socle a été reconnu sous l'anticlinal de Puivert à 361 m de profondeur. La structure de Puivert, d'orientation générale N90°E, dessine dans la cluse du

Blau une très belle voûte anticlinale. Ses flancs nord et sud faiblement et également pentes (15°) caractérisent ici un pli droit. Ce pli s'ouvre vers l'Est ; les couches du flanc nord, toujours orientées E-W, plongent alors plus fortement vers le Nord (40°), alors que celles du flanc sud plongent toujours aussi faiblement, mais prennent une orientation N110°E et finissent par donner au pli l'allure d'une très large voûte anticlinale qui atteint près de 6 km d'amplitude, au niveau du Dano-Montien, à l'Est de la vallée de l'Aude. Le système de failles de Brenac (N50°E) limite à l'Est l'anticlinal de Puivert.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les formations carbonatées constituent les principaux aquifères. Elles ne sont toutefois représentées que dans la moitié méridionale de la feuille Lavelanet. Vers le Nord, en effet, au-delà de la chaîne du Plantaurel, les formations tertiaires postérieures au Thanétien sont essentiellement marneuses. Seules, les alluvions récentes de PHers et du Touyre renferment une nappe qui est en relation hydraulique directe avec ces cours d'eau. Cette ressource est exploitée par des puits pour la desserte d'agglomérations : Chalabre, Lesparrou. Les alluvions sont peu épaisses (5 m) et mal protégées contre les pollutions de surface.

Les principales formations carbonatées sont datées du Dévonien, du Crétacé (faciès urgonien) et du Paléocène. A la faveur de fissures et de fractures éventuellement agrandies par les phénomènes de karstification, il existe des circulations alimentant des sources jalonnant le contour des massifs. Inapte à assurer une filtration et une épuration des eaux, le milieu est très vulnérable aux pollutions qui peuvent se propager rapidement sur de grandes distances. Ces formations carbonatées forment trois ensembles qui sont, par ordre d'importance croissante :

- les terrains paléozoïques affleurant à l'extrémité nord-orientale du massif du Saint-Barthélémy, comprenant essentiellement des *calcaires du Dévonien*. Compartimentés et plissés, ils semblent drainés vers l'Ouest en direction de la haute vallée du Touyre, sur la feuille Foix : Borde-de-Bas, Font Bergens, Cadeillou... ;
- la chaîne du Plantaurel dont l'ossature est formée par les calcaires du Paléocène (Garummiens et Thanétiens inférieurs) d'environ 150 m d'épaisseur. Ces séries affleurent largement sans discontinuer à la faveur des structures anticlinales de Dreuilhe - Puivert, de Péreille et sur le flanc sud du synclinal de Saint-Jean-d'Aiguës-Vives. Les systèmes, assez nombreux, sont bien karstifiés, le débit des sources (Fontcirgues, Fontestorgues, des Tuileries...) restant faible. Ces calcaires qui s'ennoient vers le Nord sous le Tertiaire continental pourraient constituer, dans cette direction, un réservoir profond qui devrait être atteint par forage. Vers le Sud, dans le synclinal de Saint-Jean-d'Aiguës-Vives, cet aquifère est exploité par un forage (1076-5-112) profond

de 486 mètres. Son débit est supérieur à 100 m³/h, la température de l'eau étant de 18°C ;

– le massif du pays de Sault essentiellement constitué de *calcaires urgoniens*, d'environ 600 m d'épaisseur, particulièrement karstifiés, avec les grosses émergences de Fontestorbes et Fontmaure (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet) qui ont été déjà évoquées dans la rubrique « Phénomènes karstiques ». Ces derniers sont nombreux et ont fait l'objet d'études spéléologiques avec notamment des traçages vers ces deux émergences, dont les résultats (distances à vol d'oiseau et temps de transfert) sont les suivants :

- Système de Fontestorbes (1076-6-89)* en 566,52 - 3065,93**
 - perte de l'Ourza (561,05 - 3056,80) : 10 km, 3 jours,
 - perte du Pavillon de chasse (571,00 - 3063,73) : 4,8 km, 5 jours,
 - perte du Roc des Agréous (569,21 - 3063,73) : 3,5 km, 78 heures.

- Système de Fontmaure (1077-5-4) en 589,07 - 3060,36
 - perte de Camurac (565,6 - 3055,2) : 24 km, inférieur à 5 jours,
 - perte de la Bouychette (572,90 - 3058,85) : 15,6 km, 9 jours,
 - perte des Coumeilles (572,10 - 3062,68) : 16,6 km, 17 jours,
 - perte du Sarratde l'Étreuil (574,30 - 3064,50) : 15,5 km, 25 jours,
 - perte de la Vernouze (574,68 - 3060,88) : 14,5 km, inférieur à 1 mois,
 - perte du Rebounédou (576,26 - 3061,72) : 12,7 km, 14 jours.

Ces deux systèmes présentent des réserves importantes. Le karst noyé de Fontestorbes pourrait notamment être atteint par forages, implantés dans l'écaille de Fougax – Barrineuf.

Pour toutes les autres formations affleurant sur le territoire de la feuille Lavelanet, il existe quelques ressources réduites, liées aux franges d'altération superficielle et aux épisodes gréseux ou calcaires tels ceux du Crétacé (calcaires de Benaix et de Morenci notamment). Ces ressources sont d'autant plus abondantes qu'elles bénéficient d'une situation en altitude où la pluviosité moyenne annuelle est supérieure à 1 000 mm.

Les grès de Labarre sont généralement très peu perméables. Des venues d'eau douce ont toutefois été observées en profondeur dans les forages de recherche d'hydrocarbures de Puivert 101 (1076-8-17) et de Tréziers 1 et 2 (1058-6-15 et 219). Vers le Nord, sous le recouvrement tertiaire, la présence de réservoirs est donc possible localement.

* Numéro d'archivage au Service géologique national (Banque des données du sous-sol).
** Coordonnées Lambert (X - Y).

SUBSTANCES MÉTALLIQUES

La petite partie du massif du Saint-Barthélémy comprise sur la feuille ne recèle pas de gîtes métalliques importants. Les indices cités ci-dessous ont tout au plus fait l'objet de reconnaissances et ne sont parfois connus que par des ouvrages anciens (Mussy, 1870). Leur localisation peut être imprécise.

Fer. L'oligiste est connu à 300 m à l'Ouest du château de Montségur (5-4003), le long d'une faille méridienne décalant le chevauchement frontal du Saint-Barthélémy, et au Peyrot (5-4008), dans les interstices ou fractures du conglomérat de Freychenet d'âge cénoomanien.

La sidérose se rencontre en rive gauche du Lasset, en divers petits indices, à la Canalette (5-4006) et à Pouchergue (5-4005), et en filonnets dans les dolomies dévoniennes de la Gourgue (5-4004).

Plomb. A Borde Espallade (5-4007) existe un gîte de galène massive en imprégnation fissurale dans les brèches chaotiques albiennes de Serrelongue. De la galène a été signalée dans les calcaires du Lias, à l'Ouest du village de Montségur (5-4001).

Cuivre. Des carbonates de cuivre sont associés à du quartz le long du chevauchement du Saint-Barthélémy, à l'Ouest de Montségur (5-4002).

SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX

Argile. Des niveaux argilo-marneux de l'Ilerdien ont été exploités pour fabrication de tuiles à 1,5 km au Nord et à 3 km au Nord-Est de Labastide-sur-l'Hers.

Calcaire. Les calcaires à Miliolites du Thanétien inférieur ont été exploités pour divers usages (construction, amendement) à Laroque-d'Olmes, l'Aiguillon, Lavelanet, Rivel, Puivert. De même, les calcaires à Alvéolines de l'Ilerdien inférieur, près de Laroque-d'Olmes.

Les calcaires aptiens à faciès urgonien ont été exploités pour moellons dans la forêt de Belestà, au col de la Croix des Morts.

Sables. Les alluvions récentes de l'Hers ont été exploités pour sables et graviers à 3 km au Nord-Ouest de Chalabre.

Gypse. Le Garumnien contient fréquemment du gypse ; il a été extrait en carrières à ciel ouvert à l'Est du col du Teil (3 m de marnes gypseuses, 7-4001), au Sud-Ouest de Rouvenac et au Sud-Ouest de l'Aiguillon.

Talc. Dans le massif du Saint-Barthélémy, à la Canalette, la terminaison du gisement de la Portelle (feuille Foix), situé le long de l'accident qui sépare l'Ordovicien du Silurien a été exploitée jusqu'en 1966.

Tourbe. Sur le plateau de Sault est exploité la vaste tourbière du bois du Pinet. La tourbe blonde a une épaisseur de 4 mètres. Elle est utilisée en horticulture. Une tourbière plus petite a été exploitée à l'Ouest du village de Montségur.

Lignite. On trouve régulièrement du lignite dans le Crétacé supérieur, en particulier dans les niveaux gréseux (grès de Labarre). Il se présente en petites couches atteignant 0,15 m d'épaisseur. A Péreille, une couche de 0,80 à 1,50 m d'épaisseur a été exploitée comme combustible. Une ancienne exploitation est signalée à Chalabre.

La variété pure, le jais ou jayet, a été recherchée autrefois pour la bijouterie.

Hydrocarbures. Les structures anticlinales de la zone sous-pyrénéenne ont été explorées de 1941 à 1966 par 7 forages profonds. Seuls les puits Dreuilhe 3 et Dreuilhe 4 ont rencontré de faibles indices de gaz combustible dans le flysch sénonien.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Pyrénées orientales – Corbières*, par M. Jaffrezo, Masson, Paris, 1977 :

– *itinéraire 2* : Les Pyrénées ariégeoises orientales, de Mirepoix à Vicdessos par Montségur et Tarascon ;

– *itinéraire 6* : l'Eocène marin du domaine sous-pyrénéen.

SITES PRÉHISTORIQUES

A Montségur, la grotte du Tuteil a livré une industrie préoustérienne. A Belvis, à 960 m d'altitude, la Caune, fouillée par une équipe du CNRS, contient du Renne et une industrie magdalénienne dans les couches supérieures du remplissage. Elles sont rapportées par Jalut au Dryas ancien supérieur (10 320 BC). Les niveaux plus anciens, dont certains ont livré un outillage castelperronien, révèlent une flore très pauvre, où les pollens d'arbres sont extrêmement rares, correspondant à un climat rigoureux.

Les sites néolithiques, du Chalcolitique et du Bronze sont relativement nombreux dans la vallée du Lasset, autour de Montségur, et dans la haute vallée de l'Hers jusqu'à Belesta. On peut mentionner, dans la vallée du Touyre, la grotte

sépulcre de Coeurs à Dreuilhe (Bronze) et les récoltes archéologiques d'Arthur Caussou en pays d'Olmes (musée de Tarascon-sur-Ariège).

BIBLIOGRAPHIE

Paléozoïque

- BOYER F., KRYLATOV S., STOPPEL D. (1972) - Sur le problème de l'existence d'une lacune sous les lydiennes à nodules phosphatés du Dinantien des Pyrénées et de la Montagne Noire (France, Espagne). *Geol. Jahrb.*, Reihe B., n° 9, p. 1 à 60.
- DERAMOND J., MANGIN A., ROUX L. ET SOULA J.-C. (1969) - Déformations superposées et figures d'interférences dans les Pyrénées ariégeoises. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 269, sér. D., p. 2309-2312.
- CRILAT S. (1981) - Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire. Thèse, Paris, 457 p., ronéot., 75 fig., 14 pl.
- MANGIN A. (1967) - Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3ème cycle, Toulouse.
- MUSSY M. (1870) - Carte géologique et minéralurgique du département de l'Ariège.

Jurassique – Crétacé inférieur

- BOUSQUET J.-P. (1975) - Etude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre pays de Sault et bassin de Quillan (Ariège-Aude). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 142 p..
- CASTERAS M. (1933) - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n° 189, 525 p., 64 fig., 9 pl., 1 carte à 1/200 000.
- CISZAK R. (1973) - Etude géologique de la partie orientale du chaînon du Pech de Foix et du bassin de Nalzen. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 99 p..
- DUBAR G. (1925) - Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord*, vol. IX, 1.1, 332 p., 51 fig., 7 pl.
- MARTY F. (1976) - Relations géologiques entre le massif du Saint-Barthélémy et les séries posthercyniennes du pays de Sault (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 147 p.
- PEYBERNES B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. Sci. nat., Toulouse, 459 p., 149 fig., 52 pl., Imp. CRDP Toulouse.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M. ET DEBROAS E.-J. (1977) - La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, fasc. 2, p. 193-216.

Crétacé supérieur – Paléocène

- ASTRE G. (1954) - Radiolaritidés nord-pyrénéens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n°71, n.s., t. XXXIII, p. 1-140.
- BABOUR K., DAIGNÈRES M., MINVIELLE M., MOSNIER J., ROSSIGNOL J.-C., VASSEUR G. (1977) - L'anomalie de conductivité des Pyrénées : signification physique et géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7ème série, t. XXIX, p. 553-562.
- BARAS-RUAS A. (1983) - Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé terminal et l'Eocène de la région de Puivert (Aude). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 157 p., 48 fig., 12 pl.
- BILOTTE M. (1975) - Le Crétacé supérieur du « Bassin » de Nalzen (Pyrénées ariégeoises). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XVII, fasc. 4, p. 95-97.
- BILOTTE M. (1978) - Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé à l'Est de la Garonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 5, p. 57-63.
- BILOTTE M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse Doctorat d'Etat, Sciences, *Strata*, Toulouse, série 2, vol. 5, 438 p., 121 fig., 53 tabl.
- BILOTTE M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1983) - Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des Pyrénées. *Géologie méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 269-276.
- CANAL J. et MENGAUD L. (1911) - Gisement à Hippurites de Montferrier (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 44, p. 87-91.
- FREYTET P. (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Doctorat d'Etat, Sciences, Orsay, 490 p., 210 fig., 21 pl.
- GROSSOUVRE A. de (1893-1901) - Recherches sur la Craie supérieure. Paléontologie – Stratigraphie générale. *Mém. Carte géol. dét. Fr.*, 1013 p.
- MASSIEUX M. et VILLATTE J. (1977) - Charophytes du Thanétien supérieur des Pyrénées audoises entre le Blau et l'Aude. *Naturalia Monspeliensia*, sér. bot., fasc. 27, p. 25-61, 6 pl., 2 fig.
- MASSIEUX M. et TAMBAREAU Y. (1978) - Charophytes thanétiennes et infra-lierdiennes des Pyrénées centrales. *Revue de Micropaléontologie*, Paris, t. 21, n° 3, p. 140-148.
- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Revue de Micropaléontologie*, Paris, t. 24, n° 2, p. 69-82.
- REY R. et VILLATTE J. (1971) - Gastéropodes des calcaires lacustres du Thanétien sous-pyrénéen entre les vallées du Douctouyre et de l'Aude. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 1.107, p. 414-422, 1 fig.
- TAMBAREAU Y. (1972) - Thanétien supérieur et llerdien inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chaînons audois. Thèse Doctorat d'Etat, Sciences, Toulouse, 377 p., 25 fig., 5 tabl., 20 pl.

- VILLATTE J. (1953) - Etude de la faune campanienne saumâtre de Belesta (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 87, p. 315-339, 3 pl.
- VILLATTE J. (1962) - Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse Doctorat d'Etat, Sciences, Toulouse, 331 p., 35 fig., 22 pl., Imp. E. Privat, Toulouse.
- VILLATTE J. (1966) - Découverte de fragments de coquilles d'œufs d'oiseaux dans l'Eocène inférieur de l'Aude. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 345.
- VILLATTE J. (1979) - Nouvelles données sur les mollusques continentaux du Thanétien inférieur sous-pyrénéen. Interprétation stratigraphique et paléo-écologique. *Géobios*, n° 12, fasc. 4, p. 513-533, 4 fig., 3 pl.
- VILLATTE J., TAQUET Ph., BILOTTE M. (1986) - Nouveaux restes de Dinosauriens dans le Crétacé terminal de l'anticlinal de Dreuilhe. Etat des connaissances dans le domaine sous-pyrénéen. *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Toulouse*, p. 89-98.

Ilerdien et Tertiaire continental

- BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, n°3, p. 854-893.
- CROCHET B. (1974) - Le poudingue de Palassou entre Sabarat et Pailhès (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 110, fasc. 1-2, p. 175-204, 10 fig.
- CROCHET B. (1974) - Concrétions algaires dans le Poudingue de Palassou (Ariège). Leur signification. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 279, sér. D., p. 795-798, 3 fig.
- CROCHET B. (1976) - Horizons calcaires au sein du Poudingue de Palassou dans la région de Sabarat (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 112, fasc. 1-2, p. 111-122, 3 fig.
- CROCHET B. (1977) - La faune malacologique des calcaires éocènes de la région de Sabarat (Pyrénées ariégeoises). *Géobios*, vol. 10, fasc. 5, p. 723-739, 2fig., 1 pl.
- CROCHET B., CROUZEL F., LANGE-BADRÉ B. (1976) - Conséquences de la découverte du genre *Oxyaneoides* Matthes sur la datation du Poudingue de Palassou. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 282, sér. D., p. 1597-1600, 2 fig.
- CROCHET B., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1976) - Modalités de la régression ilerdienne entre l'Ariège et l'Aude. Les plages à *Eoscutum doncieuxi* (Lambert). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 35-37, 1 fig.
- CROCHET B., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1977) - Un témoin méridional de la sédimentation ilerdienne dans les Pyrénées ariégeoises, la Butte de Montsec. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 113, fasc. 1-2, p. 50-68, 4 fig.
- TAMBAREAU Y. (1967) - Observations nouvelles sur l'épisode marin du Sparnacien dans la région située entre le Plantaurel et les Corbières. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 276-277.
- TAMBAREAU Y. (1972) - Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des Petites Pyrénées du Plantaurel et des Chaîmons audois. Thèse Sciences, Toulouse, 377 p., 25 fig., 1 carte, 5 tabl., 20 pl.

- TAMBAREAU Y. (1976) - Sur l'âge des dernières assises marines de l'Eocène sous-pyrénéen au mur du Poudingue de Palassou. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 210-212, 1 fig.
- TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1977) - L'Eocène marin du domaine sous-pyrénéen. Guide géologique régional. Pyrénées orientales, Corbières. Masson éditeur, Paris, p. 106-116, fig. 61-65.
- TAMBAREAU Y., VILLATTE J., CROCHET B. (1987) - Mise en évidence d'un rivage méridional du golfe ildrien au Nord des Pyrénées centrales et orientales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, s. 2, n° 13, p. 725-727, 2 fig.
- VASSEUR G. (1901) - Sur les formations tertiaires supra-nummulitiques de l'Ariège. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 1.12, n° 86, p. 543-552.

Quaternaire

- TAILLEFER F. (1969) - Pyrénées orientales et centrales. VIIe Congrès INQUA. Livret guide excursion A6.
- TAILLEFER F. (1981) - Le Périglaciaire ancien des Prépyrénées ariégeoises : grands éboulements et éboulis lités. *Recherches géographiques*, Strasbourg, n° 16-17, 6 p., 2 fig.

Atlas régionaux

- Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Ariège (1983) - BRGM, Service géologique Midi-Pyrénées et Division minière Sud-Ouest, 9 pl. commentées.
- Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Aude (1979) - BRGM, Service géologique régional Languedoc-Roussillon et Division minière Sud-Ouest, 8 pl. commentées.

Carte géologiques

Les cartes géologiques consultées pour l'élaboration de cette feuille sont :

- la carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 : feuille *Foix*, 3ème édition, par M. CASTERAS (1976) et feuille *Quillan*, 3ème édition, par M. CASTERAS, J. CAVET, M. FONTEILLES et E. RAQUIN (1967) ;
- la carte géologique de la région de Lavelanet par M. GUY (1953, inédit) ;
- la carte géologique de la bordure nord-est du massif du Saint-Barthélémy par J. CLARET (1954) ;
- la carte géologique de la partie septentrionale du massif du Saint-Barthélémy par A. MANGIN (1967) ;
- la nouvelle esquisse structurale des Pyrénées par P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE, E.-J. DEBROAS en collaboration avec J. REY et J. CANEROT (1977).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département de l'Ariège : au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse ;
- pour le département de l'Aude : au Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

- M. BILOTTE, maître-assistant à l'université Paul Sabatier de Toulouse : introduction, cadre géologique général, description des terrains secondaires, du Cénomane au Maastrichtien, structure des terrains au Nord du chevauchement du pays de Sault.
- M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, chargés de recherches au Centre national de la recherche scientifique : description des terrains paléocènes.
- B. CROCHET, professeur agrégé au lycée Berthelot de Toulouse : description des terrains continentaux tertiaires.
- B. PEYBERNES, maître-assistant à l'université Paul Sabatier de Toulouse : description des terrains secondaires, du Trias à l'Albien, structure des terrains secondaires au Sud du chevauchement du pays de Sault.
- J. ROCHE, ingénieur géologue au BRGM : hydrogéologie.
- F. TAILLEFER, professeur à l'université de Toulouse - Le Mirail, avec la collaboration de J. COSSON, géologue en chef au Centre national de la recherche scientifique : description des terrains quaternaires, sites préhistoriques.
- Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, description des terrains ilerdiens, paléogéographie de l'Ilerdien.
- Y. TERNET, géologue au BRGM : histoire géologique, description et structure des terrains paléozoïques, substances métalliques et matériaux.