



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## TUCHAN

par

G. M. BERGER, B. ALABOUVETTE, G. BESSIÈRE,  
M. BILOTTE, B. CROCHET, M. DUBAR,  
J. P. MARCHAL, Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE,  
P. VIALARD

## TUCHAN

La carte géologique à 1/50 000  
TUCHAN est recouverte par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
à l'ouest : QUILLAN (N° 254)  
à l'est : PERPIGNAN (N° 255)

Limoux	Capendu	Narbonne
Quillan	TUCHAN	Leucate
St-Paul-de-Fenouillet	Rivesaltes	Perpignan



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



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

**par**

**G.M. BERGER, B. ALABOUVETTE, G. BESSIÈRE,  
M. BILOTTE, B. CROCHET, M. DUBAR, J.P. MARCHAL,  
Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE, P. VIALARD**

**1997**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

*pour la carte* : BERGER G.M., BESSIÈRE G., BILOTTE M., VIALARD P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (1078). Orléans : BRGM. Notice explicative par G.M. Berger, B. Alabouvette, G. Bessière, M. Bilotte, B. Crochet, M. Dubar, J.P. Marchal, Y. Tambareau, J. Villatte, P. Viallard (1997), 113 p.

*pour la notice* : BERGER G.M., ALABOUVETTE B., BESSIÈRE G., BILOTTE M., CROCHET B., DUBAR M., MARCHAL J.P., TAMBAREAU Y., VILLATTE J., VIALARD P. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (1078). Orléans : BRGM, 113 p. Carte géologique par G.M. Berger, G. Bessière, M. Bilotte, P. Viallard (1997).

© BRGM, 1997. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2078-4

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>5</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>5</b>
<i>RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>6</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>13</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>15</b>
<i>PRIMAIRE</i>	<b>15</b>
<i>SECONDAIRE</i>	<b>29</b>
<i>TERTIAIRE</i>	<b>51</b>
<i>QUATERNAIRE</i>	<b>63</b>
<b>TECTONIQUE HERCYNIENNE</b>	<b>68</b>
<b>TECTONIQUE ALPINE</b>	<b>79</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>96</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>96</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	<b>102</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>103</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>103</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>104</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>112</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>113</b>
<b>ANNEXES</b>	
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	
<i>COUPES GÉOLOGIQUES SCHÉMATIQUES</i>	

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire représenté par la coupure Tuchan est situé dans le Sud-Ouest de la France, dans la partie nord-orientale de la chaîne des Pyrénées. Il correspond à l'entité géographique des Corbières. Il se partage entre les départements de l'Aude, pour sa plus grande partie, et des Pyrénées-Orientales pour sa partie sud-est et comprend :

- au Sud, une partie des Corbières méridionales, au contact avec les Fenouillèdes ;
- dans la partie centrale occidentale, les hautes Corbières avec le massif de terrains primaires de Mouthoumet ;
- à l'Est, une partie des Corbières orientales jouxtant au Sud le bord nord du Roussillon.

C'est une région de moyenne montagne, qui culmine vers 950 m au Sud et s'abaisse vers le Nord jusqu'à une centaine de mètres.

Un réseau de drainage dense et profondément incisé, divergeant à partir du centre de la feuille, découpe le territoire en une série de petits massifs allongés à arêtes vives (les « serres » de la terminologie locale). Ce réseau est tributaire du bassin-versant méditerranéen par l'Agly et ses affluents au Sud de la feuille, et au Nord par l'Aude et ses affluents l'Orbieu et la Berre.

Le climat de type méditerranéen est caractérisé par une température moyenne annuelle de 15 °C, un nombre réduit de jours de gelée, un taux élevé d'ensoleillement et des moyennes de précipitations annuelles variant de 600 mm à l'Est à 800 mm à l'Ouest. La tramontane, vent dominant du Nord-Ouest, fréquent et violent, ajoute ses effets desséchants sur la végétation.

Les massifs sont occupés par des forêts et garrigues et l'activité agricole, essentiellement représentée par la viticulture, est concentrée sur les coteaux et dans les vallées où se sont établies également la plupart des agglomérations dont aucune ne dépasse 1 000 habitants.

### *CADRE GÉOLOGIQUE*

Situé à la retombée nord de la chaîne pyrénéenne, le territoire de la feuille est essentiellement constitué de terrains sédimentaires s'étagant de l'Ordovicien à l'actuel, organisés en un certain nombre de grands ensembles tectono-sédimentaires liés à l'architecture pyrénéenne.

Au centre, le massif paléozoïque de Mouthoumet correspond à une culmination du substratum ancien, à mi-distance de la zone axiale des Pyrénées au Sud et de la Montagne noire au Nord. Ce massif, structuré par l'orogénèse varisque au cours du Carbonifère (Namuro-Westphalien), est constitué par l'empilement de plusieurs unités allochtones surmontant un autochtone présumé situé à l'Ouest du massif. Les terrains, représentés dans les diverses unités avec des caractéristiques sédimentologiques variables, s'étagent de l'Ordovicien au Carbonifère. Les séries turbiditiques flyschoïdes d'âge viséen terminal-namurien sont contemporaines de premières manifestations de l'orogénèse hercynienne. À l'Est du massif sont conservés (Ségure, Durban) quelques témoins de la sédimentation post-tectonique (Stéphanien) à couches de houille.

Au Nord et au Sud de Mouthoumet, les séries de la couverture du massif, d'âge mésozoïque et cénozoïque, à sédimentation réduite affectée de nombreuses lacunes et discordances, correspondent à la zone dite « sous-pyrénéenne », avant-pays plissé en avant du front nord-pyrénéen, structuré en domaine superficiel par les différentes phases de l'orogénèse pyrénéenne du Crétacé moyen à l'Éocène supérieur. On rattache à ce domaine ailleurs autochtone ou faiblement décollé, les unités allochtones fortement décollées (montagne du Tauch, lames de Peyrepertuse, etc.) qui jalonnent le chevauchement frontal au Sud-Ouest de la feuille.

Au Sud et à l'Est de la feuille, le domaine nord-pyrénéen est représenté par des « unités externes » : chaînon de Galamus, nappe des Corbières orientales, et, dans l'angle sud-est, par les unités internes du secteur d'Opoul-Perillos, ces deux ensembles allochtones chevauchant vers le Nord le domaine sous-pyrénéen.

## *RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE*

### **Paléozoïque**

Les successions lithologiques représentées dans le massif de Mouthoumet, allant de l'Ordovicien au Carbonifère, et leur arrangement en nappes de charriage d'âge hercynien relativement tardif, montrent à l'évidence que ce domaine appartient aux zones externes méridionales de l'orogénèse varisque d'Europe occidentale. En cela, il s'apparente aux unités de la Montagne noire, spécialement à celles de son flanc méridional, c'est-à-dire à la terminaison sud du Massif central français, ainsi qu'aux unités des Pyrénées orientales (massif de l'Agly et zone axiale à l'Est de l'Aude). On doit donc tenir compte de ces ensembles relativement voisins pour reconstituer l'histoire du Paléozoïque des Corbières. Rappelons que celui-ci se divise en un autochtone relatif, constituant la moitié occidentale du massif (feuille Quillan pour l'essentiel), et un allochtone se décomposant en plu-

sieurs nappes, situées dans sa moitié orientale, presque totalement sur le territoire de la feuille Tuchan.

On ne sait rien sur les terrains anté-ordoviciens, qui existent peut-être en profondeur à la base de l'autochtone relatif, mais qui sont apparemment absents dans la partie allochtone du massif.

Le Paléozoïque « ancien » se réduit ainsi à l'Ordovicien, dont la base (Trémadoc) est datée par acritarches dans toutes les unités. En cela, notons que ces niveaux diffèrent de ceux de la Montagne noire où les trilobites ne sont pas rares (dans l'Ordovicien inférieur, beaucoup plus fflyschoïde), et des Pyrénées proprement dites où aucune faune ni aucun microorganisme n' a pu encore être observé.

À cela près, l'Ordovicien du massif de Mouthoumet est formé par d'épaisses pélites, toujours schistosées, avec, plus rarement, des épisodes gréseux chargés de feldspaths et de micas blancs détritiques. Ces faciès sont très généraux dans les zones externes de la chaîne à cette époque. Cela évoque une large plate-forme marine lentement subsidente, où s'accumulent les débris, relativement fins, à dominante siliceuse, arrachés à des zones émergées non localisées. On relèvera la présence abondante, à la fois à la base de la nappe « moyenne » de Félines-Palairac et dans la nappe « supérieure » de la Serre de Quintillan, de schistes verts et violacés, faciès originaux propres à ce massif et apparentant paléogéographiquement ces deux unités.

Un épisode volcanique important se place au-dessus de l'Ordovicien inférieur dans l'autochtone relatif (porphyroïdes rhyolitiques de la région de Vigneville) et à la base de la nappe de Félines-Palairac (« andésites » et rhyolites du bois de l'Évêque près de Villerouge-Termenès). Il est possible que les minces épisodes rhyodacitiques notés « au milieu » de la succession de la Serre de Quintillan soient plus anciens et se placent, eux, au sein de l'Ordovicien inférieur. Des venues volcaniques sont connues également dans les Pyrénées orientales, dans des assises attribuées à l'Ordovicien. La comparaison s'impose aussi avec les divers « porphyroïdes » de ce même âge, abondamment représentés dans le Sud-Est de la Sardaigne et explicables par la distension avec amincissement de la croûte continentale à cette époque.

Comme partout dans les zones externes hercyniennes, une coupure fondamentale se manifeste avant l'Ordovicien supérieur, époque où les macrofaunes commencent à apparaître : les faciès de grès grossiers, de niveaux calcaireux souvent dissous (« schistes troués ») à brachiopodes et bryozoaires, en étaient déjà connus depuis A. Bresson (première édition de la feuille Quillan à 1/80 000). Localement (bois de l'Évêque), un épisode de conglomérats à galets siliceux peut en marquer la base, mais le décollement tectonique quasi systématique à ce niveau empêche de savoir si ce

terme a la valeur générale d'un épisode « calédonien » avec discordance, comme dans le flanc sud de la Montagne noire et, selon certains auteurs, dans les Pyrénées.

La continuité semble probable entre Ordovicien supérieur (Ashgill) et Silurien ampéliteux. Les marnes et marno-calcaires noirs feuilletés, chargés de matières charbonneuses, sont datés par graptolites ainsi que par macrofaunes au sein de nodules calcaires. Le Silurien est toujours tectonisé : cela va de sa complète élimination ou, à l'inverse, à un « bourrage » imposant (bassin de Villeneuve-Corbières). On peut évoquer une mer ouverte avec influences pélagiques, mais à fond anoxique, à la manière des « black shales » du Crétacé, sans toutefois de preuves, ici, d'une forte tranche d'eau.

On notera que de tels dépôts sont généraux dans la zone pyrénéenne, alors que, dans la Montagne noire, ils sont absents (Dévonien inférieur reposant directement sur l'Ordovicien inférieur) ou localisés dans les écaillés « supérieures » de Cabrières. C'est un argument empêchant de paralléliser d'une manière simple les unités de la Montagne noire et celles du massif de Mouthoumet.

Au Dévonien, les faciès carbonatés, d'épaisseur plurihectométrique, envahissent la totalité de la région. Il s'agit d'une plate-forme peu profonde, subsidente, où s'accumulent d'abord d'épais calcaires dolomitiques, surtout connus dans l'autochtone, mais souvent absents (élimination tectonique ?) dans les unités charriées. L'enrichissement en apports argileux, parfois colorés, est à l'origine de faciès calcaires « noduleux » que l'on connaît dès le Dévonien moyen du Roc de Nitable. Une différenciation paléogéographique, écho de phénomènes structuraux plus internes (Nord), s'opère au Frasnien : aux faciès essentiellement calcaires s'ajoutent, dans l'unité de Félines-Palairac (cluse de la Berre), des intercalations siliceuses noires, jaspes mimant les lydiennes du Carbonifère, avec brèches monogéniques. Cette zone paléogéographique évoque un niveau relativement profond, pied de talus sous-marin par exemple. Dans l'hypothèse d'une provenance nord-occidentale des nappes, ce bassin aurait été en situation plus interne (plus septentrionale) que la plate-forme frasnienne représentée dans l'autochtone, elle plus « méridionale ». On relèvera qu'au Famennien, les faciès de « calcaires noduleux », à céphalopodes plus ou moins dissous (« griottes des auteurs »), ont une répartition générale : ils permettent d'évoquer un milieu relativement profond, ouvert aux influences pélagiques.

Il en sera de même au Carbonifère inférieur, avec un repère de jaspes siliceux noirs (les « lydiennes ») parfois associés à un nouvel épisode de calcaires micritiques noduleux, puis de jaspes verdâtres à tufs acides. C'est à ce moment que se produit la première manifestation orogénique varisque. Dans la reconstitution tectonique actuellement admise, une large plate-forme carbonatée viséo-namurienne, riche en madréporaires, algues et fo-

raminifères, se situerait au Nord-Ouest : elle forme actuellement la nappe supérieure IIb de G. Bessière. Paléogéographiquement plus au Sud-Est, (c'est-à-dire dans l'autochtone relatif), le Carbonifère est représenté par un faciès « Culm » pélito-gréso-conglomératique, parfois rythmique (faciès flyschoides), de milieu relativement profond. Les bassins de réception devaient montrer de grandes variations dans le temps et dans l'espace. Le « Culm », très épais, englobe dans l'autochtone relatif des lentilles, parfois considérables, de conglomérats grossiers remaniant les termes antérieurs calcaires, dévoniens et carbonifères en particulier, et également siliceux (lydiennes). Cela prouve des mouvements importants créant peut-être des falaises sous-marines le long de failles distensives, avec érosion des zones hautes. On observe localement (Arthaud *et al.*, 1976) des olistolites calcaires provenant de la destruction de la plate-forme carbonatée viséo-namurienne et de la resédimentation de ces éléments dans une matrice détritico-siliceuse.

On relèvera que l'unité charriée « supérieure » de Nitable est caractérisée par un flysch à bancs de conglomérats à galets roulés de matériel siliceux. Des roches métamorphiques (gneiss, micaschistes) y abondent. Comme on s'accorde actuellement pour relier le métamorphisme de la région pyrénéenne au plutonisme post-Culm, à la fin du Carbonifère, il paraît impossible de faire venir ce matériel, inclus dans le Viséo-Namurien, de l'érosion d'un socle métamorphique ancien, inconnu et non caractérisé. La seule solution serait d'y voir les débris de roches métamorphiques éovariques, provenant de zones internes de la chaîne (Massif central).

Ainsi, au Viséen terminal et au Namurien, un bassin complexe à sédimentation silicoclastique plus ou moins rythmique caractérise cette avant-fosse méridionale de l'orogène varisque. Ces accumulations de flysch entraînent le comblement des domaines marins et préparent aux resserrements amenés par la surrection des reliefs. On notera qu'aucun granite n'a traversé le Paléozoïque du massif de Mouthoumet : les plutons sont localisés dans les unités les plus profondes de l'édifice structural (zone axiale de la Montagne noire, Ouest du massif nord-pyrénéen de l'Agly, haute chaîne pyrénéenne) et ne traversent pas les accumulations tectoniques des nappes à matériel sédimentaire (flanc sud de la Montagne noire, massif de Mouthoumet).

Au Namuro-Westphalien peut être située la principale phase de surrection de la chaîne. Les sédiments sont soumis à des conditions de température et de pression qui permettent le développement de la schistosité et de transformations métamorphiques modérées (zone des schistes verts). Ils sont déformés et entraînés en nappes de charriage superposées, dont les modalités de la mise en place et l'origine ne sont pas clairement établies, pas plus d'ailleurs que le rôle exact des déformations tardives de l'édifice.

Au Stéphanien, les produits du démantèlement de la chaîne sont évacués vers sa périphérie ou restent piégés à la faveur de réajustements tardifs dans de petits bassins internes, comme à Durban ou Ségure. La formation de ces bassins serait liée au développement d'une zone de cisaillement senestre à peu près parallèle à l'orientation actuelle de la chaîne, qui aurait provoqué l'ouverture de fractures préexistantes de direction N30 à N45. Les couches de houille témoignent, comme dans les autres segments de l'orogène, de l'importance de la colonisation végétale du nouveau domaine continental.

### **Trias à Albien inférieur**

La rareté des affleurements attribuables avec certitude au Permien ne permet pas de se faire une idée sur l'évolution des déformations pendant cette période qui voit se poursuivre l'arasement de la chaîne. Celle-ci continue au début du Trias (Anisien) avec des dépôts encore nettement continentaux. Ce n'est qu'au Trias moyen que les premières influences marines atteignent le secteur, liées à l'arrivée de la transgression mésozoïque. Les dépôts carbonatés de vasières peu profondes évoluent au Trias supérieur vers des faciès évaporitiques de lagunes sursalées. La sédimentation serait contrôlée par le jeu synsédimentaire d'accidents à jeu distensif qui accompagnent, comme dans le reste des Pyrénées, les épanchements volcaniques ophitiques. Une nouvelle transgression au Trias terminal (Rhétien) s'accompagne d'un détritisme notable.

Au Lias inférieur, le domaine marin se réduit à la seule zone nord-pyrénéenne, avec faible tranche d'eau et exondations périodiques. Le milieu s'approfondit à partir du Carixien et surtout au Domérien-Toarcien, avec l'apparition de faciès terrigènes fins à ammonites.

À la fin du Lias et au Bajocien, les dépôts réduits ou absents dans la majeure partie du domaine septentrional témoignent d'une phase de structuration antébathonienne.

À partir du Bathonien s'établit une vaste étendue laguno-marine à sédimentation carbonatée dolomitique, évoluant au cours du Jurassique supérieur vers des faciès calcaires toujours confinés, infra- à supratidaux, à algues et coprolites. Le développement vers la fin du Jurassique de « brèches limites » probablement hétérochrones, représente vraisemblablement un indice de l'instabilité du milieu.

Dès le Berriasien, et pendant le Crétacé inférieur, s'établissent des conditions nettement marines, avec des faciès de plate-forme carbonatée (calcaires urgoniens).

À partir de l'Aptien supérieur s'instaure, à l'emplacement de la future chaîne, une période d'instabilité avec l'ébauche, par effondrements et dé-

crochements, de bassins longitudinaux à sédimentation de marge carbonatée ou terrigène communiquant encore avec la Téthys. Ces mouvements, prémices de l'orogénèse, vont s'accélérer au cours de l'Albien avec formation d'un bassin aulacogène à polarité atlantique cette fois.

### **Albien supérieur à Campanien**

Cette période correspond à un mégacycle sédimentaire complet, transgressif-régressif, composé lui-même de cycles majeurs. Au cours de cette évolution, les faits marquants sont chronologiquement les suivants :

- l'individualisation d'un sillon profond sur la bordure sud du massif de Mouthoumet, et son comblement au cours de l'Albien supérieur ;
- la rétrogradation littorale en liaison avec les différentes étapes de la transgression cénomaniennne. Le massif de Mouthoumet devient le siège d'une sédimentation mixte, carbonatée et terrigène. La répartition des dépôts traduit, entre le Cénomaniennne et le Turonien, le passage d'une morphologie de rampe homoclinale à celle d'une plate-forme zonée où les rudistes construisent de véritables récifs ;
- la remise en eau débute avec le Coniacien (calcaires de Montferrand) ;
- au cours du Coniacien–Santonien inférieur *pro parte*, l'épaississement continu de la tranche d'eau n'est pas compensé par les apports terrigènes ou bioclastiques, et la plate-forme de Mouthoumet est uniformément recouverte de fins dépôts marneux qui lui confèrent une morphologie de rampe ennoyée ;
- pendant le Santonien, des modifications de la géométrie de cette rampe génèrent une morphologie positive qui se couvre d'édifices bioconstruits à l'articulation plate-forme/bassin ;
- à la fin du Santonien et pendant le Campanien *pro parte*, s'individualise un sillon turbiditique, reconnu dans le synclinal de Saint-Louis (feuille Quillan) ; il se surimpose au bassin de plate-forme qui a perduré sur le même emplacement de l'Albien sommital au Santonien *pro parte* ; il est le siège de la sédimentation des grès de Labastide. Ceux-ci existent sur la plate-forme nord-orientale (feuille Tuchan) sous des faciès plus proximaux. Ils occupent alors de larges chenaux dans lesquels les transits se font de l'Est vers l'Ouest ;
- le comblement de ces dispositifs pendant le Campanien marque la fin de la sédimentation marine sur la bordure méridionale du massif de Mouthoumet.

### **Campanien supérieur–Maastrichtien**

À la fin du Crétacé, comme au début du Tertiaire (Dano-Montien), l'ensemble du territoire est émergé. À l'exception de la région d'Albas où les premiers dépôts continentaux sont d'origine colluviale, dans tous les autres secteurs le régime est fluvial, avec des chenaux alimentés par des élé-

ments du Paléozoïque d'abord, du Mésozoïque ensuite, des bancs sableux et des limons de plaine d'inondation temporaire comme en témoignent les nombreuses traces pédogénétiques. À la suite vont apparaître des étendues palustres, plus développées dans la région de Creuille–Durfort qu'à Albas et pouvant abriter quelques mollusques et ostracodes continentaux dans la région de Vigneville.

Avec le pullulement des *Microcodium* reprend le régime de plaine d'épandage (limons calcaires, chenaux à galets mésozoïques) auquel se substitue à plusieurs reprises un domaine palustre à lacustre, d'extension variable dans le temps et l'espace suivant les compartiments considérés.

Il apparaît que l'érosion qui, à la fin du Maastrichtien attaquait le Paléozoïque tout proche, s'est étendue ensuite au Mésozoïque et a donc atteint la couverture des massifs pyrénéens au début du Tertiaire.

### Cénozoïque

Le territoire varié existant alors est envahi vers le début du Thanétien par une ingression marine progressant d'Ouest en Est, dont les dépôts sont ceux d'un fond de golfe. Alors qu'à Albas dominent les vasières infralittorales à peuplement de mollusques et de madéporaires, à Creuille et Vigneville, en milieu protégé, dans des eaux riches en carbonates, abondent les miliolidés.

Le retrait de la mer s'accompagne du retour des épandages fluviaux (limons, chenaux, décharges grossières au voisinage du massif paléozoïque) en tous lieux sauf à l'Est d'Albas où s'étend, dans les premiers temps, une nappe d'eau douce poussant quelques digitations qui s'effilochent rapidement vers l'Ouest.

Une deuxième incursion marine thanétienne n'interrompt que brièvement ce processus de sédimentation et affecte seulement la région d'Albas.

Préparée par l'apparition, locale, de dépressions lacustres, la transgression ilerdiennne met fin provisoirement au régime continental. La plate-forme carbonatée qui s'installe en bordure du massif de Mouthoumet est périodiquement envahie par des terrigènes fins (Albas) ou plus grossiers (Vigneville) suivant la proximité des zones d'apport, avec développement de malacofaunes infralittorales et même, ponctuellement, de milieux laguno-lacustres à characées.

L'apparition de dépôts marneux à operculines marque un accroissement de la profondeur sur la plate-forme et, lorsque y diminuent les apports terrigènes, s'installent des édifices récifaux à *Solenomeris* et madréporaires. Selon J.C. Plaziat (1984), ils constituent des barrières peu élevées, orientées NE-SW, érigées à une faible profondeur mais au large. En continuité, la multiplication des turrnelles indique la présence de vasières circalittorales alors que les autres mollusques peuplent des secteurs plus pro-

ches du rivage. En parallèle, pullulent les grands foraminifères : alvéolines, orbitolites, nummulites, rassemblés en bancs dans les lieux abrités, carbonatés. Les nummulites sont, en outre, répandues un peu partout dans les terrigènes plus ou moins carbonatés et souvent redistribuées dans les graviers plus grossiers.

Précédant l'arrivée des apports détritiques, l'apparition des batillaires et des *Tiaracerithium* est le premier indice, précoce, d'une régression progressive qui s'accompagne, dans le compartiment de Trébiac-Villerouge, de plusieurs émerSIONS temporaires. Etendues lacustres, argiles de plaine d'inondation, apports conglomératiques, sédiments carbonatés, palustres à mollusques terrestres en sont les marqueurs entre lesquels les témoins des récurrences marines sont, tantôt les nummulites alliées à l'échinide *Eocustum doncieuxi*, tantôt les batillaires et les *Tiaracerithium*, ces derniers annonçant aussi bien les reculs que les retours de la mer.

Des observations comparables ont été réalisées par J.C. Plaziat (1966) dans le vallon d'Ardennes, au Nord de Saint-Pierre-des-Champs où des dépôts continentaux à *Romanella boriosi* et micromammifères (Marandat, 1989) sont intercalés dans un ensemble marin à laguno-marin de contenu voisin, à la différence que, dans la Serre de Trébiac, plusieurs épisodes continentaux se sont succédé avant l'émerSION définitive.

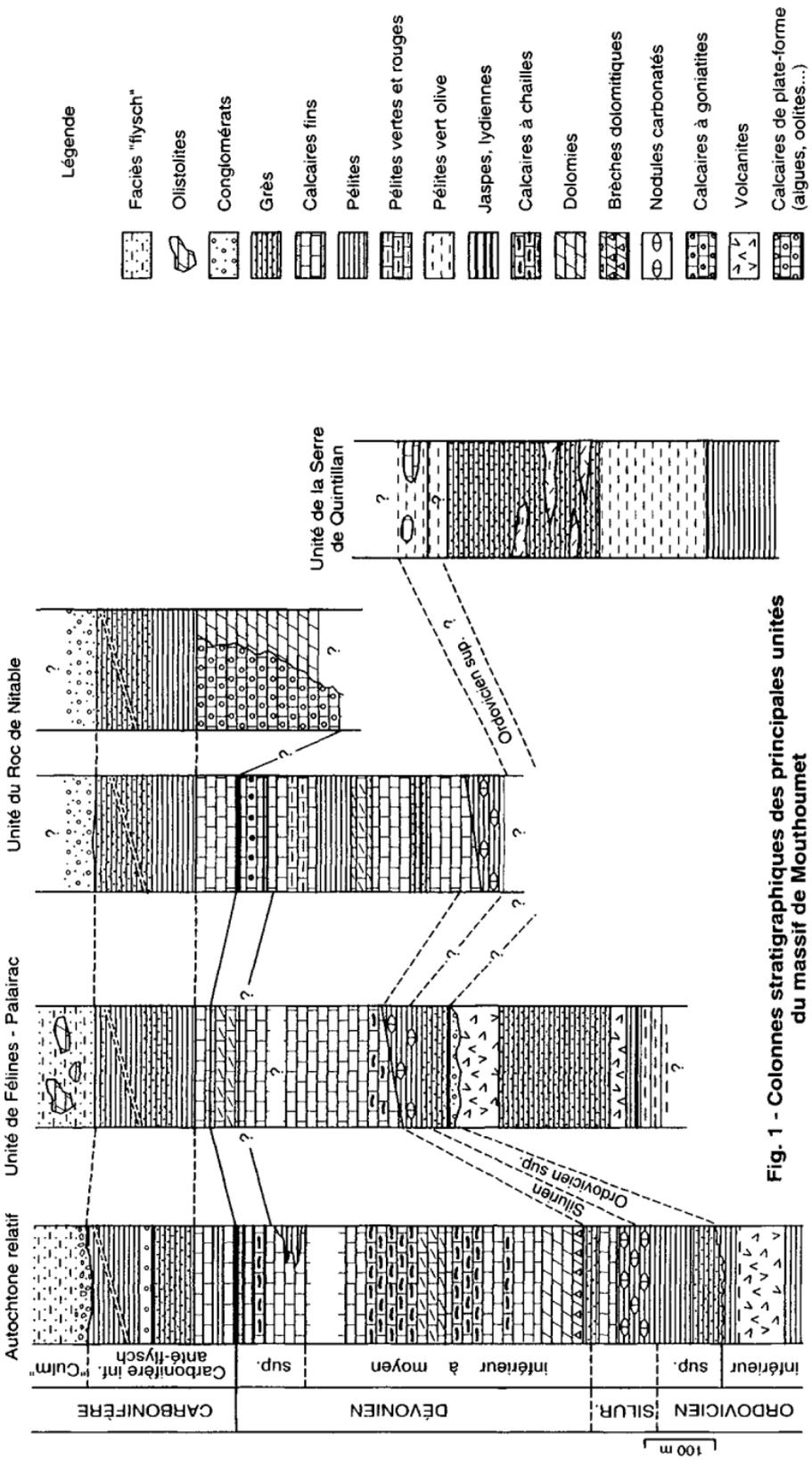
Celle-ci coïncide à peu près avec le début des phases compressives majeures de l'orogénèse pyrénéenne, et l'arrivée concomitante de la sédimentation molassique progressant, comme les déformations, du Sud vers le Nord entre l'Ilerdien supérieur et la fin de l'Éocène (ou début de l'Oligocène).

Au cours de l'Oligocène, la formation de petits fossés de type Paziols contrôlés par des failles normales, répond au régime distensif (rifting oligocène) qui s'exprime plus à l'Est par l'ouverture des bassins oligo-aquitainiens du Languedoc-golfe du Lion, et provoquera (au Miocène) la naissance de la Méditerranée occidentale et l'effondrement de l'axe Pyrénées-Provence.

#### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les contours géologiques de cette carte résultent du raccord et de la synthèse à l'échelle 1/50 000 de plusieurs levés originaux à l'échelle 1/10 000, 1/20 000 ou 1/25 000, effectués dans le cadre de diverses thèses proposées par les professeurs de différentes facultés des sciences.

Le levé du Paléozoïque du massif de Mouthoumet a été établi par G. Bessière dans le cadre d'une thèse d'État présentée en 1990 à l'université de Toulouse (laboratoire de géologie structurale et tectonophysique) ; pour les formations stéphaniennes, ont été réduits les levés de R. Cazetien.



**Fig. 1 - Colonnes stratigraphiques des principales unités du massif de Mouthoumet**

Pour les terrains de la majeure partie du Mésozoïque, il a été utilisé les levés accompagnant les mémoires des diplômés d'études supérieures ou de thèses de 3<sup>e</sup> cycle, présentées par P.C. de Graciansky (1960), J.M. Vila (1964), J. Bertrand-Sarfati (1964), J.P. Bouillin (1967), M. Fauzan (1965), P. Lespinasse (1964), D. Raymond (1964), M. Téfiani (1966) et J.P. Donnadiou (1973) à l'université de Paris ; ceux de P. Viallard (1963) et A. Kuhfuss (1981) de l'université de Toulouse et de F. Gadel (1966) de l'université de Montpellier.

Les levés du Crétacé moyen et supérieur de la zone sous-pyrénéenne ont été assurés par M. Bilotte en complément des travaux de sa thèse d'État présentée en 1985 à l'université de Toulouse.

Les terrains paléogènes ont été levés par J. Villatte et Y. Tambareau pour les formations marines et B. Crochet pour les formations continentales en 1989.

L'Oligocène du bassin de Paziols (avec la participation de M. Calvet et les datations des restes de rongeurs par J.P. Aguilar et J. Michaux) et les formations quaternaires ont été levés par M. Dubar en 1988-1990.

La présente notice explicative a été rédigée soit par les auteurs des levés eux-mêmes, soit en synthétisant les résultats des travaux anciens ou plus récents des divers auteurs de la carte ou d'auteurs cités en bibliographie. De nombreuses descriptions de terrains et listes faunistiques sont extraites des travaux précités sans qu'il soit toujours fait référence aux auteurs dans un souci d'allègement du texte.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *PRIMAIRE*

Sur la feuille Tuchan sont représentées les quatre unités tectoniques principales qui constituent l'architecture du massif paléozoïque de Mouthoumet. Définies à partir de données lithostratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques (Bessière, 1987 ; Bessière *et al.*, 1984), elles se sont superposées lors de l'orogénèse hercynienne. Se succèdent du Nord-Ouest de la feuille vers le Sud-Est : un autochtone relatif sur lequel reposent les unités allochtones du Roc de Nitable, de Félines-Palairac et de la Serre de Quintillan, de provenance septentrionale.

Si l'autochtone relatif n'occupe qu'une surface peu importante de cette feuille, en revanche les autres unités sont largement représentées (fig. 1).

## Ordovicien

Il est connu dans l'autochtone relatif (feuille Quillan) et dans les unités allochtones de Félines-Palairac et de la Serre de Quintillan (feuille Tuchan). L'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien supérieur sédimentaires sont identifiés paléontologiquement ; en revanche l'Ordovicien moyen n'a jamais pu être caractérisé.

### 01-2 ; 01-2G. Trémadoc-Aréniq. Pélites vertes, rouges ou grises ; grès dominants, microconglomérats

• **Unité de Félines-Palairac.** Bien représenté à l'Est de Villerouge dans le dôme du bois de l'Évêque, l'Ordovicien inférieur montre de bas en haut (route forestière du Sarrat des Bruges) :

– un ensemble détritique fin (01-2) constitué d'alternances de pélites et de grès fins de couleur gris verdâtre, puis violacé. Cet ensemble montre fréquemment un rubanement constitué par des alternances de lits phylliteux et de lits siliceux ; son épaisseur ne peut être précisée. Ces couches détritiques ont livré ponctuellement des acritarches datant le Trémadoc (Cocchio, 1981), avec entre autres *Micrhystridium nannacanthum*, *M. shinetonensis*, *Veryhachium minutum*, *Impluviculus lenticularis*, *I. cf. lenticularis*, *I. cleae* ;

– un ensemble volcanique rhyodacitique (cf. *infra* : ρα).

Une succession sensiblement analogue peut être observée sur la rive gauche du ruisseau de Marmairane où l'on a de bas en haut :

– des pélites à microrhythmes de couleur grise (50 m environ) ;

– des roches volcaniques (10 à 15 m) ;

– des pélites gréseuses de couleur grise (100 à 150 m) ;

– des roches volcaniques (50 m) (Durand-Delga et Gèze, 1956), qui affleurent largement vers le Sud où elles sont en contact tectonique soit avec l'Ordovicien supérieur, soit avec le Silurien.

Les couches finement détritiques, intercalées entre les deux niveaux volcaniques ont fourni une association d'acritarches d'âge trémadocien (déterm. S. Baudelot, Toulouse).

• **Unité de la Serre de Quintillan.** Représentée pour l'essentiel sur le territoire de la feuille, cette unité apparaît entre Ségure et Tuchan, constituée de deux ensembles détritiques superposés :

– un *ensemble inférieur* (au moins 100 m) de pélites schistosées et satinées de couleur verte, rouge ou lie-de-vin (01-2). Il s'agit en fait de fines alternances millimétriques à centimétriques, à pélites dominantes et grès où les colorations et le litage apparent, d'origine vraisemblablement tectonique, sont souvent obliques sur la stratification vraie. On y observe également des filons de quartz laiteux sécants sur la stratification.

Cet ensemble est bien représenté entre Ségure et Tuchan, à l'Ouest du bois de Mondern, entre Palairac et Ségure, ainsi que dans la partie la plus orientale de l'unité, aux environs du col d'Extrême.

Au ruisseau de Cardières, l'ensemble est surmonté par 10 à 150 m de pélites gris vert à vert olive à petits nodules (1 à 10 cm) de nature plus souvent gréseuse ;

– un *ensemble supérieur* (Pas Trincat, Rives du Moulin, bois de Ségure) bien stratifié, à dominante gréseuse, puissant d'au moins 150 à 200 m et couronné par un microconglomérat à éléments siliceux blanchâtres (versant sud de la Serre de Quintillan). Cet ensemble a été noté 01-2G.

À cet ensemble supérieur, peuvent être rattachés les faciès particuliers des environs de Laroque-de-Fa, visibles en particulier au Sud de Borde-Grande, sur le chemin des mines de barytine de Carcassès. Cette série comprend une succession de grès verts fins ou grossiers, de grès feldspathiques, de microconglomérats et de conglomérats à éléments feldspathiques dominants et débris lithiques. Localement viennent s'intercaler des passées de tufs ignimbrétiques dévitrifiés.

L'abondance des quartz volcaniques, de plagioclases et plus rares feldspaths alcalins, ainsi que la présence de débris lithiques et la fraîcheur des minéraux, suggèrent, dans une zone d'alimentation relativement proche, la présence de roches magmatiques acides (rhyolites, microgranites).

• **Âge.** À l'intérieur des ensembles inférieurs et supérieurs des associations d'acritarches (Baudelot et Bessière, 1975, 1977 ; Cocchio 1981, 1982) ont permis de caractériser l'Ordovicien inférieur (Trémadoc et Arénig).

Un doute subsiste cependant pour les faciès les plus inférieurs (pélites vertes ou lie-de-vin) surmontés par du Trémadoc certain : ils pourraient représenter un équivalent des couches à *Euloma* (base du Trémadoc) du versant sud de la Montagne noire, ou un terme plus ancien (Cambrien moyen-supérieur ?). Aucune faune n'a, jusqu'ici, permis de le préciser.

ρ $\alpha$ . **Volcanites acides.** Au sein de l'ensemble inférieur (01-2), la limite entre les pélites rouges et vertes est fréquemment soulignée par des affleurements de roches volcaniques très altérées, en filons ou sills de puissance métrique à plurimétrique, et comprenant :

- des roches de composition rhyolitique, localisées dans la partie sud de l'unité entre Tuchan au Sud et le col d'Extrême au Nord ;
- des roches à tendance dacitique au Nord du bassin de Ségure.

À cet égard, signalons que les fenêtres paléozoïques qui apparaissent au Sud-Est du Mouthoumet sous la nappe des Corbières, comportent des faciès détritiques à sills ou filons rhyolitiques très comparables à la série ordovicienne de l'unité de la Serre de Quintillan. Ces affleurements paraissent représenter un prolongement oriental de cette unité.

#### 05-6. Caradoc–Ashgill. Conglomérats, grès, pélites

• **Autochtone.** L'Ordovicien supérieur est bien représenté à l'Ouest du moulin de la Buade, le long de la D 40 venant de Termes, avec de beaux affleurements typiques du faciès « schistes troués » de l'Ashgill bien connu dans le domaine pyrénéen. L'Ordovicien supérieur constitue le cœur d'une structure anticlinale E-W dissymétrique ; on ne voit pas son soubassement. Par ailleurs, on n'y connaît pas de calcaires comme il en existe au Sud-Ouest de Montjoi.

Les termes les plus anciens visibles ici, les plus bas du point de vue géométrique, sont constitués par des grauwackes calcaireuses (20 à 30 m) de couleur rose à jaunâtre, rarement grisâtre, dont les surfaces de stratification sont fréquemment soulignées par des horizons riches en vacuoles emplies de matériel limoniteux pulvérulent. Ces couches renferment des restes et empreintes de fossiles de l'Ashgill, où A. Bresson (1908) cite à l'Ouest de Vignevieille, notamment, *Orthis actoniae*, *O. flabellatum*, *O. cf. verspertilio*, *Strophonema expansa*, *Echinospaerites cf. balticus*, *Strophostilus* nov. sp. *Chaetetes*, *Favosites*,...

Au-dessus, viennent 60 à 80 m de pélites vertes bien indurées, verdâtres à grisâtres à patine ocre, renfermant également des vacuoles de dissolution alignées suivant les plans de stratification.

En montant dans la série, ces vacuoles se raréfient en même temps que les restes organiques et l'on passe (aux environs du moulin de la Buade) à des pélites gris-bleu indurées puis à des pélites fissiles gris-bleu ou noires, très friables, qui pourraient déjà appartenir au Silurien.

• **Unité de Félines–Palairac.** Dans le dôme du bois de l'Évêque (Est de Villeroche), l'Ordovicien supérieur (50 à 70 m) débute par quelques mètres d'un microconglomérat à éléments siliceux, visible 150 m au Nord-Ouest de la source de Marmairane, et surmonté par des grès, puis par des pélites gréseuses de couleur grise.

Dans ces faciès détritiques, le quartz dominant est associé à quelques débris lithiques (grès surtout), des chlorites et des micas généralement orientés dans la stratification.

• **Unité de la Serre de Quintillan.** L'Ordovicien supérieur pourrait être représenté par des pélites gris-noir à noires, à patine ocre, à microrhythmes, parfois légèrement gréseuses et micacées. Ces pélites, associées localement à des bancs gréseux, sont intercalées d'horizons calcaires gris-noir, d'aspect lenticulaire, parfois en bancs centimétriques à décimétriques (coupe du col de Saint-Martin à l'Ouest de Davejean). Les relations géométriques de cet ensemble avec les terrains sous-jacents ne sont pas directement observables.

• **Âge.** Un âge ordovicien supérieur a été retenu sous toutes réserves pour cet ensemble par analogie de faciès entre les intercalations calcaires qu'il

comprend et celles bien datées de la vallée de l'Orbieu (Ordovicien supérieur). Dans les deux cas, ces calcaires biomicritiques sont riches en débris de crinoïdes, trilobites, bryozoaires, ostracodes tentaculites,... Toutefois, aucune faune déterminable n'a permis de le confirmer.

### Silurien-Dévonien basal

#### s-d1. Silurien-Lochkovien. Ampélites noires et bancs calcaires

• **Autochtone.** Le matériel silurien y est constitué, à la sortie ouest des tunnels de Termes, au Sud-Ouest des gorges de Terminet, par des « schistes » satinés, gris cendré à bleu-noir, se débitant en plaquettes mais dépourvus de calcaires. Ces couches, d'aspect monotone, ont livré des associations de graptolites attribués au Llandovery moyen à supérieur (Ovtrach, 1967 ; Centène et Sentou, 1975).

Localement, des faciès de pélites noires à nodules calcaires ont livré des conodontes du Gédinnien basal (Zone à Wodschmidt ; Centène et Sentou, 1975). Les faciès sont par ailleurs très voisins de ceux du Silurien moyen supérieur, datés en d'autres points du massif de Mouthoumet.

La puissance de l'ensemble pourrait être de l'ordre de 150 à 200 m.

• **Unité du Roc de Nitable.** Le Silurien-Dévonien basal forme une étroite bande d'orientation NW-SE entre Mouthoumet et la Serre de Termes, au contact entre cette unité et l'autochtone.

Il est représenté par 30 à 40 m d'alternances de marnes noires fréquemment gréseuses et de calcaires en bancs ou nodules. Des ostracodes et conodontes récoltés plus à l'Ouest (1/50 000 Quillan) datent l'ensemble du Silurien-Lochkovien. Ces fossiles sont souvent associés à des spongiaires, brachiopodes inarticulés et graptolites (Gaertner, 1937).

• **Unité de Félines-Palairac.** Le Silurien et le Dévonien basal de l'unité de Félines-Palairac affleurent largement à l'Ouest du Dévono-Carbonifère de cette unité, entre Villeroige au Nord et Maisons au Sud : entre Maisons et Cascastel, vers le Nord-Est, le Silurien forme une étroite bande d'orientation NW-SE, bordée au Nord-Ouest par le Dévono-Carbonifère de la même unité tandis que, vers le Sud-Est, elle est limitée par les terrains ordoviciens de l'unité de la Serre de Quintillan. Enfin, dans la région située entre Cascastel et Durban, les terrains siluriens affleurent largement autour de Villeneuve, notamment ; les affleurements les plus orientaux se situent d'une part au Nord-Est de Durban, d'autre part aux environs immédiats de Saint-Jean-de-Barrou.

Pas plus que dans les unités précédentes, en raison d'une lithologie uniforme et de l'absence de bonnes coupes, il n'est possible de reconstituer précisément une succession lithologique. Les faciès comprennent des

« schistes » noirs, avec localement des horizons à gypse, des niveaux à nodules calcaires, des calcaires en plaquettes.

Aux environs de Courtals, des « schistes » argileux souvent très tectonisés, à graptolites du sommet du Wenlock (*Monograptus priodon*, *Pristiograptus* gr. *dubius*) sont surmontés par des schistes à nodules calcaires aplatis, dont un horizon a livré une association de conodontes de la Zone à Eosteinhornensis, soit du Silurien supérieur. Ces nodules peuvent renfermer en outre des orthocères, des cardioles et des empreintes de graptolites.

Dans le secteur de Cascastel, des schistes noirs à gypse, nodules calcaires et calcaires en plaquettes ont livré des associations de graptolites du sommet du Llandovery ou base du Wenlock (*Monograptus priodon*, *Retiolites geinitzianus*) ainsi que du Ludlow supérieur (*Saetopograptus roemeri*, *S. chimaera*, *Pristiograptus dubius*), faune associée en général à des bivalves et orthocères.

À l'Est d'Albas, au Sud du Trias de la Serre de Ginoufré, les mêmes faciès sont rapportés pour l'essentiel au Ludlow sur la base des graptolites et des conodontes, ces derniers indiquant à la partie sommitale de l'ensemble la présence de Gédinnien basal (Zone à Wodschmidt).

À l'Ouest de Félines, en bordure de la D 613, on peut observer le passage Silurien/Dévonien au sein de la succession suivante :

- calcaires micritiques noirs noduleux à intercalations dolomitiques à conodontes du Silurien supérieur ;
- 5 m environ de schistes noirs à rares nodules calcaires gris-bleu ;
- 2 m de calcaires gris légèrement dolomitiques en bancs centimétriques, et conodontes de Gédinnien basal, Zone à Wodschmidt ;
- 10 m au moins de « schistes » noirs gréseux à intercalations de calcaire micritique en plaquette à nombreuses entroques.

## Dévonien

**Autochtone** (entre Termes et les tunnels plus à l'Ouest)

d2-3 ; d4-5. **Praguien–Emsien ; Eifélien–Givétien. Calcaires dolomitiques ; calcaires à chailles.** Le Dévonien inférieur-moyen est représenté par 300-350 m de calcaires fortement dolomitisés, surmontés par des calcaires à chailles gris-bleu, parfois rouges, à tentaculites, ostracodes et conodontes, qui caractérisent l'Eifélien moyen à supérieur et la partie supérieure du Givétien inférieur (Cygan, 1979).

d6-7. **Frasnien–Famennien. Calcaires gris.** Le Dévonien supérieur comprend 50 à 60 m de calcaire souvent noduleux gris bleuté à gris foncé, parfois à taches ocre ou roses, localement riches en nodules de pyrite et à intercalations pélitiques noires ou gris sombre. Les conodontes, associés à des tentaculites, ostracodes et ammonoïdés, caractérisent le Frasnien.

Plus haut, des calcaires gris à grain fin à intercalations de pélites noires contenant des ostracodes, ammonoïdés, trilobites et crinoïdes, sont datés par conodontes du Famennien.

### **Unité du Roc de Nitable**

**d2-5. Dévonien inférieur p.p. et moyen indifférencié.** Représenté par des calcaires micritiques souvent riches en tentaculites, à rares bancs de calcaires à entroques, puis par des calcaires micritiques légèrement dolomités, souvent argileux, de couleur rouge ou ocre, associés à des pélites rouges. Cet ensemble calcaire, parfois noduleux et riche en orthocères et goniatites, renferme de rares polypiers isolés.

Les conodontes indiquent la partie supérieure du Dévonien inférieur et la partie inférieure du Dévonien moyen.

Ces faciès du passage Dévonien inférieur/Dévonien moyen différencient nettement l'unité du Roc de Nitable des autres ensembles (autochtone, unité de Félines-Palairac) par leur richesse en orthocères et goniatites, et par l'absence de chailles.

**d6-7. Frasnien-Famennien. Calcaires.** Le Dévonien supérieur, peu épais (50 m environ), correspond à des calcaires micritiques ou microsparitiques localement noduleux ; à leur base s'intercalent des jaspes noirs ou gris à tentaculites (Sud-Ouest de Mouthoumet).

### **Unité de Félines-Palairac**

Le Dévonien constituant le soubassement du Carbonifère inférieur affleure dans trois secteurs principaux :

- entre Villeroque au Nord et Quintillan au Sud-Est, en une bande NE-SW de 1 à 2 km ;
- plus à l'Est, aux environs immédiats de Cascastel et Villeneuve ;
- entre le Montauch (Sud-Ouest) et le bois de Fourques (Nord-Est), au Sud-Est du Ruisseau de Marmairane où il constitue la vaste zone tabulaire (plateaux de Lacamp et du Prat de Labat notamment) qui domine la dépression de Palairac-Quintillan.

**d2-3, d2-5, d4-5. Dévonien inférieur et moyen.** Souvent désolidarisé de son substratum, et en contact anormal avec le Silurien ou l'Ordovicien, le Dévonien comprend des calcaires et dolomies très étirés à rares chailles, que l'on attribue par analogie de faciès au passage Dévonien inférieur/Dévonien moyen.

Au Dévonien moyen peuvent être attribués des calcaires blancs roses ou rouges, très riches en crinoïdes.

**d6-7. Frasnien–Famennien. Calcaires gris ou rouges à goniatites.**  
À l'Ouest de Quintillan, la série intensément dolomitisée comprend des calcaires micritiques où le Famennien a été ponctuellement identifié par des conodontes. Ces faciès abritent de nombreuses minéralisations (fer) qui ont fait l'objet de petites exploitations.

Le passage au Carbonifère, apparemment continu, ne peut être situé exactement en raison de la dolomitisation des assises calcaires.

À l'Est de Quintillan, le Dévonien supérieur présente des faciès très particuliers (Bessière et Cygan, 1977), avec de bas en haut :

– des lydiennes (10 à 13 m) noires ou gris cendré, à tentaculites ; elles sont associées à des pélites et des grès fins à moyens avec quelques intercalations de calcaires micritiques gris sombre, à patine marron. Ces calcaires renferment des tentaculites, des débris de trilobites et de crinoïdes, ainsi que des conodontes du Frasnien inférieur à moyen ;

– une brèche monogénique (4 à 5 m) à ciment marron et à éléments calcaires pluricentimétriques à décimétriques contenant des tentaculites, des ostracodes et des conodontes frasnien ;

– des calcaires (10 à 12 m) gris sombre à gris clair, à patine marron, intercalés de pélites calcareuses noires formant des lits millimétriques à décimétriques. Les calcaires contiennent des tentaculites (à la base), des ostracodes et des conodontes datant le Frasnien supérieur et le Famennien inférieur ;

– des calcaires noduleux (50 m), gris clair, parfois rougeâtres, à patine marron, associés localement à des calcaires dolomitiques vacuolaires. Ils contiennent des ostracodes et des conodontes du Famennien.

## Carbonifère

**h1-2. Tournaisien–Viséen supérieur. Jaspes, pélites, calcaires noduleux**

• **Autochtone.** Le Tournaisien (8 à 10 m) est constitué par des calcaires micritiques intercalés de niveaux de pélites et de jaspes noirs à nodules phosphatés (Est de Termes).

Au-dessus, le Viséen (50 m environ) est représenté par des calcaires micritiques gris, souvent noduleux, admettant des intercalations de jaspes noirs, gris ou verts et de minces niveaux de cinérites.

Les calcaires contiennent des conodontes, des ostracodes, des débris de trilobites et de crinoïdes, des spicules de spongiaires, des goniatites,...

• **Unité du Roc de Nitable.** Le Tournaisien, peu différent de celui de l'autochtone, comprend des calcaires fortement dolomitisés associés à des lydiennes à nodules phosphatés (Tournaisien moyen à supérieur).

Le Viséen est caractérisé par le développement, spécifique à cette unité, d'une puissante formation de calcaires de plate-forme, calcaires gris partiellement dolomités, à texture de wackestone, admettant vers la partie supérieure (chemin des mines de l'Espeout) des intercalations de calcaires bréchiques, des jaspes verts et des lits de cinérites. Ils sont couronnés par 5 à 6 m de jaspes vert jaunâtre, gris sombre ou rouge-marron en bancs centimétriques à décimétriques, précédant le flysch carbonifère.

Les calcaires contiennent des algues (girvanelles, dasycladacées, aoujgalidées) et des foraminifères d'âge viséen (Bessière et Perret, 1977).

Les faciès, qui n'existent *in situ* que dans l'unité du Roc du Nitable, ne sont présents dans les autres unités qu'en éléments remaniés ou resédimentés dans les faciès flysch. Ils correspondent à un dépôt essentiellement néritique développé à la partie externe du plateau continental, en limite de talus (fig. 2).

• **Unité de Félines-Palairac.** Peu différent de celui représenté dans l'autochtone, le Tournaisien-Viséen inférieur comprend (au Nord-Ouest du col d'En-Coulom par exemple) :

– 7 m de jaspes noirs à gris cendré, parfois clairs, localement rubéfiés et apparemment sans nodules phosphatés ni intercalations pélitiques ;

– 5 m de calcaires micritiques gris clair à patine claire, bien lités en bancs centimétriques à décimétriques. L'aspect noduleux plus ou moins marqué est souligné par des alignements de matériel phylliteux. Ces micrites, parfois argileuses, renferment des goniatites, calcisphères, ostracodes et trilobites, plus rarement des articles de crinoïdes et débris de lamellibranches. Elles ont livré des conodontes du Tournaisien supérieur à leur base et du Viséen moyen au sommet ;

– 4 m de jaspes finement lités généralement gris clair à microlits jaunes ou verdâtres et intercalations, vers la base, de pélitites marron ;

– 12 m de calcaire gris bleuté à patine claire grossièrement lité. Ces faciès micritiques renferment des calcisphères, des goniatites, de rares débris de lamellibranches et échinodermes et quelques fragments de trilobites, indiquant le Viséen supérieur.

À ces faciès biochimiques succèdent, de manière relativement brutale, sans faciès de transition, les dépôts détritiques de type flysch.

### h3. (Viséen terminal)-Namurien. Série détritique flyschöïde

• **Autochtone.** Le passage de la série carbonatée viséenne à la sédimentation détritique s'effectue de manière continue, sur quelques mètres, par l'intermédiaire de faciès noduleux puis à amandes calcaires qui enregistrent un enrichissement progressif en matériel terrigène.

À ces couches de transition succèdent 80 à 200 m de turbidites proximales à faciès alternants de grauwackes et pélitites à ichnofossiles. Vient ensuite un ensemble détritique à conglomérats grossiers (pebbly sandstones,

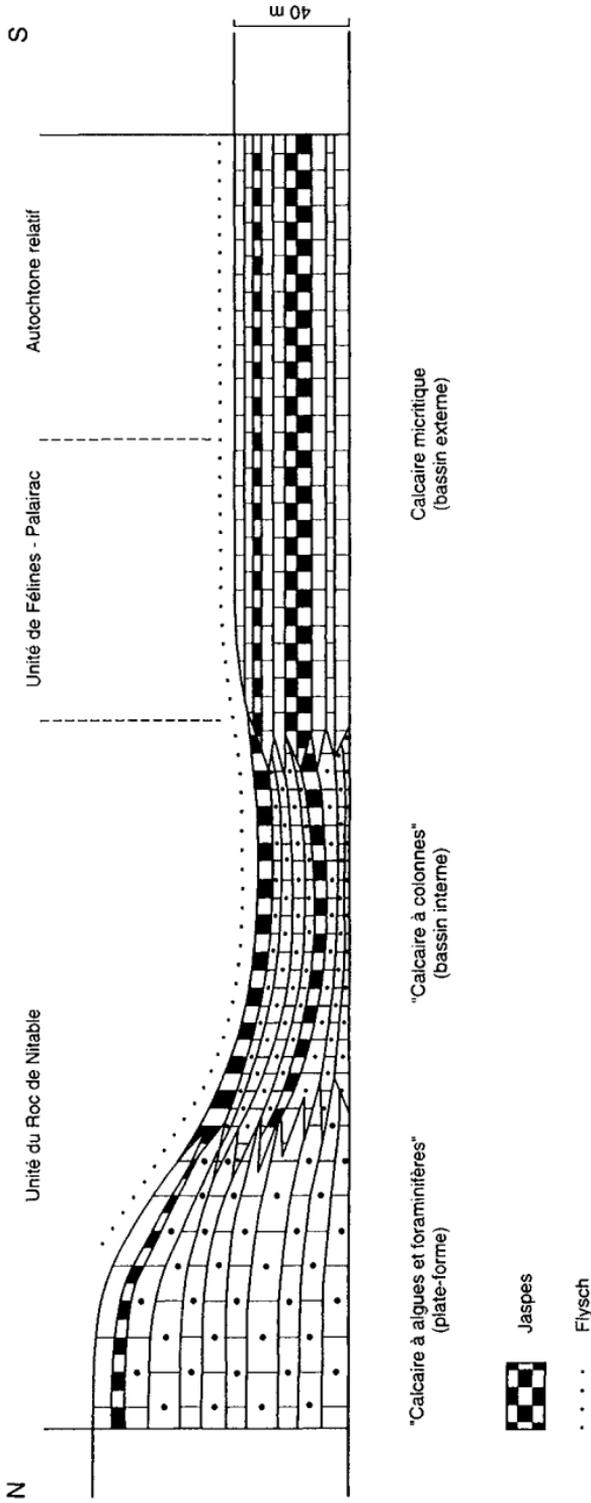


Fig. 2 - Reconstitution paléogéographique du Viséen carbonaté des principales unités du massif de Mouthoumet

pebbly mudstones) et grauwackes, organisés en séquences grano- et stratodécroissantes, à l'intérieur d'une mégaséquence grano- et strato-croissante.

La succession admet des intercalations de pélites marneuses plus ou moins carbonatées alternant avec des lits silteux localement affectés de slumpings.

La série se termine par une centaine de mètres d'alternances de conglomérats granoclassés et non granoclassés dont le « Conglomérat de Pont-d'Orbieu » (Schulze, 1982) entre Mouthoumet et Albières.

Les éléments de cette série à caractère flysch comprennent une majorité de calcaires dévoniens et viséens, avec des faciès rencontrés aussi bien dans l'autochtone que dans les unités allochtones. Sont représentés notamment, en éléments du flysch ou en blocs isolés : les calcaires de plate-forme viséens de l'unité du Roc de Nitable à algues et foraminifères, les calcaires à *Productus* ou les « calcaires à colonnes » de la même unité ; on peut citer en outre des jaspes noirs du Tournaisien, les jaspes clairs du Carbonifère inférieur, communs dans toutes les unités, et des grauwackes et conglomérats rappelant les faciès de l'unité du Roc de Nitable. Les éléments de roches volcaniques ou métamorphiques sont très rares, tandis que les minéraux de même origine, quartz, plagioclases, micas, chlorites sont assez communs.

Milieu de dépôt : les faciès sédimentaires correspondraient (Schulze, 1982) à un cône interne sous-marin où les faciès conglomératiques, notamment à la partie supérieure du flysch, représenteraient des remplissages de cheneaux ou canyons.

En résumé, la sédimentation biochimique est remplacée à la limite Viséen/Namurien par une sédimentation détritique turbidique du type flysch, à faciès de plus en plus grossiers, déposés dans un contexte de cône interne sous-marin.

• **Unité du Roc de Nitable.** La série détritique, concordante sur les carbonates et jaspes viséens, débute par une cinquantaine de mètres de turbidites proximales en petits bancs riches en pélites. Elle se poursuit par une puissante (200-300 m ?) accumulation de grauwackes granoclassées ou non, à passées de grauwackes à galets et plus rarement de conglomérats riches en matrice. Elle se termine par 40 m environ de conglomérats poly-géniques (région de l'Hermita).

Les éléments sont d'origine très variée mais, à la différence de l'autochtone, comprennent très peu d'éléments carbonatés. Les faciès sédimentaires siliceux sont abondants : jaspes variés, quartzites, grès, conglomérats siliceux et plus rarement grauwackes et microconglomérats. Les éléments d'origine métamorphique sont représentés par divers gneiss dont des paragneiss et surtout des orthogneiss granitiques et granodioritiques, et des micaschistes. Les roches volcaniques sont représentées par des rhyolites,

rhyodacites, dacites et andésites particulièrement dans les conglomérats sommitaux (l'Hermita).

L'origine des éléments métamorphiques, inconnus dans l'environnement immédiat, et des éléments volcaniques présents mais peu abondants dans certaines unités allochtones, doit être recherchée plus au Nord (en fonction du sens présumé N-S des apports), par exemple en Montagne noire (ou plus au Nord encore).

Le contexte sédimentaire correspondrait (Schulze, 1982) à un cône moyen sous-marin. La présence de *Nereites*, de *Palaeodictyon* et de terriers en « U » fournit des indications controversées quant à la bathymétrie du milieu de dépôt.

• **Unité de Félines-Palairac.** La série détritique flysch débute, comme dans les séries autochtones, vers la limite Viséen/Namurien, par des turbidites distales peu épaisses à pélites dominantes, et se poursuit par une puissante (500 à 1 000 m) accumulation où les faciès pélitiques s'intercalent progressivement d'épaisses séquences de grauwackes granoclassées. Au sein de la succession s'intercalent également des dépôts clastiques proximaux, riches en matériel carbonaté, grauwackes granoclassées ou non, plus rarement brèches, conglomérats (pebbly sandstones, pebbly mudstones) et olistolites sédimentaires.

Les éléments détritiques montrent une composition intermédiaire entre l'autochtone relatif et l'unité du Roc de Nitable, avec à la fois des éléments carbonatés (Dévonien, Viséen, Viséen de plate-forme) et des éléments siliceux (volcaniques, métamorphiques, sédimentaires). Quant aux blocs sédimentaires dont la taille varie du décimètre à l'hectomètre (olistolites sédimentaires), ils comprennent notamment dans la région de Félines, des calcaires étirés gris d'âge inconnu, des calcaires à coraux du Viséen supérieur, au Nord de Quintillan des calcaires à algues et foraminifères viséens ; plus à l'Est enfin, entre Albas et Cascastel, des séries dévoniennes ou dévono-carbonifères dissociées.

Le contexte sédimentaire est attribué (Schulze, 1982) à la bordure externe d'un cône profond. L'imbrication de faciès distaux et de faciès proximaux notamment à olistolites, témoignerait d'une situation en pied de talus.

La présence dans le flysch (au Sud du col de Couise) de blocs de calcaire à coraux et algues d'âge serpoukhovien basal, permet de situer assez précisément le début de la sédimentation détritique au Namurien basal.

v<sup>1</sup>. **Lamprophyre (« minette ») de Termes.** Ce filon constitue la seule roche intrusive incontestable du massif de Mouthoumet, et même du flanc sud de la Montagne noire. Il traverse, près du village de Termes, la partie haute de l'ensemble de calcaires dévoniens de la Serre de Costéraste, autochtone relatif du massif. Ces assises, dont l'épaisseur doit dépasser

500 m, sont globalement inclinées vers le Sud-Est avec un pendage moyen.

La roche noirâtre, visible sur le bord ouest de la route, se trouve à environ 50 m de la culée nord-ouest du petit pont sur le ruisseau de Termes. La largeur du filon est d'environ 10 m en ce point, mais ses prolongements ne sont pas observables, du fait de la forte inclinaison des versants boisés. L'éponte nord, subverticale, est orientée N150. L'éponte sud (N130 à 140), également subverticale, montre un broyage avec recristallisation de calcite, indiquant un rejeu tectonique. Sur toute son épaisseur, le type pétrographique macroscopique du filon apparaît analogue ; l'observation pétrographique au microscope indique que le matériel n'a pas subi de déformation sensible postérieurement à sa mise en place.

L'âge à  $320 \pm 4$  Ma obtenu par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur biotite du filon de Termes correspond au Namurien inférieur (Durand-Delga *et al.*, à paraître).

En conséquence, cet âge fournit une précieuse indication sur la chronologie de mise en place des nappes. La tectonique de nappes, considérée comme « majeure », du massif du Mouthoumet se serait donc réalisée entre le dépôt du flysch, au Namurien basal, et la mise en place du filon, de lamprophyre, c'est-à-dire dans un créneau compris entre environ 316 et 324 Ma.

$\mu\eta$ . **Microdiorite de Ségure.** En bordure du bassin de Ségure affleure, sous le château du même nom, un dyke de roche microgrenue verdâtre et très altérée, définie (Bixel, 1984) comme microdiorite quartzique. La texture est microgrenue porphyrique, à phénocristaux de plagioclase, de biotite et d'amphibole (magnésio-hornblende). La roche contient en outre des enclaves de grès et des cristaux de quartz exogènes à auréoles coronitiques d'amphibole. La composition serait calco-alkaline à subalkaline. Cette composition, l'orientation du dyke conformes aux bordures du bassin de Ségure et l'absence de schistosité, ont incité certains auteurs, dont F. Bixel, à l'attribuer au Stéphanien.

Le **Stéphanien moyen** est connu au sein de quatre petits bassins limniques, d'importance inégale, situés dans la partie orientale du massif de Mouthoumet, entre Tuchan au Sud-Ouest et Durban au Nord-Est. Ces bassins, à substratum sédimentaire d'âge ordovicien inférieur, sont ceux de Ségure, Donneuve, Taulepette et Durban.

R. Cazetien (1982) a reconnu dans le bassin de Ségure, qui présente la succession la plus complète, l'existence de plusieurs mégaséquences avec, de la base au sommet, les formations suivantes.

h5b1. **Série basale : grès, conglomérats (25 à 30 m).** Discordante sur l'Ordovicien inférieur et granodécroissante dans son ensemble, elle débute par des conglomérats à éléments de schistes rouges et verts de l'Ordovicien inférieur. Au-dessus viennent des grès grossiers (clairs à la base) passant progressivement vers le haut à des tufs pyroclastiques très fins, blancs, alternant avec des brèches tuffoïdes. La série basale, intercalée par endroits de passées de silts charbonneux, présente à nouveau à sa partie supérieure des grès contenant une flore.

h5b2. **Série blanche : tufs pyroclastiques (50 à 100 m).** Concordante avec la série basale et granocroissante, elle est formée de tufs pyroclastiques de couleur claire (blanc à ocre pâle), contenant des bancs de « lydites » (Ovtracht, 1963) et des fragments de bois silicifiés. Dans les derniers mètres de la série blanche, les tufs deviendraient plus basiques.

Les faciès volcaniques de la série blanche correspondent à des éruptions de style explosif à tufs soudés ou ignimbrites et tufs accréionnés cinéritiques, faciès accompagnant en général les nuées ardentes. Ces roches à texture hyaloclastique porphyrique et vésiculaire, renferment des enclaves exogènes (grès, andésites) et montrent une composition dacitique, à plagioclase albitisé et rare biotite.

h5b3. **Série verte : basaltes à olivine (15 à 30 m).** Concordante avec les tufs pyroclastiques de la série blanche, elle comprend six coulées de lave successives et superposées. La cinquième coulée (moitié sud du bassin de Ségure) présente les apparences de pillow lavas.

Les roches de la série verte correspondent à des andésites vésiculaires et présentent localement des structures en pillow lavas. La texture est finement porphyrique, à phénocristaux de plagioclase (An 25) et de probables amphiboles (ou orthopyroxènes) pseudomorphosés en agrégats de quartz grenu.

h5b4. **Série houillère : grès, silts, couches charbonneuses (50 m).** Concordante avec les laves et les tufs de la série blanche, elle débute par une séquence gréseuse (grès riche en débris volcaniques fins et grossiers, passant latéralement à des conglomérats) de type fluvio-torrentiel et granodécroissante. Vers le haut, elle passe à des alternances de silts (intercalés de trois couches charbonneuses, la deuxième est encadrée à la base et au sommet par des lits de cinérites) et de grès fins contenant une flore du Stéphanien inférieur à moyen (Ovtracht, 1963).

h5b5. **Série du Pech Sec : conglomérats (60 m environ).** En discordance cartographique sur la série houillère qu'elle ravine, elle est essentiellement représentée par des conglomérats et des poudingues.

À Taulepette et Donneuve, seules sont connues à l'affleurement la série basale très réduite, et la série blanche qui la surmonte. À Durban, il en est de même mais la série basale y est mieux exprimée.

## SECONDAIRE

Les terrains mésozoïques présentés sur le territoire de la feuille correspondent d'une part à la couverture normale autochtone du massif de Mouthoumet (au Sud-Ouest de la feuille), d'autre part, au Sud et à l'Est de celle-ci, aux unités allochtones nord-pyrénéennes et à la nappe des Corbières orientales.

### (Permien ?)-Trias

Dans cet ensemble, qui correspond pour l'essentiel au Trias, sont inclus dans les faciès rouges de base des couches probablement permienues que les conditions d'observation ne permettent pas de distinguer avec certitude.

L'ensemble surmonte en discordance les terrains paléozoïques du Mouthoumet ou, le plus souvent, constitue la semelle tectonisée et désorganisée des chevauchements du front nord-pyrénéen et de la nappe des Corbières.

Cette série est classiquement subdivisée en :

- une zone rouge marno-gréseuse et conglomératique, incluant éventuellement des couches permienues ;
- une zone jaune, marno-dolomitique à calcaires vermiculés, attribuée au Trias moyen ;
- des marnes bariolées gypsifères à quartz bipyramidés, correspondant au Trias supérieur (Keuper).

**rt. Trias inférieur (Permien ?). Couches rouges marno-gréseuses et conglomératiques.** Au Nord de Tuchan, sur la face est du puy de Lagardie, la série comprend (P.C. de Graciansky) 15 m environ d'alternances de conglomérats siliceux rouge orangé, de grès rouges et de marnolites rouges à lie-de-vin, finement séréciteuses, qui pourraient représenter le permien sommital. On attribue au Trias inférieur une alternance (environ 10 m) de grès et marnolites rouges et un conglomérat rouge à ciment grésido-dolomitique et gros galets de quartz et lydiennes.

À l'Est de Tuchan, la « zone rouge », avec des faciès marno-gréseux et conglomératiques, avoisine également 25 m.

Près de Durban, l'ensemble, violemment discordant sur le Stéphanien, est constitué d'un poudingue à ciment gréseux rouge à gros galets de quartz laitex et intercalations de pélites gréseuses rouges (5 m environ ?).

Dans la région de Massac-Dernacueillette-Montgaillard, l'ensemble rouge, regroupé cartographiquement avec le Trias moyen, comprend une quinzaine de mètres de conglomérats rouges, de marnes feuilletées parfois grumeleuses et de marnes bariolées (rouge, gris, jaune) à quartz détritiques et lydiennes.

**tm. Trias moyen. Couches jaunes calcaréo-dolomitiques.** Dans la coupe du puy de Lagardie, à Tuchan, le Trias moyen comprend :

- 1 m de « schistes » rouges et conglomérats jaunes ;
- 7 m de marnes dolomitiques blanches ou ocre et dolomies rognonneuses ;
- 6 m de calcaires dolomitiques gris jaunâtre ;
- 1 m de calcaire vermiculé gris bleuâtre à zones siliceuses.

La coupe de la combe de la Coste (1 km au Nord-Ouest de Dernacueillette) montre, au-dessus des dolomies dévoniennes :

- un encroûtement ferrugineux ;
- un horizon conglomératique à éléments centimétriques (à grains de caliches remaniés) ;
- 4 m de marnes palustres à intercalations de calcaire noir à empreintes de végétaux charbonneux ;
- 3 m de marnes litées à géodes de calcite.

Les marnes palustres ont livré (Lucas *et al.*, 1982) une association sporopollinique indiquant une appartenance probable à l'Anisien.

Au Sud de Dernacueillette, sur le chemin de la bergerie de Canoles, repose, sur le Silurien schisteux, un ensemble détritique d'une vingtaine de mètres, à marnes, grès, conglomérats et brèches dolomitiques, admettant vers son sommet une intercalation de tufs rhyodacitiques proche des faciès pyroclastiques connus dans le Trias inférieur des Pyrénées orientales.

Cette assise détritique (Anisien ?) est presque partout surmontée par un complexe carbonaté pluridécamétrique à dolomies jaunes ou grises, parfois en plaquettes, à tendances stromatolitiques et à rares silex.

Près de Padern et Tuchan, ces dolomies passent partiellement à des calcaires vermiculés à microfaune de foraminifères benthiques indiquant le (Ladino ?)-Carnien, avec (Peybernès et Lucas, 1988 ; Frechengues, inédit) : *Frondicularia woodwardi* auct., *Aulotortus praegaschei*, *A. tumidus*, *A. tenuis*, *Triadodiscus eomesozoicus*, *Trocholina porcera*, *Endothyranella wirzi*, etc.

À l'Est de la feuille, on retrouve une « zone jaune » marno-dolomitique d'une dizaine de mètres de puissance, qui comprend, au-dessus des marnes jaunes, une barre régulière de 6 à 7 m de calcaires vermiculés dont la faune (Barrabé, 1931) indique le Trias moyen (Muschelkalk).

Les marnes bariolées (cf. *infra*) qui constituent le niveau de décollement de la nappe des Corbières orientales, englobent ou supportent de nombreuses écailles de calcaires vermiculés ou plus rarement de niveaux marno-dolomitiques attribuables au Trias moyen carbonaté.

**t7-8. Carnien-Norien. Marnes bariolées à évaporites, dolomies.** Le Trias supérieur est essentiellement représenté par des marnes irisées versicolores, blanchâtres, jaunes, verdâtres ou lie-de-vin, à rares intercalations de dolomies noires ou de cargneules. Elles sont caractérisées par la présence parfois massive de gypse fibreux gris ou vert et d'anhydrite, ainsi que par l'abondance de cristaux bipyramidés de quartz de néoformation, de taille millimétrique à centimétrique.

Ces marnes sont injectées dans la partie orientale de la feuille entre Villesèque-des-Corbières et Saint-Jean-de-Barrou, par de petits amas de roche éruptive bleu-vert à brun, à composition de spilite (Azambre, 1967) (ophite : t7-9 (1)).

En raison du comportement particulièrement plastique de l'association marnes-évaporites, ces faciès sommitaux du Trias ont constitué un niveau préférentiel de décollement dans la tectonique tangentielle du front nord-pyrénéen et de la nappe des Corbières orientales. La formation, emballant des fragments désorganisés des faciès dolomitiques ou calcaires (Trias moyen) sous-jacents, s'est trouvée entraînée et injectée en style diapirique dans les contacts anormaux ou les zones de faiblesse des masses chevauchantes. La puissance, extrêmement variable, et l'organisation cahotique observée dans ce contexte, n'ont donc que peu à voir avec la géométrie initiale du dépôt.

**t9. Rhétien. Calcaires gréseux, dolomies et marnes feuilletées.** Dans la vallée de la Berre, au Sud de Ripaud, J.M. Vila (1964) a noté la succession suivante : calcaires gréseux jaunes à intercalations marneuses, grès jaunes avec des bancs à gros grains de quartz blancs roulés, calcaires en plaquettes, un niveau de calcaires, lumachelles à *Avicula contorta* et *Paleocardita* sp., des calcaires en plaquettes jaunes à intercalations de gros bancs de calcaire bleu oolitique à microfaune abondante (*Ammovertella* sp., *Glomospira* sp.).

Dans la région de Durban, au Nord (Serre Nègre, le Viala) et à l'Ouest (versant méridional du massif de la Pinède), le Rhétien est représenté, d'après P. Viillard (1963), par des marnes feuilletées vertes et rouges,

surmontées d'un ensemble de calcaires argileux jaunâtres en bancs minces, des calcaires dolomitiques jaunâtres en gros bancs parfois bréchiques, renfermant des gros grains de quartz, et dans lesquels s'intercalent des bancs de calcaire gris-bleu lumachellique (40 à 70 m).

Au Sud de Fraissé-des-Corbières (colline de Garabel), on peut observer à la base du chevauchement de la nappe des Corbières orientales, reposant en contact anormal sur les marnes jaunes et rouges du Keuper, des bancs de dolomies cargneulisées jaunes et brunes surmontées de calcaires gréseux à gros grains de quartz.

Dans la terminaison orientale du chaînon de Galamus (Graciansky, 1964), le Rhétien est étiré et réduit à quelques lentilles de pélites vert clair ou roses et de dolomies sableuses. Le long du chemin de Padern aux bergeries de Témézou, on a la succession suivante : dolomies jaunes, bréchi-ques, parfois sableuses, localement à dragées de quartz (3 m) ; calcaire oolitique à cassure sombre (0,1 m) ; dolomies argileuses en plaquettes (2 m) ; calcaires microcristallins homogènes, puis rubanés avec quelques interlits marno-noduleux (4 m) ; calcaires scoriacés roses et jaunes (10 m).

## Jurassique

**11-2. Hettangien. Dolomies, calcaires, marnes.** Dans la région de Durban-Corbières, l'étage constitue une série essentiellement dolomitique comprenant successivement : des dolomies microcristallines grises ou brunes, ou cargneulisées et bréchoïdes à stratification non visible, des dolomies calcareuses beiges à gris clair à intercalations de marnes grises ou gris-vert et qui se débitent en petits prismes, et au sommet, des dolomies grises ou jaunâtres à stratification bien visible. Les épaisseurs peuvent varier considérablement (20 à 100 m).

À Fraissé-des-Corbières, l'Hettangien est caractérisé par des calcaires vacuolaires gris à patine jaunâtre, présentant des niveaux de brèches sédimentaires à éléments de calcaires gris ou roses, suivis d'une épaisse série de dolomies grises.

Dans le chaînon de Galamus, la série est représentée par une dolomie massive microcristalline beige ou grise de patine sombre, des calcaires et dolomies vacuolaires à patine jaune et des brèches sédimentaires à éléments calcaires et dolomitiques très broyés (100 à 120 m).

**13. Sinémurien inférieur. Calcaires gris lités** (environ 10-20 m). Uniquement distingué à l'Est de Fraissé-des-Corbières, le Sinémurien inférieur est représenté (colline de Garabel) par des calcaires gris-noir bien lités en bancs métriques à patine gris jaunâtre, et par des calcaires sub-lithographiques à patine claire.

14. **Sinémurien supérieur. Calcaires gréseux à silex.** Dans le même secteur, on attribue au Sinémurien supérieur (Lotharingien) une vingtaine de mètres de calcaires massifs à petits grains de quartz automorphes néoformés, à silex rubanés et à tests de lamellibranches épigénisés en silice. On connaît également des horizons de calcaire oolitique.

15. **Carixien. Calcaires argileux et marnes feuilletées.** Seulement distingué dans le secteur de la colline de Garabel, le Carixien comprend des bancs décimétriques de calcaires argileux à pâte fine gris-bleu, à patine jaunâtre, intercalés de minces niveaux de marnes feuilletées.

Cette série, peu épaisse (8 à 10 m), est riche en bélemnites, petits pectinidés et grands exemplaires de *Lytoceras cornucopiae*.

13-5. **Lias calcaire indifférencié.** Dans la région de Durban-Corbières, puissant (80 à 100 m) ensemble de calcaires massifs micrograveleux, à zones rousses silicifiées, à calcaires oolitiques et calcarénites à grains de quartz fins ou moyens.

Dans le chaînon de Galamus, au Roc de la Gourine, la succession comprend (Graciansky, 1964) :

- des alternances de dolomies argileuses gris clair rubanées et de calcaires microcristallins en dalles (6 m) ;
- des calcaires microcristallins gris-bleu à interlits nodulo-argileux (10 m) ;
- des calcaires massifs gris-rose ou ocre clair, parfois rubanés, avec fréquentes sections de lamellibranches et brachiopodes (15 m) ;
- des calcaires sombres microcristallins à quartz et muscovite ;
- des calcaires graveleux parfois oolitiques à débris d'échinodermes (pentacrines), à passées de petits quartz noirs authigènes (30 m) ;
- des alternances de calcaires argileux légèrement dolomitiques en plaquettes et de calcaires gris-bleu en petits bancs (3 m).

16-jo. **Domérien-Aalénien. Marnes grises (Lias marneux).** Ensemble de 100 m environ à faciès dominant de marnes gris sombre déterminant dans la morphologie des zones déprimées. Impliqué dans la tectonique tangentielle, cet ensemble se trouve fréquemment réduit, incomplet ou écaillé.

À Fraissié-des-Corbières, la succession comprend :

- **Domérien** : 30 m de marnes noires et 5 m de marnes intercalées de calcaires gréseux roux à *Pseudopecten aequivalvis*, bélemnites, brachiopodes ;
- **Toarcién** : 40 m de marnes gris brunâtre, jaunâtres au sommet, à intercalations de bancs marno-gréseux et faune abondante (*Hildoceras bifrons*, *Harpoceras*, *Lytoceras*,...)

– **Aalénien** : 45 m de marnes jaunâtres à *Gryphea sublobata* et intercalations de calcaires en plaquettes parfois lumachelliques.

Dans le chaînon de Galamus, à Villarzel, la série, plus réduite, comprend :

– **Domérien** : 4 m environ de calcaires nodulo-argileux gris-bleu à patine rousse, à fins interlits argileux et accidents siliceux ;

– **Toarcien** : 40 m de marnes schisteuses plissotées et sériciteuses gris sombre à peu près azoïques ;

– **Aalénien** : 2 m de grès à ciment calcaire et ferrugineux, à polypiers, gastéropodes et lamellibranches.

**j1. Bajocien. Calcaires noirs.** Le Bajocien est en général représenté par des calcaires graveleux noirs, des calcaires gris-bleu en bancs métriques avec lentilles dolomitiques et niveaux à chailles.

Dans la combe de Laval, au Sud de Saint-Jean-de-Barrou, J. Bertrand-Sarfati (1964) décrit la succession suivante de bas en haut :

– calcaires silicifiés noirs en petits bancs à interlits marneux ou dolomitiques à *Ammodiscus* ;

– calcaires massifs noirs à débit parallépipédique ;

– dolomies noires en petits bancs devenant progressivement ocre ou roux ;

– calcaires brun-jaune à débit en plaquettes ou massifs à cassure noire, à débris de lamellibranches et entroques ;

– calcaires en gros bancs, jaune-gris, pisolithiques, graveleux ou oolitiques, avec chailles et éléments détritiques à la partie supérieure.

**j2D, j2C, j2-6D. Bathonien (et Callovo-Oxfordien ?). Dolomies noires dominantes et calcaires.** Ensemble puissant de 100 m environ à faciès dominant de dolomies sombres.

À l'Est de Fraissé-des-Corbières, sur la bordure ouest du massif, au Pied-du-Poul (Leucate à 1/50 000), la série comprend :

– un premier ensemble de **dolomies cristallines noires** (j2D) fétides, bien litées à la base puis massives, souvent recoupées de filonnets de calcite, et d'aspect ruiniforme ;

– un second ensemble, puissant de 15 m, de **calcaires gris-noir** (j2C), fins bien lités, à patine claire et à débris d'ostracodes. Le faciès passe localement à une brèche à éléments de dolomie noire ;

– un troisième ensemble (30-40 m) de **dolomies noires** (j2-6D) massives à grain fin.

Dans la Combe de Laval, on relève également (Bertrand-Sarfati, 1964) deux ensembles de dolomie noire séparés par quelques bancs calcaires absorbés vers l'Ouest par la dolomitisation.

À la terminaison orientale du chaînon de Galamus, se retrouvent les mêmes faciès de dolomie noire fétide, souvent regroupés avec les niveaux bajociens (j1-2).

L'ensemble dolomitique supérieur (j2-6D), traditionnellement attribué au Bathonien, pourrait en fait recouvrir une partie du Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien), comme le suggère la faune kimméridgienne livrée par les assises immédiatement sus-jacentes.

**j7-9. Kimméridgien–Tithonien (Berriasien ?). Calcaires fins ou graveleux.** Ensemble de 200 m environ de calcaires massifs clairs, relativement homogènes.

À l'Est de Durban-Corbières, dans le massif du Pied-du-Poul, il comprend :

- des calcaires sombres graveleux, à ciment microcristallin, admettant des passages de dolomie cristalline et renfermant des algues et des foraminifères : *Salpingoporella annulata*, *Campbeliella striata*, *Clypeina jurassica*, *Kurnubia palastiniensis* ;
- des calcaires en plaquettes et calcaires feuilletés en bancs centimétriques noirs, à patine claire, dépourvus de microfaune (30 m) ;
- des calcaires graveleux à patine blanche, massifs ou en gros bancs, à coprolites de crustacés, algues et foraminifères : *Cylindroporella* sp., *Heteroporella lemmensis*, *Anchispirocyclina lusitanica*.

La microfaune du premier ensemble caractérise le Kimméridgien tandis que *A. lusitanica* indique le Tithonien.

La série se poursuit avec :

- des brèches polygéniques à éléments de calcaires sombres ou clairs et de dolomie noire empruntés aux formations sous-jacentes ;
- des calcaires blancs fins, massifs en bancs épais, à surfaces très lapiazées et à passées graveleuses, et riches en organismes, avec des trocholines (*T. alpina*, *T. elongata*), des algues dasycladacées (*Clypeina jurassica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*) et des calpionelles (*C. alpina*, *Crassicularia parvula*). Cette association correspond au passage Jurassique/ Crétacé et, suivant les auteurs, ces derniers horizons sont attribués soit au Tithonien terminal, soit au Berriasien inférieur.

À l'Estron-la-Vieille, J. Bertrand-Sarfati (1964) a décrit une coupe analogue avec la succession suivante : calcaires beiges à coprolites de crustacés, calcaires lithographiques beiges à ostracodes, calcaires lithographiques pseudo-varvés, calcaires lithographiques à nodules en gros bancs, calcaires détritiques, calcaires massifs beiges à *Iberina lusitanica* et *Pseudocyclamina jaccardi*, et calcaires micrograveleux alternant avec des dolomies, brèche polygénique et polychrome. Des coupes similaires ont été faites dans la combe de la Doutine, dans la combe de Lauret et sur le versant sud-est du massif de Montoulié de Périllou.

Dans la partie orientale du chaînon de Galamus, on retrouve des faciès calcaires à *Pseudocyclamina jaccardi* du Kimméridgien et des calcaires en plaquettes à *Anchispirocyclina lusitanica* et *Cylindroporella* sp. du Tithonien, puis 30 m de brèches surmontées de 70 m de calcaires massifs clairs avec à la base des calcaires à algues contenant *Clypeina jurassica*.

• **Brèches intraformationnelles** (j7-9|21). Les brèches calcaires fréquemment observées dans les Pyrénées et les Corbières, à la limite du Jurassique et du Crétacé, ont fait l'objet de très nombreuses discussions sur l'existence de différents types, leur âge et leur origine.

Sur le territoire de la feuille Tuchan, il a été reconnu, entre autres, une brèche polygénique carbonatée, très compacte et massive, interstratifiée dans le Jurassique supérieur. Elle est constituée d'éléments très anguleux noyés dans un ciment de calcaire cristallin ; les éléments remaniés appartiennent aux séries carbonatées du Dogger ou du Tithonien : calcaires oolitiques, dolomie noire, calcaires graveleux sombres, calcaires blancs microcristallins. Le ciment peut être clair ou au contraire très rubéfié. Le plus souvent surmontée par les calcaires massifs clairs à *Calpionella alpina*, cette brèche intraformationnelle, plus ou moins karstifiée ultérieurement, se situe entre le Kimméridgien et le Tithonien supérieur.

## Crétacé

### Crétacé inférieur

n1. **Berriasien. Calcaires roux en plaquettes et marno-calcaires.** Cet étage, épais seulement d'une trentaine de mètres, est pratiquement toujours présent à la limite des dépôts calcaires du Jurassique et du Crétacé. Constitué par des terrains relativement tendres, il forme une combe facilement repérable dans la morphologie et fort utile pour distinguer les deux ensembles de calcaires blancs massifs qui l'encadrent. Cette formation de patine jaune à rousse, est composée de calcaires lithographiques en plaquettes, de marnes gréseuses feuilletées noires, souvent teintées par de la limonite, et de calcaires argileux roux à gravelles, oolites ferrugineuses et grains de glauconie.

Ces niveaux contiennent de nombreux débris de tests d'huîtres, d'échinodermes et d'ostracodes, des foraminifères : *Trocholina alpina*, *T. elongata*, *Pseudocyclamina lituus*, *Feurtillia frequens* et *Choffatella pyrenaica*, des algues : *Salpingoporella annulata*, *Likanella campanensis*, *Macroporella embergeri*, *Clypeina solkani*. D'après ces organismes, les marno-calcaires roux représenteraient le Berriasien moyen et supérieur, ainsi que l'extrême base du Valanginien.

**n2-5a. Valanginien à Bédoulien inférieur. Calcaires blancs à rudistes et orbitolinidés.** Il s'agit d'un ensemble lithologique assez homogène de calcaires en gros bancs massifs à patine blanche (Urgonien inférieur) qui s'étend sur plusieurs étages géologiques (du Valanginien à l'Aptien inférieur) difficiles à distinguer cartographiquement. La partie inférieure présente des bancs calcaires à cassure grise, des passées de dolomies gris-noir et des niveaux de calcaires brun-roux à rudistes. La partie supérieure, plus compacte, est formée de calcaires récifaux très blancs de faciès urgonien typique, caractérisés par la prolifération de rudistes de grande taille.

Seuls les microorganismes permettent d'établir une chronostratigraphie. Ainsi, dans le chaînon de Galamus, il a été distingué (Jaffrezo, 1980) des calcaires à *Valdanchella miliani*, *Pfenderina neocomiensis*, *Pseudotextularia salevensis* (Valanginien), puis des calcaires jaunes oolitiques et ferrugineux riches en bryozoaires, passant latéralement à des faciès urgoniens. Ils sont surmontés par des calcaires à orbitolinidés : *Paracoskinolina sunnilandensis*, *P. pertenuis*, *Palaeodictyoconus barremianus* et à dasycladacées : *Montenegrella corbarica*, *Salpingoporella genevensis*, *Likanella danilovae*, *Heteroporella? paucicalcareia*. Enfin, la série se termine par des calcaires à *Palorbitolina lenticularis* (Bédoulien inférieur).

L'épaisseur globale de cette série calcaire est assez variable : de l'ordre de 100 m dans la région du château de Quéribus, elle est de l'ordre de 200 m dans la région d'Opoul-Perillos et peut atteindre 400 m dans la Serre de Tautavel.

**nsb. Bédoulien supérieur. Marnes jaunes et marno-calcaires.** Sur les calcaires récifaux précédents, terminés par un hardground ferrugineux, reposent des marnes grises ou noires et des calcaires argileux gris parfois roux ou jaunes. Cette formation, épaisse d'une centaine de mètres, est très fossilifère et présente de rapides variations de faciès. Les marnes et calcaires marno-gréseux noirs peuvent passer vers le Nord à des marnes jaunes ou rougeâtres à intercalations de calcaires jaunes.

Près du château d'Opoul, on observe la succession :

- marnes gris-noir très feuilletées à nodules pyriteux (10 m) ;
- marnes grises avec apparition de nodules de calcaire fin, calcaires beige-jaune à nodules renfermant pectens, gryphées, orbitolines, *Toxaster* et, dans la partie supérieure, rhynchonelles et au sommet une véritable luma-chelle d'orbitolines : *Palorbitolina lenticularis*, *Mesorbitolina texana parva*, *Praeorbitolina cormyi* (80 m).

On y a aussi récolté des ammonites : *Dufrenoyia furcata*, *D. lurensis*, *P. mackesoni*, *Deshayesites* sp., *Cheloniceras* sp. (Jaffrezo, 1980 ; Peybernès, 1976).

n6a1. **Gargasien inférieur. Calcaires à faciès urgonien** (40 à 80 m). Au-dessus de la combe marneuse précédente apparaissent des calcaires blancs (Urgonien supérieur) très riches en rudistes de grande taille, bryozoaires et polypiers. Ces calcaires ont cependant un aspect extérieur plus ocre et des orbitolines plus abondantes que l'Urgonien inférieur. La série est représentée de bas en haut par des calcaires fins à rudistes, des calcaires gris microcristallins, des calcaires clairs à débris, des calcaires micrograveleux sombres, des calcaires roses fins à orbitolines et, vers le sommet, des calcarénites à grosses gravelles. L'ensemble est caractérisé par *Mesorbitolina texana texana*. Vers l'Est, dans la partie supérieure, apparaît un niveau de calcaires plus argileux.

n6a2. **Gargasien supérieur. Marnes et calcaires argileux à orbitolines** (30 à 50 m). Dans le synclinal du mas Farine, situé à l'Ouest d'Opoul-Périllos, au-dessus du calcaire à entroques et à débris de coquilles diverses, sommet de la formation précédente, reposent de bas en haut :

- des marnes noires micacées très feuilletées, gris-bleu à la base ;
- des marno-calcaires gréseux à nodules de calcaire très fin, noir, ferrugineux, renfermant des organismes : radioles d'oursins, ostréidés, *Orbitolina* aff. *lenticularis* ;
- des passées plus calcaires à nombreux organismes et rares algues ;
- des marno-calcaires lités noirs à nodules calcaires.

Au Sud d'Opoul, ces marno-calcaires sont marron-beige, et sont surmontés par un banc de calcaire gréseux à nombreux débris de lamellibranches et d'orbitolines ; on observe aussi des marnes gréseuses rose foncé à orbitolines avec nodules de calcaires, puis des bancs de calcaires gréseux fins ocre, avec *Orbitolina* aff. *lenticularis*, suivis de bancs à nodules plus ou moins gréseux.

n6b. **Clansayésien. Calcaires argilo-gréseux** (25 à 100 m). On a attribué à ce sous-étage une série marno-gréseuse qui débute par un niveau de grès très feuilleté ferrugineux roux, parfois quartziteux, suivi de calcaire gréseux à cassure gris-noir renfermant de nombreux organismes : orbitolines, ostréidés, etc., puis par des calcaires argileux en plaquettes plus ou moins gréseux. Viennent ensuite des calcaires plus compacts, parfois à rudistes et gréseux, des calcaires graveleux à grains de quartz et débris de coquilles, les derniers bancs correspondant à une calcarénite à orbitolines, gastéropodes, bryozoaires avec la présence de trocholines très usées.

Cette formation a livré des ammonites au Sud-Ouest du domaine de Mont-Pins (Depéret, 1906) : *Parahoplites* (= *Nolanicer*) *nolani*, *Douvilleicer* (= *Acanthoplites*) *bigoureti*, *D.* (= *Diadochoceras*) *nodosocostatum*, *D.* (*Chelonicer*) *clansayense*.

**n6. Aptien moyen-supérieur indifférencié. Calcaires urgoniens, marnes à orbitolines.** Le plateau calcaire de la montagne de Tauch, un des points culminants des Corbières, avec 300 m de falaises à la patine d'un blanc éclatant, a été reconnu depuis longtemps (Carez, 1908) comme appartenant à l'Aptien de faciès urgonien. P.C. de Graciansky (1962) y a distingué trois faciès dans une série évaluée à plus de 400 m :

– à la base, une barre épaisse (70 m) de calcaires compacts. Ces calcaires finement cristallisés ont une cassure esquilleuse de teinte beige clair ; seuls les niveaux supérieurs renferment des rudistes (*Requiena* sp., *Toucasia* sp.) et des polypiers ;

– au-dessus, une alternance (330 m) de bandes de calcaires compacts (1 à 30 m de puissance) et des bandes marneuses riches en orbitolines (*Orbitolina conidea-discoidea*) mal cimentées ;

– au sommet de la série, affleurant en surface structurale seulement à l'Ouest du massif, apparaît un calcaire de plus en plus détritique : le nombre et la dimension des grains de quartz et des gravelles s'accroissent progressivement au détriment du ciment, avec des débris organiques très remaniés (50 m).

Au pied ouest de la montagne de Tauch, plusieurs affleurements de marne ocre clair et des calcaires détritiques appartiennent également à l'Aptien (partie supérieure).

Dans le Nord de la feuille (Pinède de Durban, ferme Lurio, Roc de Carla et Ouest de la Serre d'Albas) on retrouve, toujours en contact anormal sur des marnes du Trias ou de l'Éocène inférieur, des lambeaux de marnes et des calcaires urgo-aptiens, témoins avancés de la nappe des Corbières orientales.

**$\mu\sigma^1$ . Sills et filons de microsyénites alcalines (shonkinites).** Dans la zone synclinale d'Opoul-Périllos, les séries marneuses de l'Aptien sont injectées de sills semi-concordants, ou de filons géants, de roches sombres très altérées et arénisées, à allure de lamprophyres. Il s'agit de microsyénites mésocrates, apparentées (Azambre, 1967) aux shonkinites. Elles comprennent de l'amphibole brune en cristaux aciculaires ou en phénocristaux centimétriques, du clinopyroxène, de l'orthose quelquefois en grandes plages englobant les cristaux de clinopyroxène, des zéolites souvent remplacées par de l'épidote, et accessoirement du sphène et de l'apatite. La structure microgrenue ou microlitique est parfois porphyrique.

Par leur composition chimique alcaline sous-saturée, plutôt potassique, ces roches s'apparentent à tout un cortège magmatique associé aux syénites néphéliniques de Fitou. La mise en place de ce type de roche serait liée à une importante fracturation brutale d'orientation E-W, responsable de la formation des bassins « flysch », et antérieure aux phases majeures de compression pyrénéenne.

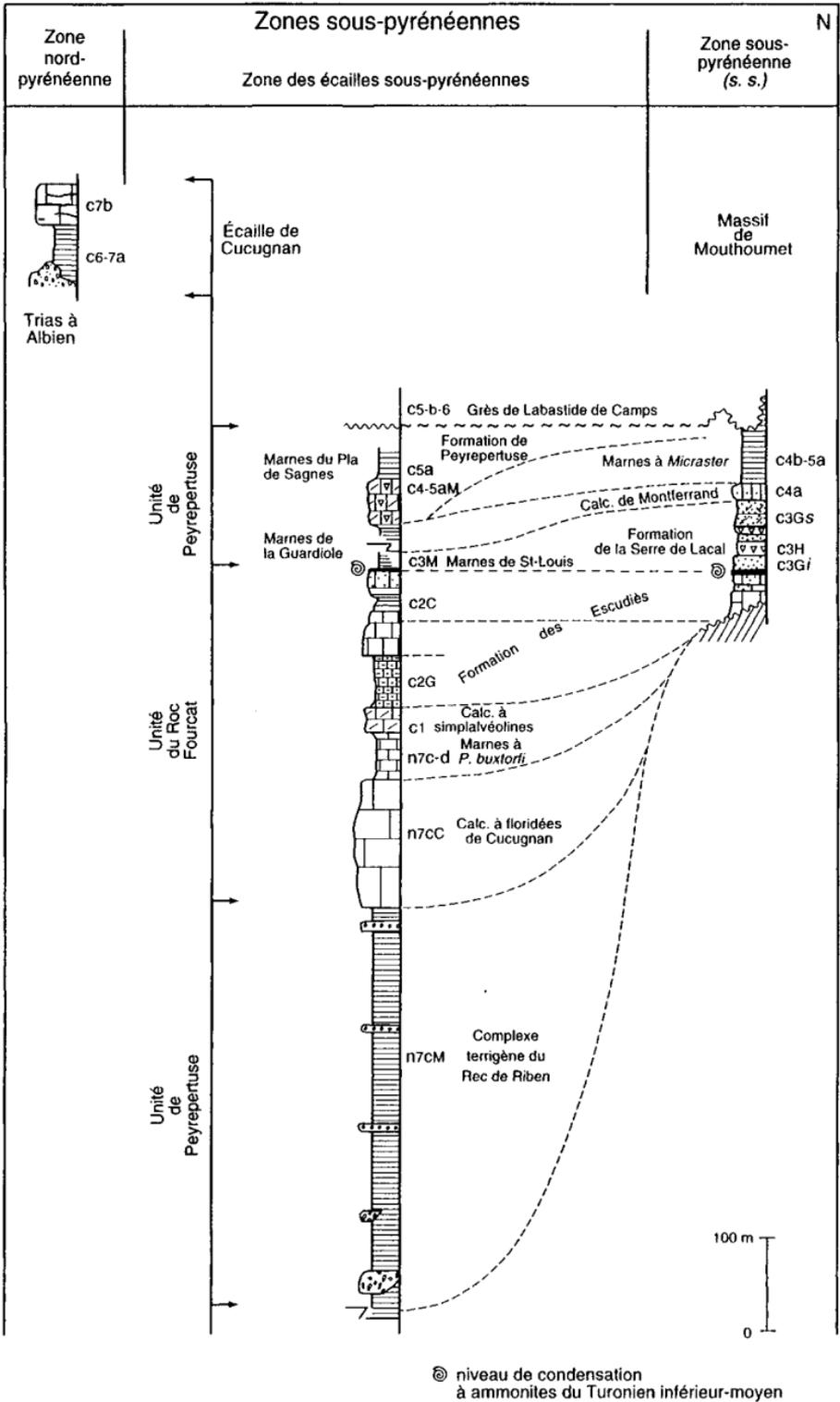


Fig. 3 - Log stratigraphique synthétique du Crétacé moyen-supérieur de la feuille Tuchan

Un âge albien à crétacé terminal est généralement admis pour ces intrusions.

**n7. Albien indifférencié. Marnes noires à intercalations gréseuses.** Une série très épaisse de marnes noires ou brunes parfois gréseuses, avec quelques rares bancs de calcaire noir, affleure dans la plaine de Vingrau et le ruisseau de Cassenove où elle constitue la terminaison septentrionale du très long synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet (feuilles Saint-Paul-de-Fenouillet et Rivesaltes). Le métamorphisme a souvent transformé ces marnes en cornéennes, et l'absence de fossiles identifiables n'a pas permis de datation plus précise. Elles sont souvent chevauchées par les calcaires du Jurassique ou du Néocomien.

Dans le synclinal à l'Ouest d'Opoul, on observe 15 à 20 m de marnes noires, quelquefois roses à la base ; ces marnes se chargent en produits détritiques et passent à des grès à grains de glauconie et ciment calcaire très réduit.

Dans le synclinal de Fontenilles, au Sud d'Opoul, se sont déposées des marnes rose-lie-de-vin (4 m), des grès avec des marnes roses interstratifiées (20 m), puis des alternances de grès et de marnes roses feuilletées compactes, toujours de couleur rose-violet. Le métamorphisme qui affecte cette série détermine l'apparition d'une schistosité et fait disparaître toute trace d'organismes.

Dans la zone des écailles sous-pyrénéennes, au Nord du chaînon de Galamus, sont distingués plusieurs sous-étages (fig. 3).

**Albien inférieur-moyen.** Deux types principaux de faciès dominent cette période :

**n7a-bG. Grès verts et marnes glauconieuses,** généralement très fossilifères (le Crès) avec gastéropodes, lamellibranches (*Trigonia fittoni*, *T. caudata*,...), ammonites (*Douvilleiceras mammillatum*,...) et polypiers, pouvant admettre des niveaux de grès-quartzites rubéfiés généralement azoïques.

**n7a-bC. Calcaires à floridées :** *Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum* et orbitolines : *Mesorbitolina texana*, *Hensonina lenticularis*. Ces faciès, comparables à ceux de Vimport, se situent apparemment à différents niveaux stratigraphiques : Albien inférieur au Crès et au château de Padern ; Albien inférieur-moyen au pic de Seignou (unité du Roc Fourcat).

**Albien moyen-supérieur.** Les dépôts de cet âge sont uniquement connus dans la zone des écailles sous-pyrénéennes par deux formations principa-

les : le complexe terrigène du Rec de Riben (n7cM) et les calcaires à floridées de Cucugnan (n7cC). Dans l'unité du Roc Fourcat, cette dernière formation seule est représentée. À l'inverse, à l'Ouest du méridien de Duilhac et sur le territoire voisin de la feuille Quillan, la formation du Rec de Riben se développe seule. La superposition des deux formations n'est donc visible qu'aux abords de Cucugnan.

**n7cM. Complexe terrigène du Rec de Riben.** Son épaisseur avoisine 500 m au Sud-Ouest de Duilhac. Il s'agit d'un ensemble terrigène marneux ou marno-calcaire au sein duquel s'intercalent à différents niveaux des conglomérats polygéniques et des cordons d'olistolites, à matériel (Trias à Crétacé inférieur) et dimensions (centimétrique à décamétrique) variables.

Les associations microfauniques, relevées dans les horizons marneux dépourvus de phénomènes de resédimentation, indiquent pour le sommet de la formation un âge albien supérieur : *Ticinella breggiensis*, *T. praeticinensis*, *Rotalipora ticinensis*, *Hensonina lenticularis*,... (Bilotte, 1972 ; Bouillin et Magné, 1973 ; Peybernes, 1976).

**n7cC. Calcaires à floridées de Cucugnan** (150 m en moyenne). On les observe sur le versant oriental de l'unité du Roc Fourcat où ils plongent faiblement (15°) vers le Nord-Ouest ; au Nord de Cucugnan où, renversés et plus fortement redressés (50°S), ils forment une ligne de reliefs qui s'étend du col de Parade, à l'Est, au Pech Capel, à l'Ouest, en passant par le Pech de Lacaune et le Roc Pouchut.

À l'association algaire : *Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primae-vum*, s'ajoutent *Hensonina lenticularis*, *Orbitolina (M.) aperta*, *O. (O.) concava*, *O. (C.) paeneconica*, *Charentia cuvillieri*,... Le microfaciès est généralement celui d'une biosparite gréseuse de haute énergie (grainstone).

**n7d. Marnes glauconieuses à *Planomalina buxtorfi*.** Leur homogénéité, qui tranche avec la multiplicité des faciès des formations sous-jacentes, en fait un bon repère lithologique. La série sédimentaire, de teinte noire, se présente, sur 60 à 80 m d'épaisseur, comme une alternance de marnes et de marno-calcaires silto-gréseux, ayant livré *Ostlingocera puzosianum*, très ponctuellement entre les bergeries de Bugamus et des Cols, et *Planomalina buxtorfi*, *Favusella washitensis*, pithonelles, *Orbitolina (O.) duranddelgai*, *O. (C.) moulladei*,..., plus fréquemment, en particulier dans l'unité du Roc Fourcat. Le passage à l'unité sus-jacente paraît progressif.

## Crétacé supérieur

Du Cénomaniens au Campanien, deux aires de sédimentation ont été distinguées entre la bordure méridionale du massif paléozoïque de Mouthoumet et le chaînon jurassique de Galamus :

- au Nord, une plate-forme mixte carbonatée et terrigène qui appartient à la zone sous-pyrénéenne *sensu stricto* ;
- au Sud, un bassin essentiellement terrigène qui constitue la zone des écaillés sous-pyrénéennes (lame de Camps–Peyrepertuse).

L'unité de Roc Fourcat, au Sud de la montagne de Tauch, conserve pour la période Albien–Turonien, tous les dispositifs de l'articulation plate-forme/bassin (Bilotte, 1985).

Au Nord du massif de Mouthoumet, dans la zone de Durban, s'observent encore des témoins de Sénonien continental sous faciès terrigènes ; ils sont en étroite relation avec le Crétacé supérieur des chaînons de Fontfroide (feuille Narbonne) et Boutenac (feuille Capendu).

**c1. Cénomaniens inférieurs. Calcaires à simplalvéolines.** Organisés en séquences de comblement grano- et stratocroissantes, les calcaires à simplalvéolines (20 m) s'achèvent par des calcarénites de haute énergie couronnées par une surface de discontinuité majeure, parfaitement individualisée dans l'unité du Roc Fourcat. Leur contenu faunistique dominant est constitué de *Praealveolina iberica*, *Trochospira avnimelechi*, *O. (C.) cuvillieri*, *O. (C.) corbarica*, *Paracoskinolina casterasi*, *Broeckina (P.) bipiana*,... (Bilotte 1985).

**c2M. Cénomaniens moyens-supérieurs. Marnes de Cubières.** Dans l'angle sud-ouest de la feuille, dans la lame de Camps dont le développement est maximum sur la feuille voisine Quillan, le Cénomaniens apparaît sous des faciès à prédominance de marnes riches en microfaunes planctoniques (rotalipores) (cf. Bessière *et al.*, 1989).

**Cénomaniens moyens-supérieurs (Formation des Escudiés).** Dans l'unité du Roc Fourcat, cette formation atteint sa puissance maximale (300 m). Au-dessus de la discontinuité qui limite les calcaires à simplalvéolines sous-jacents, se superposent différents membres caractérisés par des natures lithologiques et des contenus biologiques différents. Ce sont respectivement de bas en haut :

**c2G. Faciès terrigènes à marnes, calcaires gréseux, grès (60 m).** Organisés en séquences de comblement, ils renferment de nombreux oursins : *Epiaster distinctus*, *Discoides archiaci*, *Cotteaudia benettiae*, des fragments d'ammonites : *Forbesiceras* sp., *Puzosia* sp., *Phylloceras* sp. et quelques foraminifères planctoniques : *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. delrioensis*, qui permettent de reconnaître le Cénomaniens inférieur à la partie inférieure de cette unité lithologique qui s'étend pour l'essentiel dans le Cénomaniens moyen.

c2C. **Calcaires à orbitolines et préalvéolines.** On peut y distinguer de bas en haut :

– des marno-calcaires et des calcaires (100 m) architecturés en séquences de comblement décamétriques, progradantes vers l'Est et qui, dans le Grau de Padern, passent vers l'Ouest, en direction de la plate-forme, à une épaisse masse carbonatée d'apparence homogène (30 m). Le contenu microfaunique de cet ensemble *Orbitolina (O.) conica*, *O.(O.) concava*, *Ovalveolina ovum*, *Praealveolina* gr. *cretacea*,..., permet encore une attribution au Cénomaniens moyen ;

– des marno-calcaires slumpés et conglomérats monogéniques et hétérométriques à éléments de plate-forme carbonatée et récifale (caprinidés) ;

– des alternances marnes–marno-calcaires–calcaires, organisées en séquences de comblement s'achevant, pour les plus récentes, par des calcaires organogènes à caprinidés, alvéolinidés et orbitolinidés, rapportés encore au Cénomaniens moyen ;

– des calcaires blancs, très zoogènes, riches en grands foraminifères benthiques : *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia dromimensis*, *Nummoloculina regularis*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudocyclammia rugosa*,..., associés à des calcaires organo-détritiques à caprinidés, radiolitidés et cœlentérés. L'ensemble de la biophase est d'âge cénomaniens supérieur. Cette sédimentation de plate-forme abritée, de type lagon peu profond, est sporadiquement interrompue par des épandages terrigènes silicoclastiques grossiers d'origine continentale ;

– des calcaires micritiques jaunes, peu zoogènes, surmontés par une bioconstruction à cœlentérés (12 m). Attribués au Cénomaniens sommital, ils correspondent à des dépôts plus ouverts que ceux des calcaires à préalvéolines sous-jacents ; ils traduisent un nouvel approfondissement du bassin à la fin du Cénomaniens. Une surface perforée et ferruginisée couronne ici cette dernière unité lithologique du Cénomaniens.

Sur la plate-forme voisine du Mouthoumet, seul le Cénomaniens moyen-supérieur repose, du Sud vers le Nord et suivant un net dispositif d'onlap littoral sur des termes de plus en plus anciens : Albien à Padern, Jurassique au Cingle de la Rabazole (Nord-Est de Rouffiac-des-Corbières), Paléozoïque au col de Cédeillan ; cf. fig. 3). La Formation des Escudiés y débute par des épandages terrigènes généralisés avant que ne s'établissent des faciès comparables à ceux décrits dans l'unité du Roc Fourcat : calcaires organogènes à orbitolinidés et/ou alvéolinidés ; calcaires bioconstruits à rudistes,...

Ces différentes unités lithologiques et les discontinuités qui les limitent ont pu être interprétées en terme de stratigraphie séquentielle (Bilotte et Séverac, 1989) et comparées au diagramme des cycles eustatiques (Haq *et al.*, 1987).

**Turonien.** Deux aires de sédimentation différente sont, à cette période, distinguées par la nature de leurs dépôts, respectivement caractéristiques d'une plate-forme externe et d'une plate-forme récifale à confinée.

**c3M. Marno-calcaires et marnes.** Dans la Lame de Camps-Peyrepertuse, ce faciès n'est reconnu qu'au col du Quit (Nord du Sarrat Pouchut), dans quelques mètres de marno-calcaires blancs, glauconieux, à pithonelles. L'exiguïté de l'affleurement et son contexte structural n'ont pas permis sa représentation sur la carte.

Dans l'unité du Roc Fourcat, le Cénomaniens sommital est cacheté par un niveau de condensation glauconieux et ferrugineux, épais de quelques dizaines de centimètres et riche en *Orbirhynchia cuvieri*, brachiopode considéré comme caractéristique du Turonien inférieur. Au-dessus, se développe une épaisse série marneuse à *Helvetotruncana helvetica*, *Marginotruncana marianosi*, *M. sigali*,... (Bilotte, 1985 ; Bilotte *et al.*, 1989) du Turonien moyen.

Dans la zone sous-pyrénéenne *s.s.*, entre Padern, à l'Est, et la métairie de Marsa, à l'Ouest, sont conservés des marno-calcaires noduleux et glauconieux à *Inoceramus labiatus*, *Neoptychites cephalotus*, *Fagesia thevestensis*, *Pseudotissotia (L.) pavillieri*, *Spathites (J.) revelieranum*,... (Basse, 1939 ; Bilotte, 1985 ; Roussel, 1985), du Turonien inférieur (?) à moyen, surmontés des marnes à foraminifères planctoniques (*H. helvetica*, *Dicarinella imbricata*,... du Turonien moyen-supérieur.

**c3Gi, c3Gs. Grès deltaïques carbonatés.** À l'Ouest de Marsa, le Turonien n'est plus représenté que par une épaisse série (150 m) où se mêlent et se remplacent à la fois terrigènes deltaïques et carbonates bio-construits. On retrouve là, la Formation de la Serre de Lacal qui se suit depuis l'anticlinal de la Fontaine Salée (feuille Quillan).

Ces notations s'appliquent à des faciès silicoclastiques, parfois carbonatés et incluant des horizons zoogènes à lamellibranches, nérinées,... (c3Gi), mais le plus souvent azoïques et organisés en séquences de comblement de type deltaïque (c3Gs). La puissance des épandages au cours du Turonien supérieur traduit, en accord avec le diagramme des cycles eustatiques (Haq *et al.*, 1987) une forte baisse du niveau marin (Bilotte, 1985 ; Bilotte et Séverac, 1989).

**c3C. Calcaires à rudistes.** Encadrés par ces terrigènes grossiers, se situent des faciès carbonatés (10 à 30 m) dont l'attrait réside dans l'abondance des peuplements de rudistes (hippuritidés, radiolitidés), classiques du Turonien moyen-supérieur : *Hippurites (H.) requieni*, *Hippuritella subpolygonia*, *Durania aff. cornupastoris*, *Plagiptychus aff. arnaudi*,... ou sommital : *H. (H.) incisus*, *Pseudovaccinites corbaricus*,...

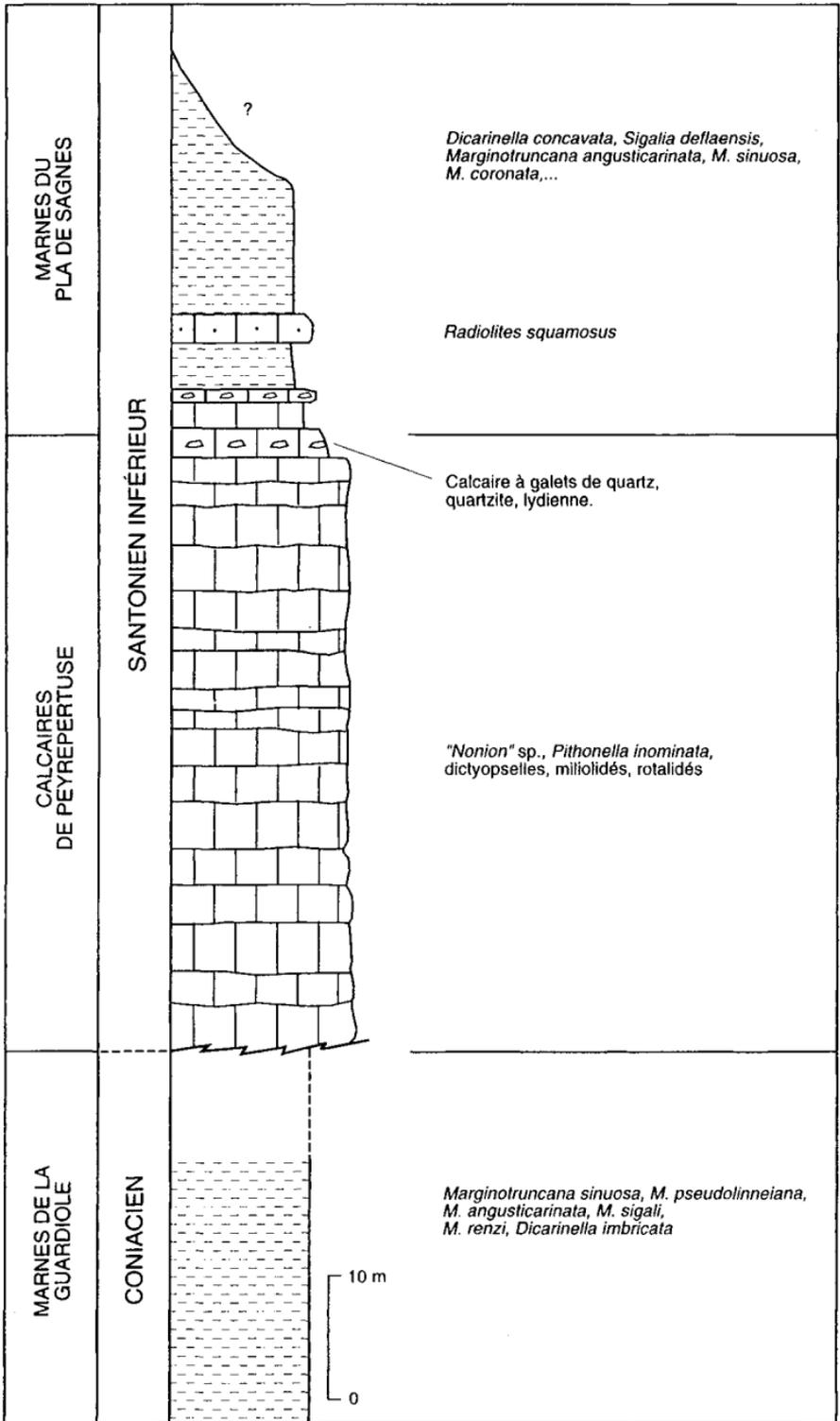


Fig. 4 - Le Sénonien inférieur du chaînon de Peyrepertuse :  
Formation de Peyrepertuse

**c3-4. Turonien–Coniacien. Argiles ligniteuses de la Pinède de Durban.** Cette unité lithologique n'est conservée que localement à la base du Crétacé supérieur de la Pinède de Durban. Elle affleure dans des conditions défavorables et son épaisseur est difficilement estimable ; elle ne semble pas dépasser quelques mètres. À l'exclusion de quartz bipyramidés observés dans les résidus de lavage, elle n'a livré aucun reste organique et donc aucun élément de datation.

L'attribution au Turono-Coniacien est proposée par comparaison aux dépôts de même faciès qui s'observent à la base des séries du Crétacé supérieur de Fontfroide et de Boutenac, où les datations sont fondées sur des palynoflores du Turonien : *Complexiopollis* cf. *christae*, *C.* cf. *helmigii* (Fontfroide), ou du Sénonien : *Lusatopollis* sp., *Longanulipollis* sp., *Bohemiapollis* sp. (Boutenac) (Bilotte, 1985).

Ces argiles ligniteuses correspondent à des dépôts marécageux dans un environnement fluvio-lacustre.

**Coniacien–Santonien inférieur.** Selon que l'on s'adresse à la zone des écailles sous-pyrénéennes ou à la zone sous-pyrénéenne *s.s.*, cet intervalle de temps est représenté par des unités lithologiques différentes.

• Dans la **zone des écailles**, c'est la Formation de Peyrepertuse. Elle est composée de trois membres (fig. 4) :

**c4-5aM. Marnes de la Gardiole.** Elles n'affleurent que très localement (col de la Gardiole), sous un épais glaciais d'éboulis, au Sud du chaînon de Peyrepertuse. Elles renferment des foraminifères planctoniques : *Margino-truncana sinuosa*, *M. pseudolinneiana*, *M. angusticarinata*, *M. sigali*, *M. renzi*, *Dicarinella imbricata*, qui pourraient permettre une attribution au Coniacien (?).

**c4-5aC. Calcaires à rudistes de Peyrepertuse (50 m).** Association de calcarénites organo-détritiques, organisées en bancs décimétriques, et calcaires massifs plurimétriques à rudistes. La microfaune y est rare et peu significative, avec « *Nonion* » sp., *Pithonella innominata*, milioles, rotalidés, dictyopselles. Cette série s'achève par un banc massif (2 m) de calcaire à galets flottants de quartz, de quartzites et de lydiennes, pouvant atteindre 10 cm de diamètre. Les Calcaires de Peyrepertuse sont homologues des calcaires de Camps, du Roc d'En-Benoit et de Sarrus (feuille Quillan) et, comme eux, rapportés au Santonien inférieur *s.l.*

Dans la plaine de Tuchan, les quelques pointements de Sénonien inférieur qui émergent sous la couverture quaternaire sont à rapporter à ces unités. Ce sont, à l'Est du Rec de Buga (point coté 200) des marnes blanches à polypiers et *Echinocorys* sp., surmontées de 5 m de calcaires à

débris de rudistes ; plus à l'Est, au lieu-dit le Penjat, les rudistes sont abondants avec *Radiolites squamosus*, *R. galloprovincialis*, *R. subradius* (Astre, 1954 ; Senesse, 1937), *R. vallispetrosae*, *Pseudovaccinites dentatus* et *Hippuritella toucasi*, du Santonien inférieur (Bilotte, 1985).

**c5a. Marnes du Pla de Sagnes.** Elles débutent par des horizons encore terrigènes puis deviennent, par la suite, homogènes. La macrofaune y est rare (*Radiolites squamosus*), mais la microfaune abondante : *Sigalia deflaensis*, *D. concavata*, *M. angusticarinata*, *M. pseudolinneiana*, *M. sinuosa*, *M. coronata* permettent encore une attribution au Santonien inférieur *s.l.*

• Dans la **zone sous-pyrénéenne s.s.**, le Coniacien inférieur et le Santonien inférieur sont bien individualisés :

**c4a. Coniacien inférieur. Calcaires de Montferrand.** Cette unité constitue un niveau très constant que l'on retrouve bien développé et bien daté à son toit par une abondante macrofaune du Coniacien inférieur : *Peroniceras subtricaratum*, *Tissotia ewaldi*, *T. haplophylla*, *T. redtenbacheri*, *T. robini* (Soulatgé, feuille Quillan). *Peroniceras subtricaratum* a été retrouvé à l'Ouest de Padern (métairie de Peyrefitte). L'évolution sédimentaire au sein des Calcaires de Montferrand indique, de bas en haut, une baisse du niveau d'énergie en relation avec un approfondissement du milieu.

**c4b-5a. Coniacien supérieur-Santonien inférieur. Marnes à *Micraster*.** Il s'agit du membre supérieur de la Formation de Bugarach, qui semble être le seul représenté ici. Les Marnes à *Micraster* s'appuient directement sur le fond durci qui limite à son toit les Calcaires de Montferrand ; elles renferment toujours des céphalopodes : *Nowakites pailletei*, *Pachydesmoceras linderi*,..., associés à une microfaune assez peu caractéristique : *D. imbricata*, *M. sinuosa*, *M. angusticarinata*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata* ; *Micraster corbaricus* en est le fossile le plus fréquent.

Le membre inférieur de la Formation de Bugarach (Marno-calcaires à *Gauthiericeras* du synclinal de Rennes-les-Bains, feuille Quillan) ne paraît pas représenté ici.

**c5b-6. Santonien terminal-Campanien. Grès de Labastide de Camps.** Les Grès de Labastide n'affleurent que dans l'axe du synclinal de Soulatgé-Rouffiac, où ils reposent, en les ravinant, sur les Marnes à *Micraster*. On y reconnaît essentiellement l'association de deux faciès :

– des marnes, toujours micacées et faiblement détritiques, dans lesquelles peuvent flotter des dragées centimétriques à décimétriques de quartz, de lydiennes et plus exceptionnellement de granites (Bouillin, 1967) ou de

roches vertes. De très nombreux nodules argileux, colorés concentriquement par les oxydes de fer parsèment toujours ce faciès marneux ;  
– des grès, fins à grossiers, à dragées de quartz de taille variable (centimétrique à décimétrique), rubéfiés ou blancs, parfois ligniteux ; ils se présentent en lits centimétriques ou en bancs décimétriques à métriques. Leurs bases sont généralement bioturbées ; les figures de charge sont fréquentes ; les figures directionnelles (flutecasts), relevées dans le synclinal de Soultagé traduisent toutes des sens de transport allant de l'Est vers l'Ouest.

La datation imprécise de cette formation provient du fait que l'âge avancé n'est fondé que sur la récolte de faunes resédimentées, les plus récentes étant d'âge santonien supérieur : *H. (B.) organisans*, *Bellemmelocamax* ex. gr. *grossouvrei*, ou Campanien *s.l.* : *H. (H.) heberti* (Bessière *et al.*, 1989).

Les Grès de Labastide correspondent aux derniers dépôts marins du Crétacé supérieur sous-pyrénéen des Corbières méridionales.

**c5-6. Santonien–Campanien. Grès de la Pinède de Durban.** Il s'agit d'un complexe terrigène siliceux, azoïque, fluvio-deltaïque, très épais (500 m en moyenne), recouvrant soit directement l'Aptien, soit les argiles ligniteuses c3-4 sous-jacentes. Sa datation repose sur des arguments géométriques (superposition aux argiles ligniteuses) ou sur des similitudes faciologiques. En effet, de telles décharges terrigènes ne sont connues que dans les dépôts valdo-fuvéliens du Languedoc ou dans les Grès d'Alet (Campanien *p.p.*) des zones sous-pyrénéennes (feuille Quillan).

### **Crétacé terminal continental**

Des formations continentales, discordantes sur substratum varié ou succédant aux derniers horizons marins du Crétacé (Santonien terminal–Campanien ?), ne sont pas précisément datées et sont approximativement assimilées aux faciès « bégudo-rognaciens » de Provence (Maastrichtien). Il est possible toutefois que, localement, les faciès rouges de base appartiennent, *pro parte*, au Campanien et que d'autre part, le sommet des faciès calcaires, empiètent sur la base du Tertiaire.

**c6-7a. « Bégudien » (Campanien *p.p.* ?). Marnes rouges, poudingues, grès fluviatiles.** À proximité du village de Mouthoumet, la série, sur substratum paléozoïque, comprend des grès et marnes gréseuses rubéfiées. Cette série se développe largement vers l'Ouest sur la carte voisine Quillan où des faciès gréseux représenteraient l'équivalent du complexe fluviatile des « Grès d'Alet », à apports chenalisés et limons marmorisés, attribués au Campanien, et où des marnes rouges à œufs de dinosauriens sont rapportées au Maastrichtien.

Au Sud de Cucugnan, le Crétacé terminal continental apparaît pincé entre le front de chevauchement nord-pyrénéen et la lame de Camps-Peyrepertuse. Il constitue une suite d'affleurements discontinus entre le Pech Marty à l'Ouest et le Seillol à l'Est. On attribue au « Bégudien » (Bilotte, 1978 ; Freytet, 1970) des argiles rouges et poudingues où abondent les grès verts de l'Albien et des boulets algaires de cyanophycées, et où ont été récoltées des coquilles d'œufs de dinosaures.

L'ensemble « bégudien » est surtout bien observable au Sud-Est d'Albas où il a fait l'objet de nombreuses études (Freytet, 1970 ; Plaziat, 1961 ; Plaziat et Freytet, 1987 ; Viillard, 1963 ; Vila-Bentot, 1965). Ces assises, puissantes d'une centaine de mètres, débutent par un calcaire noduleux conglomératique, à débris de quartz bipyramidés et galets quartzeux, transgressif sur le Trias de la Serre de Ginoufré. Lui succède une alternance de lentilles conglomératiques à ciment calcaire ou grésocalcaire, de grès à stratifications entrecroisées ou à terriers, de marno-calcaires marmorisés et de marnes rouges ou orangées de plus en plus développées vers le haut.

Les grès et marnes bégudiens ont fourni au Sud-Est et au Sud-Ouest d'Albas des coquilles d'œufs de dinosaures. D'après P. Freytet, grès et conglomérats représentent deux décharges successives mises en évidence par les centiles décroissants et la nature des galets : quartz et schistes paléozoïques pour la décharge inférieure, calcaires jurassiques, ou aptiens, et grès albiens pour la décharge supérieure qui pourrait se poursuivre dans les faciès « vitrolliens ».

Plus à l'Ouest (Villeroche, Creuille), la partie inférieure de la série est le plus souvent tronquée par des accidents et son contenu ne peut être exactement défini.

**c7b. « Rognacien ». Calcaires blancs palustres ou lacustres.** Cet ensemble relativement constant couronne le complexe détritique « bégudien » et se caractérise par l'existence de plusieurs barres de calcaires palustres et/ou lacustres, intercalées de marnes rougeâtres semblables à celles de l'ensemble sous-jacent.

Au Sud-Est d'Albas, cet ensemble puissant de 15-20 m comprend :

- une barre inférieure (3 à 6 m) de calcaire palustre blanchâtre à rosé et marmorisé ;
- un horizon (6 à 10 m) de marnes rougeâtres ;
- une barre supérieure (2 à 4 m) de calcaire à galets de silice.

À l'Ouest, au Nord de Vignevelle, le long du ruisseau des Candelières, la série crétacée, réduite par biseautage tectonique aux seules couches « rognaciennes », correspond à deux barres de 3 et 12 m de calcaires

palustres et lacustres que séparent des marnes rouges et blanchâtres avec lits gréseux intercalés.

Cet ensemble est en continuité avec celui décrit à l'Ouest dans le bassin de Lairière (1/50 000 Quillan). La barre inférieure a fourni dans un horizon marneux des ostracodes, dont *Frambocythere tumiensis*, *Llyocypris* cf. *colloti*, et de rares characées. Au Sud-Ouest (p.c. 335) A. Bresson (1900) avait découvert dans le même banc des mollusques du « Rognacien » de Provence : *Bauxia bulimoides*, *B. disjuncta*. Cette barre peut donc être attribuée au Maastrichtien supérieur, comme la base des marnes rouges intermédiaires qui renferment des fragments de coquilles d'œufs de dinosaures. L'âge de la barre supérieure reste à fixer (Bessière *et al.*, 1980).

L'étude du paléomagnétisme effectuée par B. Galbrun à l'Est d'Albas indique que le sommet de la barre inférieure se trouve dans la zone de polarité magnétique 30N (normale) et que la base de la barre supérieure est dans la zone 29R (inverse). La limite Crétacé/Tertiaire étant située à l'intérieur de cette zone 29R, le Tertiaire pourrait donc débiter dans cette partie sommitale des faciès « rognaciens » (cf. fig. 5).

cBr. **Crétacé supérieur-Éocène ? Brèches « postalbiennes »**. Dans le chaînon de Galamus (au Sud de Duilhac) et dans la nappe des Corbières orientales (Roc Redon, Serre de Tire-Mantels, combe des Boutines, etc), des brèches et conglomérats se sont formés par accumulation polygénique de blocs calcaires et dolomitiques de taille décimétrique, dont l'origine semble relativement proche et le plus souvent formés par un fonds de blocs de Jurassique supérieur. Les brèches semblent souvent en continuité avec les roches mésozoïques en place, ce qui rend difficile leur distinction d'avec les roches bréchiques intraformationnelles du Jurassique supérieur.

Cependant, dans plusieurs cas, ces brèches contiennent des éléments marno-gréseux jaune-vert ou noirâtres, caractéristiques de l'Aptien-Albien, et qui témoignent de leur remaniement tardif. Ces brèches, dont certaines paraissent résulter de remplissages karstiques, sont postérieures au métamorphisme puisque les éléments remaniés sont métamorphiques alors que le ciment ne l'est pas. Ce ciment calcaire est de teinte très variable, blanc, noir, rouge ou jaune. On attribue hypothétiquement aux brèches un âge crétacé à éocène (Mattauer et Proust, 1962).

## TERTIAIRE

### Paléocène

e1. **Danien-(Thanétien basal). Faciès « vitrolliens » : marnes rouges à *Microcodium*, calcaires palustres et lentilles conglomératiques.** Cet ensemble, (fig. 5) compris entre le dernier banc de calcaire

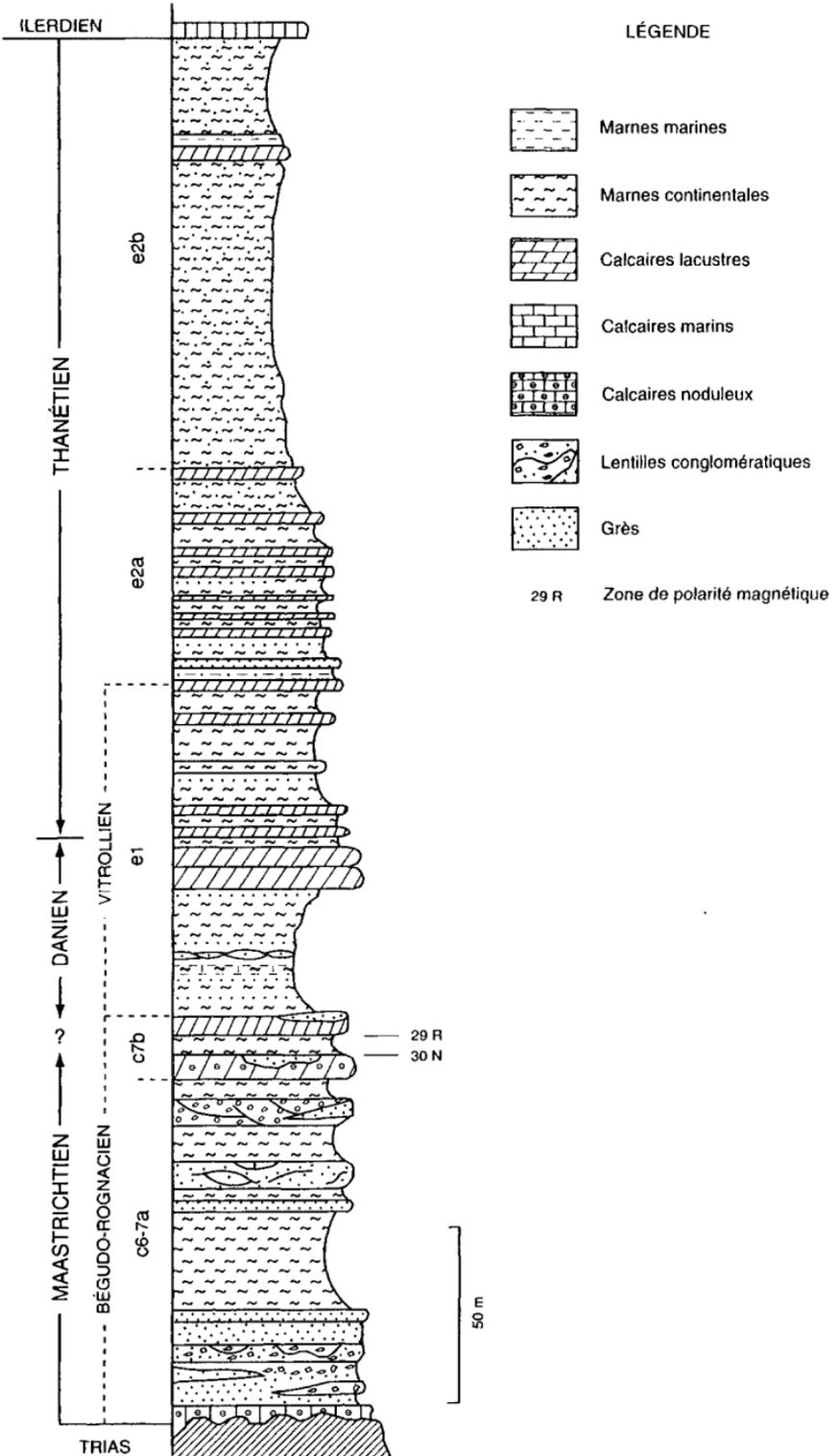


Fig. 5 - Succession lithostratigraphique synthétique du Paléocène (secteur d'Albas)

lacustre de faciès rognacien et les marnes de l'ingression marine thanétienne, est caractérisé par sa richesse en *Microcodium*, constituant principal de nombreux bancs à désagrégation caractéristique en petits amas de « grenaille » rouge foncé.

Ces couches ont été surtout observées à Albas (Freytet, 1970 ; Plaziat et Freytet, 1987 ; Vila-Bentot, 1965) où deux ensembles d'une puissance totale de 90 m peuvent être distingués :

– l'**ensemble inférieur** (30 m) qui débute par un horizon marneux rouge violacé (série violette de P. Freytet), riche en *Microcodium*, et un conglomérat à gros galets, se poursuit par une série marneuse orangée ou rouge où alternent des minces lits de grès et micropoudingues à *Microcodium* et des calcaires argileux noduleux à traces de racines. Un banc de calcaire palustre ou lacustre blanchâtre (6 m), compact et marmorisé, couronne le tout. Ce calcaire était autrefois exploité en carrière au Sud du village ;

– l'**ensemble supérieur** (50 m), moins riche en *Microcodium*, qui comprend surtout des marnes jaunâtres entrecoupées de calcaires argileux marmorisés et de trois horizons de calcaire lacustre. L'horizon inférieur a fourni *Aplexa prisca* (Plaziat et Freytet, 1987), physe caractéristique du Thanétien, l'horizon supérieur plus ou moins développé supportant les premiers dépôts marins du Thanétien.

Près de Creuille comme au Nord de Vignevieille, en se rapprochant du massif paléozoïque de Mouthoumet, les calcaires lacustres se réduisent à un seul horizon tandis que se multiplient les intercalations gréseuses ou conglomératiques. Ces derniers, à ciment calcaréo-gréseux, empruntent leurs éléments essentiellement au Mésozoïque.

Au Nord de Vignevieille, les marno-calcaires gréseux, plus ou moins marmorisés, sont particulièrement développés (15 m) dans l'ensemble supérieur.

**e2a. Thanétien inférieur. Calcaires lacustres, marnes à *Tympa-notonos*, calcaires à miliolidés.** Dans cette partie nord-orientale du massif de Mouthoumet, la relative rareté des éléments biostratigraphiques, et l'absence de repères lithologiques au sein de ce complexe à dominante de marnes continentales, rendent problématique la délimitation des deux unités thanétiennes. Par commodité cartographique, on a pris pour base de l'ensemble e2a, l'horizon marneux correspondant à la première ingression marine tertiaire bien que, comme on l'a vu, une partie des couches sous-jacentes appartienne déjà à cet ensemble.

Ce premier horizon marin, presque continu, du bassin de Lairière (à l'Ouest) à Albas, (cuvette de Villerouge exceptée), est constitué de :

– un ou plusieurs horizons de calcaire à miliolidés (0,3 à 1 m) ;

– une assise marneuse (1 à 3 m) caractérisée par la présence de débris limonitiques orange stratifiés, et fossilifère depuis le ruisseau de Périllou (Albas Ouest) jusqu'à la crête de Castillou (Albas Est). Elle contient quelques lentilles gréseuses à plantes flottées et est ravinée localement (crête des Espeyrols) par une décharge détritique à galets et sables chenalisés.

La macrofaune, composée principalement de gastéropodes, est caractéristique du Thanétien inférieur pyrénéen avec *Batillaria goniophora* (= *B. brunhildae*), *Tympanotonos siegfried* (= *T. proavus* ?), *Thiara thezanensis*, *Ampullella (Crommium) farinensis*. De part et d'autre du village d'Albas, des madréporaires représentés par une forme solitaire, *Asteromilia prolifer*, les accompagnent (Plaziat, 1984). La microfaune (Massieux, 1973) rassemble *Anomalina albasiensis*, *Rotalia corbarica* et des valvulinidés. On la retrouve partiellement à Creuille où les marnes ont fourni aussi quelques débris d'huîtres.

À l'horizon marin basal, succède un ensemble continental (35 m) dont les caractéristiques varient considérablement d'Est en Ouest. À Albas, il comprend, au-dessus d'un banc de grès conglomératique à quartz bipyramidés, une alternance de marnes jaunâtres et de 7 à 8 horizons de calcaires lacustres. Ces horizons calcaires s'accroissent vers l'Est et viennent fusionner en deux barres compactes (20 m). Ils s'amenuisent en revanche à l'Ouest d'Albas et finissent par se fondre dans les faciès marneux jaunes, rendant alors impossible (à Creuille notamment) la distinction entre Thanétien inférieur et supérieur.

Dans la cuvette de Villerouge, quelques bancs de calcaires lacustres, surmontant les couches à *Microcodium*, ont été rapportés avec doute au Thanétien basal.

#### **e2b. Thanétien supérieur. Marnes jaunes et calcaires lacustres.**

Cet ensemble ne peut être distingué du Thanétien inférieur que dans le secteur d'Albas. Il comprend, au-dessus des calcaires lacustres (e2a), une importante succession (145 m) de marnes jaunes à rouges, entrecoupée de petits bancs de :

- calcaires argileux ou gréseux, ou cargneuliformes, parfois panachés ;
- grès fins marneux à galets mous et terriers, fréquents dans la moitié inférieure de la série.

Le long du ruisseau du Prat, au Sud de la D 40, la partie basale a fourni des characées avec *Maedleriella michelina*, *Microchara vestita*, *Sphaerochara edda* (Massieux et Plaziat, 1978).

Aux deux tiers environ de la succession, s'intercale un banc de calcaire lacustre gris sombre, souvent en relief et à peu près continu depuis les Courtils à l'Est, où il renferme des charophytes, au ruisseau de l'Estreille à

l'Ouest, où ont été découverts quelques gastéropodes continentaux écrasés (*Palaeostoa* ?).

Au-dessus de ce banc apparaît aux Courtils un mince horizon marin fossilifère, le seul connu de cet âge (Thanétien supérieur) sur le territoire de la feuille. Découvert par L. Doncieux, et cité par de nombreux auteurs, il a livré une riche faune de mollusques dont les plus caractéristiques sont *Batillaria praesubacuta*, *Tiaracerithium fauvergei*, *T. saccoi*, *Tympanotonos siegfriedi tuberculatus*, *Clavilithes carinatus*, *Odontogryphaea unci-fera*, *Venericardia albasiensis*.

Le sommet de la série (60 m environ) est constitué de marnes et limons, de minces bancs de calcaires sublithographiques beiges, de lits gypseux, avec, vers le haut, des lentilles de grès grossiers et de poudingues.

Ces assises sont dépourvues d'éléments significatifs, tout comme celles des secteurs de Creuille et du Nord de Vigneville sus-jacentes aux calcaires lacustres (e2a). En ce dernier lieu, on peut noter le développement des apports congglomératiques.

## Éocène

### Ilerdien inférieur-moyen

Au cours de l'Ilerdien, la mer qui a envahi d'Ouest en Est le domaine sous-pyrénéen atteint le bord nord-oriental du massif de Mouthoumet, hésite quelque peu puis s'installe, s'approfondit et se retire progressivement. Elle laisse des dépôts correspondant d'une façon générale à ceux observés à l'Ouest (feuille à 1/50 000 Quillan) et regroupés en trois ensembles représentant ses différentes étapes (fig. 6) :

- le calcaire marin basal (Massieux, 1973) ;
- les marnes à turritelles inférieures et supérieures ;
- les grès à nummulitidés, ostréidés et cérithidés.

Le développement plus ou moins important des faciès - calcaires à *Solenomeris*, calcaires lacustres, marnes à cérithidés - ébauchés ou non à l'Ouest, varie au sein de chaque secteur en fonction de sa distance par rapport au massif de Mouthoumet et des jeux différentiels de la subsidence.

**e3a. Ilerdien inférieur p.p. Calcaire marin basal : calcaires à alvéolines et marnes à *Tympanotonos*.** Uniquement représenté au Nord de Vigneville et dans le bassin d'Albas où il est bien observable dans le chemin du moulin ruiné (Massieux, 1973 ; Tambareau *et al.*, 1966). La succession débute, sous le moulin par :

- un calcaire rosé à *Alveolina aurignacensis* et milioles et un calcaire à oolites limoniteuses à orbitolites et dasycladacées (6 m) ;

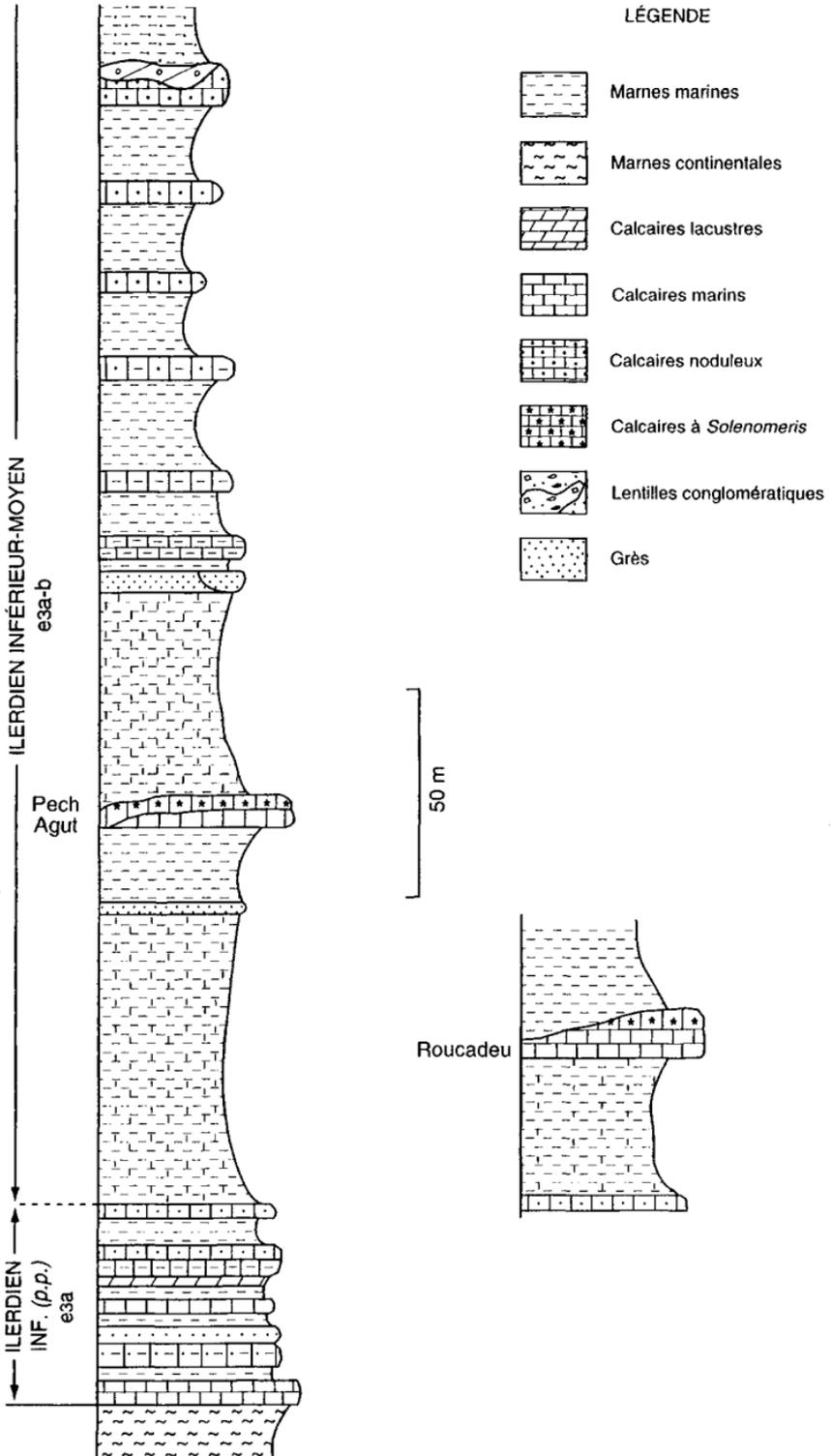


Fig. 6 - Succession lithostratigraphique synthétique de l'Ilerdien inférieur-moyen

– des marnes gréseuses à *Ovulites maillolensis*, *Pitar custugensis priscus*, *P. conilhacensis*, *Amaurellina albasiensis* (2 m).

Elle se poursuit par :

- des calcaires marno-gréseux à débris et des grès à ripple-marks (9-10 m) qui supportent le moulin ;
- un horizon marneux (2 m) à riche faune de gastéropodes : *Tympanotonos corbaricus*, *Batillaria blanquieri*, *B. couizensis*, *Melanatria almerae*,... ;
- des alternances (10 à 15 m) de calcaire graveleux à miliolidés et débris parfois oolitiques et de marne à foraminifères (miliolidés, valvulinidés, ovulites) et/ou mollusques, avec une mince intercalation de calcaire à tiges de characées.

À l'Ouest, au lieu-dit Chemin-des-Chats, la série est plus ou moins masquée par des éboulis, mais sa base est soulignée sporadiquement par le calcaire à milioles. Celui-ci, interrompu par l'accident de Villerouge-Albas, réapparaît provisoirement au Sud du ruisseau de Fourques.

Au Nord de Vigneveille, dans le prolongement oriental du bassin de Lairière, l'Ilerdien (20-25 m) est formé d'une alternance de :

- calcaire en petits bancs, rarement oolitique, à miliolidés, orbitolites, alvéolines, et pinces de crustacés ;
- marne grise ;
- grès fin roux ou gris ;
- une ou deux intercalations de calcaire sublithographique lagunaire.

La macrofaune n'est représentée, que par quelques fragments d'huîtres. Un banc calcaire à empreintes de cérithidés a été cependant observé contre le bord ouest du pointement paléozoïque de la D 212, à l'Ouest du château de Durfort, où un gisement de gastéropodes avait été anciennement signalé (Quillan à 1/80 000).

**e3a-b. Ilerdien inférieur p.p. à moyen. Marnes à turritelles, grès à nummulitidés et horizons palustres ou lacustres.** Les formations correspondantes constituent la plus grande partie du bassin d'Albas depuis le bord occidental de la nappe des Corbières (Est de la Serre d'Azeu) jusqu'à la Serre des Piques où, à la lisière du Paléozoïque, elles se trouvent impliquées dans une zone faillée complexe les découpant en plusieurs compartiments (ruisseau de Fourques, Serre de Trébiac, route du col de Villerouge). Cet Ilerdien réapparaît ensuite au Nord de Vigneveille et au Nord-Ouest du château de Durfort, avec des affleurements discontinus à la périphérie du pointement paléozoïque de la D 212.

• **Marnes à turritelles.** On peut y distinguer deux sous-ensembles.

– **Marnes à *Turritella trempina*, *Operculina gr. subgranulosa*, calcaire à *Solenomeris*.** Cet ensemble puissant de 100 à 150 m est constitué d'une

succession monotone de marnes gris-bleu à minces intercalations de calcaire argileux et, principalement dans le secteur d'Albas, d'une barre de calcaire récifal à *Solenomeris* (organismes récemment attribués à des foraminifères encroûtants ; Plaziat et Perrin, 1992).

À la base de la série marneuse, de petites turritelles, associées ou non à d'autres mollusques, précèdent l'apparition des foraminifères significatifs que sont *Operculina ornata* puis *O. subgranulosa*, qui pullulent dans de petits bancs de calcaire argileux.

Plus haut, le calcaire à *Solenomeris* constitue dans le paysage une crête blanche acérée et relativement continue qui arme les reliefs entre le Roucadeu et la Serre des Piques. À l'Ouest, on en retrouve quelques témoins dans les séries du col de Villerouge et du Nord de Vigneville. Au Nord d'Albas, les colonies de *Solenomeris* sont installées sur un récif à madréporaires qu'elles encroûtent et débordent latéralement, avec, alors, pour substrat, un gravier bioclastique ou un sédiment sableux ou boueux. L'interruption sur 600 m du récif, entre le Roucadeu et le point coté 400, pourrait correspondre à une passe comme on en observe dans les récifs actuels, et expliquerait l'abondance des operculines à cette hauteur.

Outre les *Solenomeris*, les faciès récifaux contiennent des madréporaires branchus érigés tels *Goniaraea elegans*, *Stratogyra michelina* et des algues, mélobésiées, corallinacées et *Pseudolithothamnium album* (Massieux, 1961). Au-dessus, apparaît la faune de mollusques qui accompagne au Nord d'Albas *Turritella trempina*, avec : *T. custugensis*, *Velates perversus*, *Bittium quadricinctum*, *Clavilithes parisiensis subscalaris*, *Crassatella securis*, *Vulsella*, des spondyles, des chamas, des madréporaires isolés tels *Pattalophyllia pyrenaea*, quelques échinides, etc. À la partie supérieure des marnes apparaissent les premières nummulites avec *N. couizensis* accompagnées d'alvéolines et d'orbitolites.

– **Marnes à *Turritella figolina*, *Nummulites exilis*, *N. globosus*, *Assilina leymeriei*.** Cet ensemble de marnes à intercalations calcaréo-marneuses, ou calcaréo-gréseuses, puissant d'environ 150 m, diffère principalement du précédent par son contenu faunistique. Il comporte également, mais plus limité (secteur nord d'Albas), un développement de calcaire récifal à *Solenomeris* encapuchonnant là aussi un récif à madréporaires et algues.

La faune est caractérisée par le grand développement des nummulitidés dont *Assilina leymeriei*, *Nummulites exilis*, *N. atacicus*, *N. globulus* d'apparition plus tardive, *N. couizensis* et *Operculina subgranulosa* qui perdurent. Ces grands foraminifères abondent surtout dans les assises calcaires, calcaréo-marneuses ou calcaréo-gréseuses, où ils se mêlent aussi, parfois, à des alvéolines et des orbitolites. *N. atacicus* et *O. subgranulosa* ont été signalées sous les calcaires à *Solenomeris* qui forment le sommet du Pech Agut.

Au-dessus des calcaires récifaux, certains des horizons marneux, riches en macrofaune, rassemblent des madréporaires isolés tel *Nicaeotrochus bilobatus* et de nombreux mollusques dont *Turritella figolina*, *T. trempina*,

*Sigmesalia hildeverti*, *Potamides crassiocostatus*, *Bittium nodosocostatum*, *B. quadricinctum*, *Pyrasus angustus*, *Melanatria boriesi*, *M. archiaci*, des naticidés, des ostréidés, *Pseudomiltha corbarica* abondant dans les calcaires argileux à chamas et alvéolines.

Plus haut dans la série, apparaissent des batillaires, (*B. subechinoides*), les *Tiaracerithium*, *T. montsechanum*, *T. tricinctum*, *T. tourouzellense* accompagnés de *Semisinus ? brevis*, *S. ? acutus*, *Ostrea multicosata stricticostata*, etc. Une faune comparable mais plus variée, découverte sur le bord oriental du ruisseau de Fourques (Vila-Bentot, 1965), rassemble des formes de milieu marin (clavilithes), lagunaire (batillaires) et des ellobiidés des bordures maritimes marécageuses.

Au Sud de la Serre des Piques, dans le ruisseau de Fourques, des couches à *T. figolina* correspondent à des alternances de bancs décimétriques de calcaire argileux, de calcaire gréseux et de lits marneux. Des marnes à *T. figolina* et nummulitidés existent aussi le long de la route du col de Villerouge et à l'Ouest de la D 212, au contact des assises de faciès rognacien du secteur de Durfort.

• **Grès à nummulitidés.** Aucun des secteurs de la feuille ne permet d'observer dans leur totalité ces couches qui ne peuvent être distinguées avec précision des marnes sous-jacentes.

La partie inférieure (30 à 35 m) est visible seulement au Nord d'Albas où elle comprend :

- des calcaires gréseux sombres, souvent à petites nummulites dont *N. globulus*, qui constituent des crêtes saillantes quand ils sont assez épais ;
- des grès grossiers et des micropoudingues alternant avec des marnes jaunâtres peu ou pas fossilifères.

La partie supérieure, et notamment la zone de passage au continental, est bien exposée dans la Serre de Trébiac, de part et d'autre du chemin qui descend aux ruines des Bacs où alternent sur 250 m environ des couches continentales, lagunaires et marines comprenant :

- une barre de conglomérat supportant un banc de calcaire lacustre à surface durcie perforée de clones et encroûtée d'huîtres ;
- un ensemble marneux dont la partie inférieure a livré une faune de mollusques avec *T. montsechanum*, *T. melaniaeformis*, *B. subechinoides*, *A. albasiensis*, etc., des fragments d'échinides mêlés à des petites nummulites et quelques assilines remaniées dans un lit de galets. La partie supérieure est continentale avec des marnes jaunâtres et de minces bancs de poudingue démantelé ;
- un complexe fait de poudingues, de grès noirs avec madréporaires et huîtres remaniées, de grès à nummulites, le tout intercalé de marnes, parfois à nodules ferrugineux et batillaires ;
- des marnes continentales sans fossiles avec, intercalés vers le sommet, un calcaire argilo-gréseux à *Romanella boriesi* ;
- des calcaires gréseux à nummulites et *Eoscutum donicieuxi*.

Au-delà, se succèdent des grès roux ou noirs, des bancs à nodules algaires, des poudingues, des marnes ocre et, enfin, un horizon grisâtre sans fossiles ici mais à batillaires à l'Ouest de la faille de la bergerie des Olivières.

Les calcaires lacustres et les marnes à batillaires de la base de la série se poursuivent vers l'Ouest dans le chemin de la Serre de Trébiac où ils sont surmontés par :

- un nouvel horizon de calcaires lacustres et de marnes à batillaires ;
- des marnes continentales jaunâtres.

Un troisième et dernier horizon de marnes à batillaires a été découvert au Sud du p.c. 436 de la serre. Des marnes à batillaires sont également connues sur la bordure ouest du ruisseau de Fourques où elles sont surmontées par les grès et poudingues de la base des couches continentales de la bergerie des Olivières. Elles sont à rapprocher des marnes riches en fossiles affleurant au Sud-Ouest de la Case Couverte (1/50 000 Capendu), au-dessus des grès à huîtres et nummulites.

Sur le bord est du même ruisseau de Fourques, le long du chemin de la métairie de Come-de-Bête à la tuilerie, les dernières assises marines, un peu différentes, sont constituées par :

- des marno-calcaires gréseux à faune de mollusques (Vila-Bentot, 1965), *Pyrazus vidali*, *Tiaracerithium albasiensis*, *T. yseultae*, *Semisinus ? multigranosus* ;
- des grès glauconieux à nummulites et à grosses concrétions rougeâtres mêlées à *Nemocardium corbaricum*, *N. boriosi* et à des *Romanella* sp.

### **Ilerdien supérieur à Bartonien. Série de Palassou**

À la lisière septentrionale de la feuille, les assises continentales qui surmontent tantôt les dernières assises marines de l'Ilerdien, tantôt directement le socle varisque, représentent la frange méridionale des puissantes molasses syntectoniques de l'avant-pays pyrénéen, désignées sous le terme de « Molasse de Carcassonne ».

Il s'agit de dépôts présentant une dualité sédimentologique accusée. On y observe d'une part, des matériaux assez bien stratifiés, relativement fins (argilites et marnes gréseuses plus ou moins carbonatées, généralement ocre, avec des marmorisations fréquentes) qui correspondent à des dépôts de plaine d'inondation souvent affectés par la pédogenèse. D'autre part, s'individualisent des matériaux nettement plus grossiers (grès et poudingues dont le centile peut atteindre 40 à 50 cm) ravinant toujours très sévèrement les dépôts précédents ; ils représentent le remplissage d'anciens chenaux par le matériel clastique. En outre, apparaissent çà et là, quelques lentilles carbonatées livrant parfois de concrétions algaires décimétriques (environs des ruines des Bacs) qui témoignent d'une sédimentation biochimique ayant pu s'installer dans certains chenaux abrités (feuille Lavelanet).

Stratigraphiquement, ces dépôts molassiques proximaux se rattachent à la série de Palassou de l'Aude et de l'Ariège dans laquelle ont été reconnues (Crochet, 1989) trois unités tectono-sédimentaires caractérisées par leur géométrie et leur composition, dont n'existent ici que les deux premières unités.

*e<sub>4</sub>d-5a*

**e3b-5a. Ilerdien supérieur-Lutétien inférieur. Première unité.** À l'Est du col de Villerouge, la base de la série continentale formant le revers nord de la Serre de Trébiac (150 à 200 m) a été rattachée à l'unité inférieure d'âge ilderdien supérieur à lutétien inférieur, car il s'agit de dépôts à dominance marneuse dont le matériel est essentiellement d'origine mésozoïque et qui surmontent, en concordance, les dernières assises marines de l'ilderdien. Les couches continentales de la cuvette des Olivières ont été également attribuées à cette première unité mais une partie de ce matériel, avec des marnes rouges abondantes, pourrait être interprétée comme des dépôts en onlap appartenant en fait à la deuxième unité.

**e5b-6. Lutétien moyen-Bartonien. Deuxième unité.** Au Nord et à l'Ouest du col de Villerouge, le reste de la série continentale (600 à 800 m) a été rattaché à la deuxième unité d'âge lutétien supérieur à bartonien, car une part significative du matériel y est d'origine varisque et, surtout on y observe une très forte transgressivité des dépôts sur leur substratum. Les assises basales de cette deuxième unité reposent en effet en discordance nette sur les assises continentales de la première unité au Nord de la Serre de Trébiac, puis sur les assises marines du compartiment ilderdien du Sud du col de Villerouge et s'avancent enfin jusque sur le socle varisque lui-même depuis le chemin de Recompatot jusqu'à la cuvette de Creuille. L'ancienne tranchée de chemin de fer, ainsi que le virage de la route de col de Villerouge, montrent des dépôts de plaine d'inondation (limons diversement pédogénétisés) caractéristiques de la base de l'unité, avec des remplissages de chenaux puissants mais encore peu grossiers (Plaziat, 1984). Vers le Nord, les versants de la Serre Labadié offrent de belles coupes de chenaux à remplissage plus grossiers (Plaziat et Freytet, 1987).

On notera enfin, sur le plan géométrique, que la limite inférieure des dépôts molassiques correspond à deux types de contact avec le substratum (fig. 7) :

- des contacts de type ①, orientés E-W, au niveau desquels les premières assises molassiques visibles, très redressées, parfois même renversées, reposent par toute leur surface basale sur le toit d'un substratum dont elles moulent les irrégularités ;
- des contacts de type ②, orientés obliquement à N 135-150, au niveau desquels les différentes assises molassiques viennent affronter le substratum les unes après les autres, par un contact tectonique. Il s'agit d'accidents obliques ayant fonctionné à la fois en faille normale et décrochement dex-

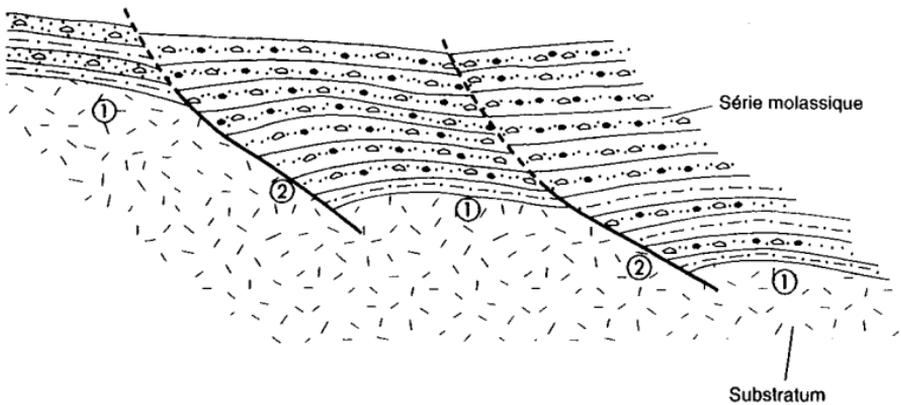


Fig. 7 - Les deux types de contact substratum/molasse

tre, qui s'amortissent progressivement dans la série molassique et découpent celle-ci en compartiments successifs. Dans chaque compartiment, le pendage s'atténue insensiblement avec des assises sommitales subhorizontales où l'existence, en particulier dans la deuxième unité, de discordances progressives d'une ampleur exceptionnelle (plus de 90°) qui témoignent d'une déformation en creux du réceptacle sédimentaire particulièrement intense tout au long de la période Lutétien supérieur-Bartonien.

## Oligocène

**g2-3. Formation de Paziols** (épaisseur : 500 à 600 m). La puissante série détritique de Paziols comprend deux faciès :

- à la base (100 m), des cailloutis à galets siliceux (grès et quartzites paléozoïques) emballés dans une matrice limoneuse ocre abondante ; l'organisation de ces dépôts en lentilles métriques à plurimétriques suggère des épandages fluviaux de piémont à chenaux divagants, dans un cadre montagneux encore peu marqué ;
- au-dessus et en continuité, des conglomérats calcaires à éléments mésozoïques dominants ; le matériel, quoique encore assez bien roulé, est de fort calibre, ce qui évoque l'apparition de reliefs énergiques et proches dans le domaine mésozoïque plissé. Vers le haut, la série prend un caractère plus fluvial avec des lits de galets et de graviers alternant avec d'épais interbanks de limons d'inondation.

Les cailloutis de Paziols ont été attribués anciennement au Pliocène. En réalité, leur disposition suggère un cadre paléotopographique très différent de l'actuel qui n'est en place que depuis le Pliocène. De plus, ces cailloutis sont recoupés par la surface d'aplanissement généralisé des Corbières orientales attribué au Miocène (Mein et Cornet, 1973).

Récemment, au Boulazé (situé à 1 km au Nord de Paziols), un niveau limoneux à coquilles du sommet de la série, a livré des débris osseux de rongeurs dont une M1m inférieure de *Eucricetodon atavus*. La morphologie évoluée de cette dent permet de penser que ce site est contemporain de celui de Pech-Desse attribué à la Zone MP 28 des mammalogistes. Plus bas, dans la série, le gisement de la Caune a livré quelques dents de *Nyctitheriidae* (insectivore) du niveau de Saint-Capraise (MP 20). Dans l'état actuel des investigations paléontologiques, la Formation de Paziols est rapportée à l'Oligocène *sensu lato*, l'âge priabonien de la Caune demandant à être confirmé.

En conséquence, la partie supérieure des cailloutis doit être placée dans l'Oligocène supérieur et il apparaît que le remplissage de Paziols s'intègre bien à l'ensemble des bassins oligocènes en distension de la marge méditerranéenne. En effet, l'analyse des accidents tectoniques et des déformations qui affectent ici cette formation permet de reconstituer un système de demi-fossés calés sur des accidents obliques N50 à N30 et compartimenté par des fractures N150 à N80 (fig. 8).

Postérieurement à cette phase distensive oligocène, l'ensemble du bassin a été repris par un serrage vigoureux qui est bien attesté régionalement, et qui peut être rapporté au Miocène supérieur (Calvet, 1986).

### Oligocène-Pliocène ?

g-p. **Cailloutis du Barrou.** De petits affleurements de conglomérats à éléments plus ou moins roulés pointent çà et là au milieu des remblaiements quaternaires. Ces cailloutis sont tectonisés et impliqués dans des déformations du substrat gypseux.

La datation de ces cailloutis est difficile. Sans doute existe-t-il plusieurs générations et les plus anciens pourraient être équivalents des cailloutis oligocènes de Paziols. Certains autres semblent liés à une morphologie très proche de l'actuelle (en particulier au pied du grand versant nord-ouest du Montoulié de Périllou) et d'âge post-miocène. Leur épaisseur est d'une dizaine de mètres au maximum.

### QUATERNAIRE

Les formations quaternaires de la feuille Tuchan sont représentées par des alluvions fluviales et par des dépôts de versant ou de piémont.

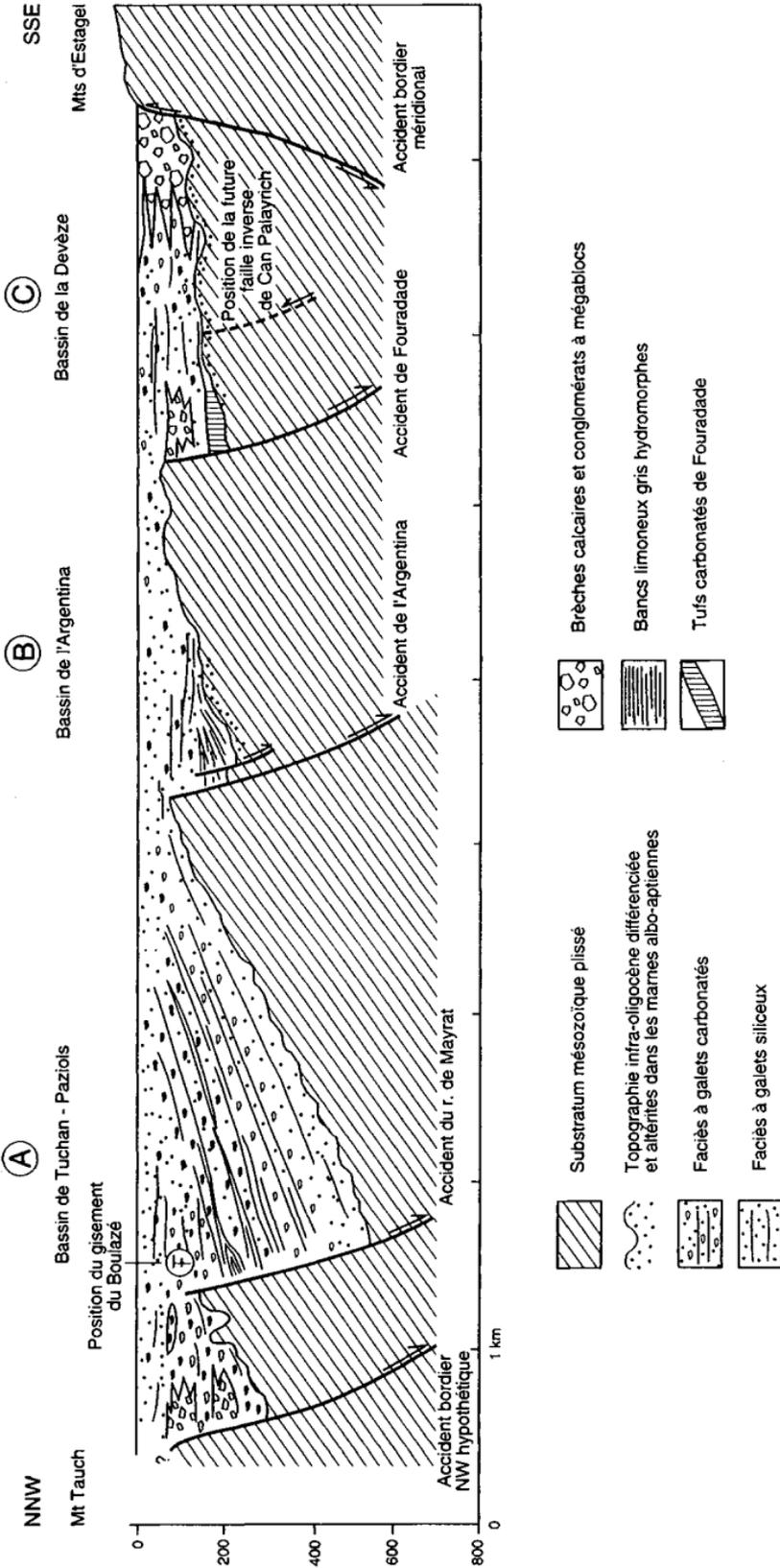


Fig. 8 - Essai de reconstruction des bassins de Tuchan - Paziols et de la Devèze à la fin de l'Oligocène (Calvet, 1990, inédit)

## Formations de versants

Les versants des Corbières méridionales sont abondamment tapissés de dépôts détritiques caillouteux ou argileux. Il existe plusieurs générations d'épandages, parfois raccordables au système de terrasses alluviales, et il est alors possible d'ébaucher une chronologie de ces dépôts.

### Pléistocène inférieur-moyen

**Br. Brèches de versant ; Bru. rubéfiées, reliées aux hautes terrasses.** Des brèches indurées et rubéfiées à forte hétérométrie, se raccordant à la haute terrasse, affleurent çà et là, en particulier dans la cuvette de Tuchan et au Sud-Ouest de Vingrau. Les faciès à matériel clastique anguleux des versants passent à l'aval à des cailloutis émoussés de cônes torrentiels.

### Würm

Les dépôts de versants liés aux froids wurmiens sont très répandus sur le pourtour des massifs mésozoïques, calcaires ou schisto-marneux, principalement dans le quart sud-ouest de la feuille (montagne de Tauch, Roc de Sagnes et rebord nord du chaînon de Galamus). D'un côté, sur substrat calcaire se développent des éboulis classés, tandis que de l'autre, les terrains marno-schisteux et gypseux sont le domaine des grandes nappes de solifluxion. Entre ces deux pôles, il existe de nombreux types intermédiaires dont la genèse est complexe.

**G. Éboulis cryoclastiques ; Gyb. contemporains des basses terrasses.** Éboulis classés, comprenant un fort pourcentage d'éléments cryoclastiques, largement étalés sur les grands versants, approchant localement (Nord-Est de la montagne de Tauch et massif de la Serre près de Vingrau) du type grèze litée.

Aux pieds des puissantes falaises calcaires, en particulier celles de la montagne de Tauch et du Roc de Sagnes, il existe d'importantes masses d'éboulis consolidés par des dépôts calcitiques à la suite des circulations d'eau. Les brèches qui en résultent sont très compactes et forment des placages épais qui peuvent atteindre plusieurs mètres. Parfois recoupées et entaillées par un réseau hydrographique plus récent, elles correspondent à des dépôts de piémont de la dernière période glaciaire.

La présence de marnes du Keuper ou du Santonien sous-jacentes aux importantes masses calcaires a facilité le glissement en contrebas de pans entiers de falaises plus ou moins fracturés, comme les olistostromes de la région de Duilhac au pied du château de Peyreperouse.

**S. Dépôts de solifluxion.** Le substratum des versants est souvent masqué par des nappes de solifluxion ou coulées boueuses constituées de blocs et de cailloux emballés dans une matrice argileuse brun rougeâtre, donnant généralement une topographie de versant irrégulière et même chaotique sur substrat gypseux (Nord de Padern), mais conduisant aussi à des versants réglés (Sud de Padern, Sud-Ouest de Cucugnan).

**P. Glacis d'épandage caillouteux ; Pya. raccordés aux moyennes terrasses.** De vastes formations caillouteuses de bas de pente, localement organisées en glacis (Duilhac, Tuchan), situées en contrebas des brèches anciennes, peuvent être raccordées à la moyenne terrasse. Le matériel est légèrement altéré et faiblement rubéfié et comporte une part de matériel cryoclastique. Le cachet climatique n'est cependant pas franchement marqué.

**GS. Formation mixte.** Il s'agit d'une formation complexe dont la mise en place relève de la combinaison de divers phénomènes : altération, solifluxion, gélifraction, et recouvre peut-être une succession de plusieurs phases climatiques wurmiennes.

## **Holocène**

**E. Éboulis récents.** Des éboulis de pied de falaise sont encore actifs dans la montagne de Tauch et les massifs de la Quille et de la Serre. Ils relèvent de processus gravitaires et des effets actuels de la gélifraction sur les falaises calcaires. Toutefois, l'intensité du fractionnement et l'étalement du matériel sont très faibles, eu égard aux épandages de la période wurmienne.

**C. Colluvions récentes.** Des colluvions argileuses mises en place exclusivement par ruissellement existent dans les zones montagneuses. Localement, l'épaisseur devient importante (trois à quatre mètres près de Massac), mais l'absence de stratification semble prouver le caractère monogénique du dépôt et sa datation reste difficile. En région méditerranéenne, ce type de colluvions peut remonter à l'Holocène ancien.

Le plus souvent, les colluvions sont caillouteuses et constituent des épandages minces au bas des pentes et dans les dépressions. Ce sont des matériaux étendus par les agents naturels et par l'action de l'homme : les sols de ces régions portent l'empreinte d'un agro-pastoralisme précoce et intense au cours des derniers siècles.

## **Formations fluviales**

Il existe généralement trois niveaux de terrasses, et leur échagement, relativement constant d'une vallée à l'autre, laisse penser qu'il s'agit toujours

des trois mêmes niveaux. La cimentation des cailloutis et l'évolution pédogénétique spécifique de chaque niveau étayent cette hypothèse. Ce sont d'ailleurs ces mêmes critères, morphologiques et pédologiques, auxquels s'ajoutent localement des traits de paléoclimats, qui ont servi de base à notre chronologie.

**Fu. Haute terrasse (Pléistocène inférieur-moyen).** Quelques lambeaux de cailloutis de faciès torrentiel, légèrement emboîtés dans les cailloutis tertiaires, présentent un début d'organisation en terrasse le long du réseau hydrographique. Ces cailloutis dominent par ailleurs le système quaternaire de terrasses véritablement étagées. Il s'agit d'une formation intermédiaire plio-pléistocène. Mais en raison de son état très résiduel, elle n'a pas été distinguée de la haute terrasse.

La haute terrasse est le plus souvent fortement encaissée en contrebas de la surface d'abrasion miocène (Cornet, 1980) et des cailloutis tertiaires, mais dans les dépressions, par le jeu de la tectonique, les deux formations sont localement superposées.

Le matériel détritique est essentiellement (60 à 85 %) constitué d'éléments silicatés ou siliceux (schistes, quartzites, lydiennes) issus de la couverture paléozoïque et d'éléments calcaires mésozoïques (40 à 15 %) d'origine proche. L'induration de ce niveau est toujours importante. Elle est due à la cimentation de la matrice interstitielle enrichie en carbonates (85 %) par les apports des versants calcaires.

L'induration est encore plus forte près de la surface où s'ajoute un encroûtement d'origine pédologique. Cet horizon calcaire C constitue la base du sol de type fersialitique lessivé à horizon B textural peu épais (0,5 m) mais assez fortement rubéfié (2,5 Y/R). Localement, sur roche-mère silicatée (métairie du Devès, vallée du Verdoble), le profil est plus profond (1,5 à 2 m) et l'argilification plus forte.

Ainsi, par ses caractères d'évolution qui impliquent une assez longue histoire continentale, la haute terrasse se différencie nettement des moyenne et basse terrasses qui ne présentent jamais ces caractères. On en déduit que l'intervalle de temps qui sépare la mise en place des deux types de formation est considérable.

**Fya. Moyenne terrasse (Würm ancien).** De nombreux témoins de la moyenne terrasse existent dans la plupart des vallées, à quelques mètres seulement au-dessus du lit actuel.

Le matériel alluvial, gravelo-caillouteux, montre localement une assez forte hétérométrie qui témoigne de la forte compétence des rivières à cette époque.

Sur matériel faiblement calcaire (le cas le plus fréquent), le sol de surface est de type brun lessivé ; sur roche-mère plus calcaire, une légère rubéfaction apparaît.

Dans la vallée du Verdoube, un peu en amont de Tautavel (feuille Rivesaltes), des horizons limoneux intercalés dans les cailloutis de la moyenne terrasse ont livré des faunules de mollusques de cachet tempéré-frais qui témoignent d'épisodes interstadiaires. Compte tenu de ces caractères paléoclimatiques et d'une date  $^{14}\text{C}$  supérieure à 35 000 ans (Gif.5051), un âge wurmien ancien peut être retenu pour la moyenne terrasse.

**Fyb. Basse terrasse (Würm récent).** Bien développé et assez continu le long des vallées, situé à deux ou trois mètres au-dessus des alluvions actuelles, ce niveau, au matériel très frais, est apparemment très récent. Cependant, l'abondance à proximité des versants, de cailloutis cryoclastiques et de limons lœssiques à malacofaunes steppiques lui confère un cachet paléoclimatique froid qui permet de le rattacher au Würm récent ou au Tardiglaciaire.

**Fz. Alluvions récentes.** Les alluvions du lit majeur des rivières sont de granulométrie grossière et mal triées, constituées de blocs et de galets auxquels vient s'ajouter localement une matrice terreuse. La présence de blocs témoigne de la puissance des crues historiques, parfois catastrophiques, comme celle de 1940.

Les alluvions de fond de vallée passent latéralement aux colluvions qui nappent généralement le bas des versants.

### **Dépôts chimiques**

**U. Travertins.** Ces dépôts calcaires, formés à l'émergence de certaines sources, occupent de faibles surfaces, en particulier près du bois de Fourques. La roche est vacuolaire, celluleuse, de couleur gris jaunâtre et renferme quelques débris de végétaux actuels.

## **TECTONIQUE HERCYNIENNE**

Les diverses unités tectoniques identifiées dans le massif de Mouthoumet constituent un dispositif structural général relativement simple, comprenant un autochtone relatif supportant des unités tectoniques allochtones. De l'WNW vers l'ESE apparaissent successivement l'unité du Roc de Nitable, l'unité de Félines-Palairac, et l'unité de la Serre de Quintillan (cf. carte, coupe synthétique et annexe).

## UNITÉS TECTONIQUES

### L'autochtone relatif (I)

Cette unité, dont on ne connaît pas le soubassement, est limitée à l'angle nord-ouest de la feuille où la succession lithostratigraphique s'étage de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère inclus (l'Ordovicien inférieur est connu plus à l'Ouest, sur la feuille Quillan à 1/50 000).

Les principales déformations correspondent à :

- des plis avec des antiformes à cœur d'Ordovicien, de Silurien ou de Dévonien et des synformes à cœur de carbonifère ; ces structures sont réparties en deux systèmes : le premier est orienté N70 à N90 (antiforme de Vignevieille, par exemple), le deuxième plus tardif N10 à N30 (Sud de Vignevieille) ;
- des accidents de même direction que ces antiformes et synformes qu'ils limitent de manière générale ; ils jouent en faille inverse et certains d'entre eux évoluent même en chevauchement ;
- des décollements dans les ampélites siluriennes.

### L'unité du Roc de Nitable (IIa, IIb)

Affleurant largement au Sud-Est de l'autochtone relatif, dans la zone centrale du massif de Mouthoumet, cette unité est constituée de terrains d'âge silurien à carbonifère. Elle est en contact :

- entre Villerouge et Mouthoumet, avec l'autochtone relatif par un accident qui plonge, de manière générale, vers le Sud-Est ;
- entre Villerouge et Dernacueillette, avec les unités allochtones de Félines-Palairac et de la Serre de Quintillan par l'intermédiaire d'accidents ;
- entre Fourtou et Padern (bordure sud), avec la couverture mésozoïque discordante.

À l'échelle de la carte, la structure de l'unité du Roc de Nitable se caractérise par la présence de deux ensembles bien définis géographiquement et lithologiquement :

- une *unité IIa*, constituée d'une succession complète depuis le Silurien jusqu'au flysch carbonifère ;
- une *unité IIb* au Sud-Est de la précédente, affleurant beaucoup plus largement et représentée par une série réduite ici à la seule présence de puissants calcaires de plate-forme viséens et de leur couverture flysch ; celui-ci par ailleurs présente les mêmes caractéristiques que le flysch de l'unité IIa (Schulze, 1982, 1984).

La structure générale de l'unité IIa, relativement simple, peut être assimilée à une structure monoclinale à pendage sud ou sud-est. En revanche,

celle de l'unité IIb est beaucoup plus complexe ; ainsi, dans la vallée du Torgan, comme dans le secteur de Villerouge–Mouthoumet, les roches carbonatées du Viséen chevauchent le flysch. Ce chevauchement replissé est également recoupé par des accidents NW-SE responsables d'un écaillage vers le Sud-Est ; localement, des klippen de l'unité IIb reposent en contact anormal sur les calcaires de la Portaille qui font partie de l'autochtone relatif.

Enfin, l'unité dans son ensemble est découpée par des accidents subméridiens à pendage fort à moyen.

Entre Mouthoumet (Sud-Ouest) et la Serre de Termes, le Siluro-Dévonien de l'unité IIa est en contact au Sud-Est avec des calcaires de plate-forme viséens de l'unité IIb par l'intermédiaire d'un accident subvertical de direction N50, entre les ruisseaux de Caulières et le Sou. Cet accident abaisse le compartiment sud-est comme dans les gorges du Sou où le Siluro-Dévonien de l'unité IIa est réduit à quelques dizaines de mètres de large à l'affleurement. Cet accident évolue latéralement et, à l'Est des gorges du Sou (Tronc-Fleuri), les calcaires viséens de l'unité IIb viennent flotter sur le Siluro-Dévonien de l'unité IIa.

Au sein de l'unité du Roc de Nitable, l'analyse des déformations montre une évolution polyphasée avec des plis E-W à N110 plus ou moins couchés, repris par des plis N-S déjetés à déversés vers l'Ouest et parfois faillés. Ces déformations, synschisteuses, sont reprises ultérieurement par des plis E-W, à surface axiale subverticale, associés à une schistosité de fracture recoupant les structures antérieures. Enfin, des décrochements subméridiens (N10 à N30) sont responsables des variations d'orientation des structures antérieures.

Les deux premières déformations sont indiscutablement hercyniennes puisque les schistosités associées à ces deux générations de plis sont scellées par des dépôts post-hercyniens. L'âge de la troisième déformation, présente dans certains terrains de la couverture post-hercynienne, est « pyrénéen » comme le sont également les décrochements subméridiens.

### **L'unité de Félines–Palairac (III)**

L'unité de Félines–Palairac se situe dans la moitié orientale du massif de Mouthoumet où elle est en contact :

- vers le Nord, entre Villerouge et Durban, avec le Méso-Cénozoïque de la couverture du massif de Mouthoumet par l'intermédiaire de l'accident de Villerouge–Albas, orienté WNW-ESE ;
- vers le Sud et le Sud-Est, entre Dernacueillette et Durban, avec l'Ordovicien de l'unité de la Serre de Quintillan par un accident à très faible pendage vers le Sud ;

– vers l'Ouest, aux environs de Dernacueillette, Laroque-de-Fa et Félines, avec des roches carbonatées de plate-forme du Viséen de l'unité Ib du Roc de Nitable par un accident à pendage plus ou moins fort vers le Nord-Ouest.

On n'observe jamais à l'affleurement, le contact avec l'autochtone relatif.

Cette unité comprend une succession s'étagant depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Carbonifère détritique.

À l'échelle cartographique, les traits structuraux majeurs sont la variation d'orientation des structures, la présence de plis associés à des accidents longitudinaux et le développement d'une tectonique tangentielle.

L'orientation des structures principales varie de part et d'autre d'une ligne NW-SE passant par Félines et Palairac : à l'Est de cette ligne, les différents faciès dessinent des bandes orientées NE-SW tandis qu'à l'Ouest, ces bandes prennent rapidement une direction N-S.

La présence de plis d'échelle cartographique est aisément repérable lorsque la lithologie est contrastée. C'est le cas par exemple au Nord du bois de Fenouillères et à l'Est du Pech de Pichéric où le Dévono-Carbonifère plissé montre des structures hectométriques à kilométriques orientées N70 (Coume de Félines) à N90 (Roc des Quiès), le cœur des synclinaux étant occupé localement par du flysch carbonifère. De plus, ces structures, déversées vers le Sud, peuvent être affectées par des accidents longitudinaux qui évoluent parfois en chevauchement vers le Sud ou le Sud-Est, comme dans les secteurs compris entre le Pech de Guilloumet et Montredron, au Nord du bois de Fenouillères, avant d'être à leur tour repris par des plis N-S à vergence ouest.

La tectonique tangentielle se traduit par de nombreuses zones de contacts anormaux et des failles associées parfois à des plis. Il en est ainsi : – dans la bordure méridionale de l'unité (région comprise entre Maisons et Davejean notamment) où le flysch carbonifère repose en contact anormal sur le Silurien ;

– au Nord et à l'Ouest de Palairac où les séries carbonatées dévono-carbonifères et leur couverture flysch sont impliquées dans des structures N-S, plissées et faillées, à chevauchement ouest, comme par exemple entre le col de Couise (au Sud-Ouest de Palairac) et le Pech de Pichéric (au Nord de Palairac). Il en est ainsi aussi aux environs de Quintillan où, localement (ruisseau de Saint-Martin par exemple), le flysch carbonifère et son substratum carbonaté sont impliqués dans une structure en écailles orientées NE-SW et à vergence sud-est comme l'ont déjà remarqué d'ailleurs H. von Gaertner (1937) et H. Schulze (1982).

Cette unité présente également :

- un décollement du Dévonien carbonaté sur le Silurien (Sud-Est du dôme ordovicien du bois de l'Évêque) ;
- un contact anormal entre le Silurien et les différents termes de la série dévono-carbonifère sus-jacente.

#### **L'unité de la Serre de Quintillan (IV)**

Elle constitue l'unité structurale la plus orientale du massif de Mouthoumet. L'unité de la Serre de Quintillan est en contact :

- au Nord et au Nord-Ouest, avec l'unité de Félines-Palairac par un accident à faible pendage sud ou sud-est ;
- au Sud et au Sud-Est, avec des dépôts discordants du Mésozoïque, eux-mêmes recouverts par des unités allochtones pyrénéennes (montagne de Tauch, nappe des Corbières).

Elle est formée pour l'essentiel de sédiments détritiques de l'Ordovicien inférieur avec une succession comprenant de bas en haut : des pélites satinées rouges et vertes, des pélites vert olive et des grès intercalés de joints pélitiques verdâtres. Cette lithologie relativement contrastée permet de dégager quelques caractères généraux comme l'orientation d'ensemble des structures principales, la présence de décollements ou autres accidents.

Les grès de l'ensemble supérieur forment, à l'échelle cartographique, des bandes montrant des changements d'orientation. Elles sont sensiblement :

- N-S aux environs de Davejean, à l'Ouest du « bassin houiller » de Ségure et au Nord-Est de Tuchan ;
- NE-SW au col Lemercier (entre Palairac et Maisons) et à la Serre de Quintillan.

À la partie sud-est de l'unité, l'ensemble gréso-pélitique est sensiblement subhorizontal, mais les grès forment de manière générale les reliefs les plus élevés, tandis que les pélites sous-jacentes occupent de larges dépressions. Les grès de la partie nord-ouest et ouest de l'unité de la Serre de Quintillan constituent le cœur de structures synclinales.

Dans le matériel gréseux, les déformations se manifestent par le développement de rares plis métriques à décamétriques visibles à l'échelle de l'affleurement (au Nord du bois de Ségure par exemple). Ces plis N20-N30 sont dissymétriques, déjetés ou déversés vers l'Ouest. Le plan axial, plongeant très fortement vers l'Est de 60 à 80°, est souligné par un clivage de crénulation qui n'est exprimé que dans les interlits pélitiques. Il est clair aussi que ce clivage reprend une schistosité subhorizontale.

Dans le matériel pélitique se développe une déformation polyphasée. L'une de ces manifestations se marque par endroits par le développement de litages tectoniques qui correspondent à un épisode majeur de la défor-

mation liée à un métamorphisme de faciès schistes verts. Plusieurs générations de plis peuvent être distinguées :

- une première déformation se marque par des plis couchés dont le plan axial varie en direction de N70 à N140 avec des pendages faibles à moyens vers le Nord (surtout) ou le Sud. Ces plis sont ensuite repris par des plis dissymétriques déversés ou déjetés vers l'Ouest, d'échelle millimétrique à décimétrique, que souligne un clivage de crénulation de plan axial N20 à N30 ;
- une deuxième crénulation déforme les structures précédentes ; elle est plan axial de plis millimétriques à décimétriques de direction N160 à N-S et plonge assez fortement à l'Est (60 à 80°) de manière générale. Cette deuxième crénulation, dont la direction est très proche de la première, n'est pas toujours facile à mettre en évidence à l'affleurement et peut être parfois confondue avec celle-ci ;
- ces crénulations sont à leur tour déformées par un clivage de fracture, plan axial de plis N50 à N60 et plongeant très fortement tantôt au Nord tantôt au Sud. Très souvent enfin, on peut observer un nouveau clivage de crénulation (N80 à N140 et subvertical) qui est plan axial de plis à grand rayon de courbure.

Des déformations tardives se marquent par des plis de type kink-band ou chevron dont les plans axiaux sont sensiblement E-W à N110 et à plongement vers le Sud.

Des décollements, relativement importants, peuvent être mis en évidence dans la partie centrale et orientale de l'unité de la Serre de Quintillan entre les grès de l'ensemble supérieur très grossièrement subhorizontaux reposent localement en contact anormal sur les différents termes de l'Ordovicien inférieur.

Les accidents, difficiles à mettre en évidence dans les terrains à faible contraste lithologique comme ceux de l'ensemble pélique inférieur, sont assez bien visibles quand le matériel de l'unité de la Serre de Quintillan est en contact avec celui de l'unité de Félines-Palairac ou bien encore avec les terrains post-hercyniens. Ils peuvent être regroupés en deux familles en fonction de leur orientation, NE-SW et N90 à N100 :

- *accidents NE-SW*. L'unité de la Serre de Quintillan est découpée par un réseau d'accidents NE-SW surtout bien visible à la limite nord de cette unité. Ces accidents se prolongent vers le Nord-Est dans le Siluro-Dévonien de l'unité de Félines-Palairac, aux environs de Cascastel-Villeneuve. Certains d'entre eux recoupent la limite nord du massif et se continuent dans le Mésozoïque. Le plus important est celui qui passe entre la Pinède de Durban et la Serre de Ginoufré où il est connu sous le nom d'accident de la Mouillère : il se poursuit vers le Sud-Ouest en direction de Quintillan, où il met en contact l'Ordovicien inférieur gréseux avec le Silurien ; il se continue jusqu'à Duilhac dans la couverture crétacée en pas-

sant par le col de Mairolles (1,5 km au Sud de Quintillan), le col de la Garde (au Sud-Ouest de la montagne de Tauch), le Sarrat de Taychou, le col de Boussac (1,5 km au SSW de Montgaillard) et le col de la Croix-Dessus (1 km au Nord-Ouest de Duilhac). Cet important accident a donc nécessairement un jeu (ou un rejeu) pyrénéen.

À l'intérieur même de l'unité, il est très difficile de suivre les accidents ; ils sont repérables uniquement lorsque le Silurien supportant l'Ordovicien apparaît en fenêtre ou en demi-fenêtre. L'exemple le plus caractéristique est celui de l'accident d'Artigue-Longue, 1,5 km au Sud de Cascastel où le Silurien forme une étroite bande ne dépassant pas une centaine de mètres de large pour une longueur de 1 km. Vers le Sud-Ouest, cet accident a été repéré en plusieurs points : à proximité du point 259, dans la Coume de Fer ; dans le ravin de Lambrusquière ; à l'Ouest du col de Taulepette (le Garouilla). Sa reconnaissance s'est faite à la faveur de la réfection ou de l'ouverture de chemins grâce à la présence d'ampélites siluriennes, associées localement (le Garouilla) à des calcaires à crinoïdes du Siluro(?)-Dévonien ;

- *accidents N90 à N100*. Ils sont décelables sur les bordures de l'unité, plus particulièrement entre Tuchan, au Sud, et le « bassin de Ségure ». Difficiles à voir dans le matériel peu contrasté de l'Ordovicien inférieur, ils sont aisément repérables quand ils recoupent la limite Paléozoïque/ couverture mésozoïque. Dans la plupart des cas, il s'agit d'accidents subverticaux dont le plus important est celui qui passe au Nord de l'ancien moulin du col de la Porte et se poursuit vers Esquine-d'Ase, en direction de Nouvelle. Il s'agit ici encore d'accidents ayant joué ou rejeu à l'Alpin.

### ORGANISATION GÉNÉRALE : HYPOTHÈSES

Comme il a été indiqué, l'édifice paléozoïque du massif est formé par l'accumulation de nappes de charriage. Le fait que l'autochtone relatif (moitié ouest du massif) possède une série lithostratigraphique apparentée à celle des nappes, permet de soupçonner son allochtonie par rapport à un substratum véritablement « autochtone » hypothétique : Précambrien-Cambrien de type zone axiale de la Montagne noire ou du massif de l'Agly ? Signalons que les sondages (Dreuilhe, Trézier) de la région située à l'aplomb de l'anomalie « légère » de Lavelanet, à l'Ouest de l'Aude, ont rencontré, directement sous le Mésozoïque, des granites et des schistes affectés de métamorphisme de contact. Les granites non orthogneissifiés ont donné (méthodes K/Ar et Rb/Sr sur micas) un âge cadomien (Kaplan, 1976).

L'idée est généralement admise selon laquelle ces unités seraient le prolongement latéral des nappes du versant sud de la Montagne noire. Selon G. Bessière (1987), le massif de Mouthoumet a pu coulisser en bloc suivant des directrices E-W et se déplacer relativement vers l'Est lors des

mouvements tardi-hercyniens : ainsi aurait-il été situé initialement à l'Ouest de la Montagne noire. Un problème demeure néanmoins : toutes les unités du massif de Mouthoumet possèdent un Silurien schisteux noir (ampélites), inconnu dans les unités supposées homologues de la Montagne noire.

Ce Silurien conditionne le style structural du massif et l'émiettement de la couverture dévono-carbonifère, particulièrement dans la demi-fenêtre au Sud de Villeneuve-des-Corbières.

Divers indices montrent que les contacts anormaux de base des nappes sont postérieurs à la déformation préalable des roches des compartiments en présence. Ainsi, aucun argument tectonique déterminant ne permet d'assurer le sens de propagation des nappes, ce qui explique les opinions diverses successivement adoptées :

– pour les uns (Durand-Delga, 1946, 1948), la zone charriée se plaçait au Sud-Est de l'accident chevauchant que l'on suit de Pont-d'Orbieu (Lanet) au Roc de Nitable et à l'Est de Termes ; l'autochtone relatif étant au Nord-Ouest, l'allochtone serait venu du Sud-Est, à la manière dont B. Gèze (1949) imaginait alors les nappes du versant sud de la Montagne noire ;  
– pour d'autres (Arthaud *et al.*, 1976 ; Bessière, 1987 ; Gaertner, 1937), les nappes, venant du Nord-Ouest, auraient dépassé la zone de l'autochtone relatif, et se seraient empilées de manière à ce que la plus haute tectoniquement parvienne le plus au Sud-Est.

On ne peut pas exclure non plus qu'il faille séparer *deux phases de sens opposés* : les nappes de Nitable et de Félines-Palairac pourraient venir du Nord, comme on l'admet actuellement pour la plupart des nappes du versant sud de la Montagne noire. Par contre, le chevauchement de la Serre de Quintillan, peut-être ultérieur, pourrait se faire vers le Nord-Ouest (cf. Durand-Delga, 1946 ; Gaertner 1937) : ce chevauchement bouscule en effet, de Quintillan à Maisons, le Silurien ampéliteux, alors que ce dernier est, plus à l'Est, à la fois substratum tectonique des lambeaux dévono-dinantien de la nappe de Félines-Palairac, et de la nappe de la Serre de Quintillan.

Une question se pose également quant à *la signification des affleurements ordoviciens qui apparaissent sous le Dévono-Dinantien de la nappe de Félines-Palairac* : que ce soit au Sud de la Serre de Ginoufré (Sud-Est d'Albas) ou, surtout, dans le bois de l'Evêque (Sud-Est de Villerouge-Termenès). S'agit-il d'un Ordovicien para-autochtone sous la nappe de Félines-Palairac ou de la base stratigraphique simplement décollée de celle-ci ? En tout cas, la présence des mêmes schistes violacés et verdâtres du Trémadoc dans ces affleurements et dans la Serre de Quintillan semble imposer un relatif voisinage paléogéographique à l'origine, pour ces deux domaines.

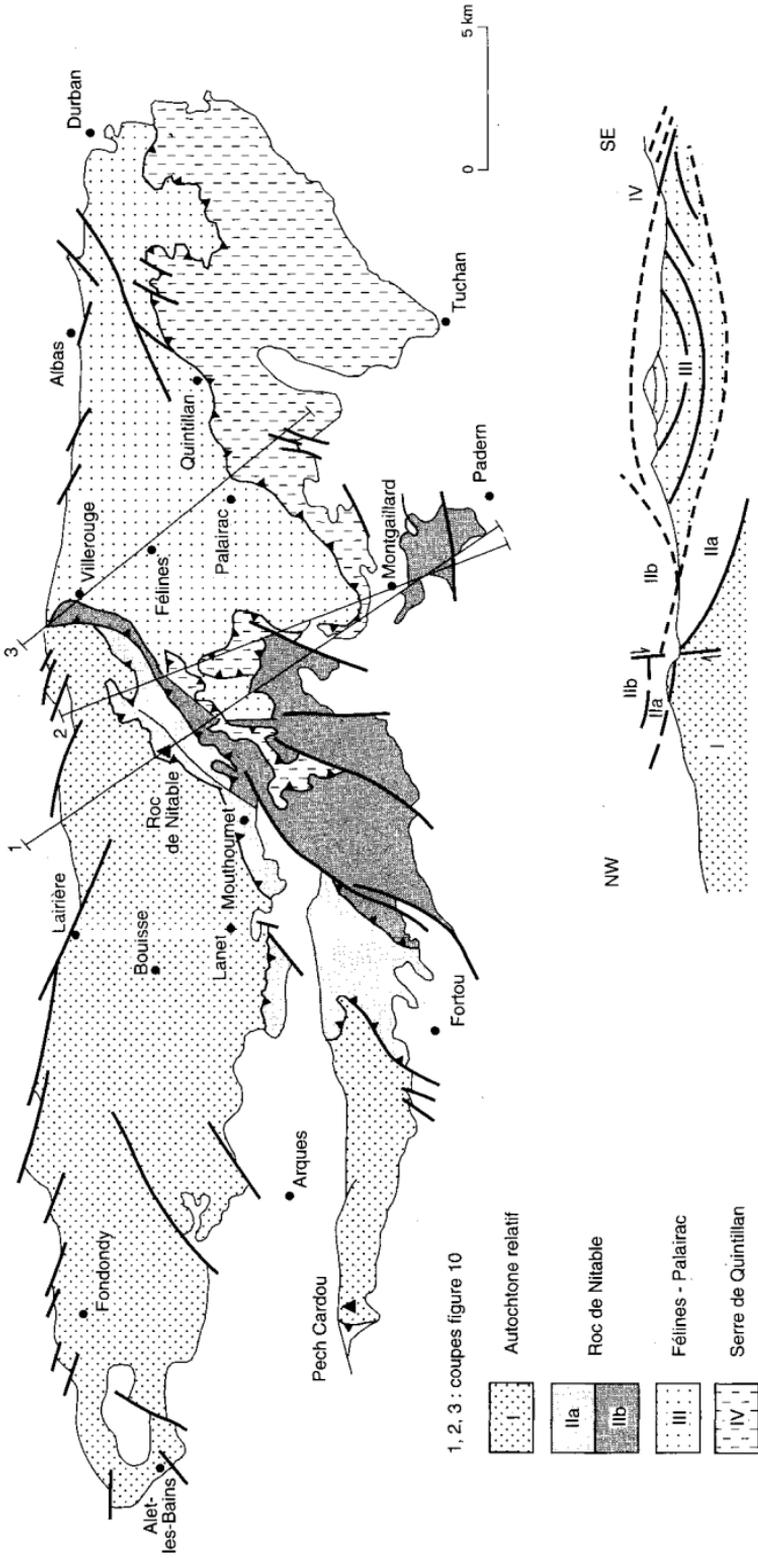


Fig. 9 - Schéma structural du massif de Mouthoumet et coupe interprétative (Bessière *et al.*, 1984)

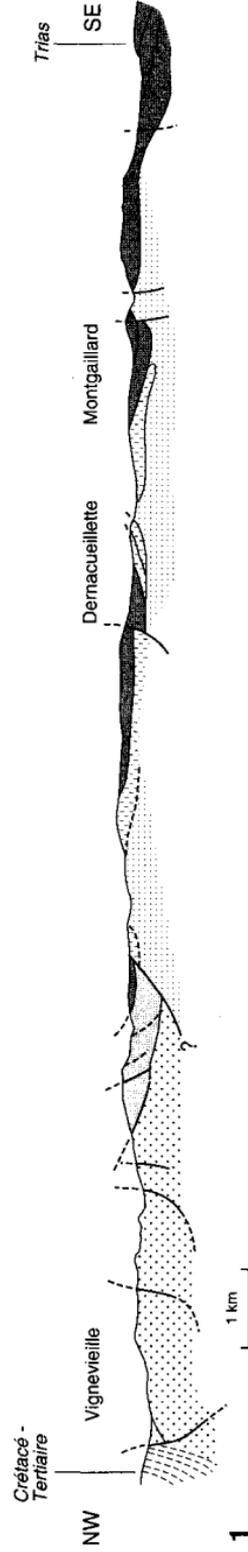
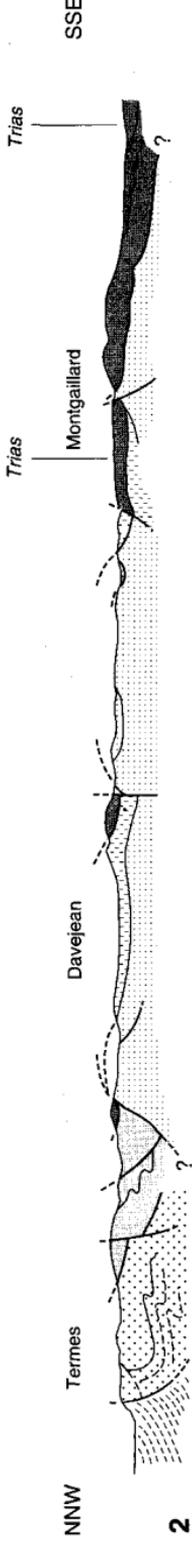
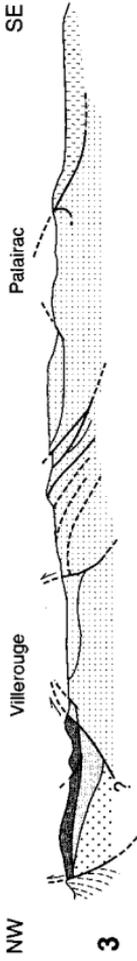
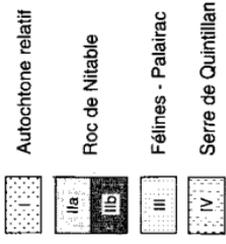


Fig. 10 - Coupes structurales à travers le massif de Mouthoumet (localisation en fig. 9)

Un autre problème n'est pas résolu. Du fait de la présence de la couverture mésozoïque et de sa tectonisation « alpine », on ignore les véritables rapports, à l'époque hercynienne, entre la nappe à matériel calcaire viséo-namurien (nappe de Nitable IIb) et la nappe à matériel ordovicien (Serre de Quintillan), toutes deux très proches géographiquement, au Sud d'une ligne, Dernacueillette-Maisons. Si l'Ordovicien des boutonnières d'érosion (ex-Carbonifère de la carte à 1/80 000, 2<sup>e</sup> édition) situées sous la dalle carbonatée viséo-namurienne, au Sud de Laroque-de-Fa, est la suite latérale de l'Ordovicien de la Serre de Quintillan, cela obligerait à réunir dans la même grande unité structurale la nappe de Nitable II et la nappe de la Serre de Quintillan IV. C'est l'hypothèse privilégiée dans le dessin des coupes (fig. 9 et 10).

La meilleure argumentation en faveur de l'origine septentrionale des nappes est d'ordre sédimentologique : elle résulte de la reconstitution du domaine carbonifère (Schulze 1982) la plate-forme carbonatée se situant au Nord par rapport au bassin « Culm », dans lequel glissaient les olistolites et blocs détachés de cette plate-forme. De la sorte, le massif de Mouthoumet entrerait dans le cadre général de la chaîne hercynienne au Sud du Massif central et dans les Pyrénées : la vergence sud des nappes y est maintenant unanimement admise, ceci n'excluant pas l'hypothèse parfois proposée de contre-poussées locales, notamment en ce qui concerne la Serre de Quintillan.

### *SUCCESSION DES PHÉNOMÈNES TECTONIQUES*

Une éventuelle discordance du Caradoc sur les volcanites de l'Ordovicien moyen peut être envisagée, à l'image des régions voisines, (Montagne noire, Pyrénées). Il peut s'agir d'une tectonique à caractère extensif. La différenciation, au Dévonien, et plus particulièrement au Frasnien, de zones paléogéographiques contrastées, est une manifestation de l'activité tectonique éo-hercynienne si intense dans les domaines internes au Nord de la chaîne.

Les événements essentiels se placent toutefois au Carbonifère, ce qui confirme la situation du secteur en domaine orogénique externe :

- **Formation du « sillon » sédimentaire** « Culm » vers 325-315 Ma, avec décharges grossières et démantèlement de la plate-forme carbonatée viséo-namurienne. Discordance légère (probable tectonique en distension) du Culm sur le Carbonifère inférieur ou même sur le Dévonien, dont le matériel est remanié.

- **Plissements intimes** avec métamorphisme léger, atteignant surtout les termes de base (Ordovicien) et schistosité liée, probablement pluriphasée. La mise en place dans « l'autochtone » de la « minette » de Termes datée à

320 ± 4 Ma et recoupant les plissements de son encaissant, suggère un âge namurien pour ces déformations.

- **Mise en place des nappes de charriage** : décollement au niveau du Silurien, avec vraisemblablement déplacement relatif majeur des unités du Nord vers le Sud.

- **Plissement et fracturation**, déformant en particulier les surfaces de base des nappes de charriage, souvent redressées, et prenant ainsi une direction principale WSW-ENE à SW-NE que l'on retrouve également dans l'autochtone relatif.

- Eventuel **mouvement en retour** vers le Nord-Ouest de l'unité de la Serre de Quintillan ainsi amenée (suivant un front SW-NE) à surmonter sa propre couverture de schistes siluriens, et à bousculer les éléments de la nappe de Félines-Palairac.

Après le Carbonifère moyen, le pays hercynien est soumis à une **intense érosion** et à une **fracturation** de style probablement décrochant. Dans les dépressions localisées le long de ces fractures, se déposent les formations « houillères » datées du Stéphanien. On les trouve essentiellement dans une direction SW-NE de Ségure et Taulepette – au-dessus de l'Ordovicien de la Serre de Quintillan –, à Durban – au-dessus du Silurien formant la base de l'unité de Félines-Palairac. Un volcanisme contemporain utilise les mêmes lignes de fracture.

Par la suite, et avant le dépôt en discordance des premières séries mésozoïques, les formations stéphanienues ont été ployées en synclinaux dissymétriques, grâce aux rejeux des accidents qui en avaient contrôlé la sédimentation.

## TECTONIQUE ALPINE

### *STRUCTURES MAJEURES DU NORD-EST DE LA CHAÎNE*

#### **Les Pyrénées**

Elles résultent de l'affrontement de deux plaques lithosphériques : l'Europe et l'Ibérie. Il s'agit donc d'une chaîne interplaque et non intracontinentale. Cette chaîne est cependant particulière puisque les deux plaques n'étaient pas séparées initialement par un espace océanique, à la différence des Alpes ou de certaines chaînes qui les prolongent vers l'Est. La limite des plaques correspondrait au Mésozoïque à une zone de failles transformantes : la faille nord-pyrénéenne. C'est essentiellement le long de cet accident que va se produire, au Crétacé, le déplacement senestre de l'Ibérie.

Au Crétacé, la zone nord-pyrénéenne coïncide avec une zone d'amincissement crustal sur un diapir asthénosphérique (Mattauer, 1985). Les flyschs crétacés nord-pyrénéens se sont déposés dans une suite de bassins de type pull-apart (Choukroune et Mattauer, 1978 ; Debroas, 1990) jalonnant le tracé de la zone de transformation senestre.

Dans la partie centrale de la chaîne, les données de sismique profonde résultent du profil ÉCORS réalisé sur une transversale médiane, sensiblement N-S. Elles fixent désormais clairement les relations entre les plaques en présence dans les Pyrénées centrales et orientales. La plaque Ibérie y correspond à la plaque chevauchée : elle aurait été faiblement subductée sous la bordure sud de la lithosphère aquitaine (Specht, 1989).

Cette subduction continentale, nécessairement limitée, conduit à un début de collision au Crétacé terminal (Choukroune, 1974). À l'Éocène se produit le poinçonnement de l'Ibérie par la plaque Europe (Roure *et al.*, 1989). C'est à cette époque que se mettent en place les nappes de charriage sud-pyrénéennes à vergence sud, vers le bassin de l'Èbre – raccourcissement de l'ordre de 90 km (Specht 1989) – et les unités chevauchantes nord-pyrénéennes – raccourcissement de l'ordre d'une trentaine de kilomètres – dans les Pyrénées ariégeoises (Baby, 1988).

À l'échelle de la chaîne, les chevauchements nord-pyrénéens, vers le bassin d'Aquitaine, prennent la signification de structures en rétrochevauchements.

### **La virgation du Languedoc méditerranéen**

Elle constitue l'un des traits structuraux majeurs sur le pourtour du golfe du Lion.

En effet, dans la partie nord-orientale des Pyrénées, la zone nord-pyrénéenne passe brusquement, mais en continuité, d'une direction E-W à une direction NNE-SSW à N-S. Au Nord des Corbières, ces structures transverses de la chaîne se raccordent, par l'arc de Saint-Chinian, aux structures à nouveau proches de la direction E-W dans le Languedoc oriental et la Provence, structures qui forment les prolongements orientaux de la chaîne.

Cette virgation a fait l'objet d'une interprétation d'ensemble (Arthaud et Mattauer, 1972) et de considérations plus limitées relatives à son extrémité sud (Leblanc et Vaudin, 1984). Cependant, le dispositif géométrique qui voit le prolongement de la zone nord-pyrénéenne dans les Corbières, et donc le raccordement direct et progressif de ces deux ensembles, est unanimement admis. Ainsi, la sous-zone nord-pyrénéenne septentrionale se prolonge dans les unités externes de la nappe des Corbières (Viallard, 1987). Le front de cette nappe, qui prolonge le front nord-pyrénéen de

Bugarach–Galamus, recouvre obliquement les unités sous-pyrénéennes et notamment l'extrémité orientale du massif de Mouthoumet. Le chevauchement-limite de la zone nord-pyrénéenne méridionale (ride des massifs nord-pyrénéens : Bessède, Salvezines, Agly et zone métamorphique) se poursuit vers le Nord-Est dans celui de Vingrau puis dans son homologue au-delà de la boutonnière de Feuilla : le chevauchement de Roquefort-des-Corbières.

C'est sur le mécanisme de la formation de la virgation, et en particulier sur le rôle du socle dans ce dispositif, que les interprétations proposées divergent.

### **Hypothèse de l'orientation des structures nord-pyrénéennes sur le prolongement de la faille des Cévennes (Arthaud et Mattauer, 1972)**

Dans ce cas, la paléogéographie mésozoïque du Languedoc aurait été conditionnée par le réseau de failles tardi-hercyniennes cévenoles.

Parmi elles, un rôle essentiel est attribué à la faille des Cévennes (NE-SW) et à ses prolongements méridionaux NNE-SSW dans le Bas-Languedoc et le golfe du Lion. Ainsi, dans les Corbières, la direction moyenne du sillon nord-pyrénéen aurait été NE-SW. À l'Est de la faille des Cévennes se développait le bassin du Sud-Est de la France, fortement subsident au Crétacé inférieur. Il était vraisemblablement bordé, vers le Sud, par une zone haute, non émergée, à l'actuel emplacement du golfe du Lion (Arthaud et Séguret, 1981). Sur cette zone se seraient réalisés des dépôts mésozoïques représentant une partie du matériel des nappes éocènes charriées vers le Nord. Pour G. Guieu (1986), leur développement et la fracturation extensive ultérieurs ont été mis en relation avec l'existence d'un bombement crustal mobile dans la zone golfe du Lion–Sud-Provence.

Dans l'hypothèse de F. Arthaud et M. Mattauer (1972), les structures éocènes des Corbières auraient à peu près la direction du sillon NE-SW initial ; une virgation « forcée » se produisant, à l'Éocène et peut-être même dès la fin du Crétacé, vers les limites E-W et NE-SW des blocs hercyniens, avec jeu senestre des accidents NE-SW. Quant au socle hercynien du golfe, il a été considéré soit comme un équivalent de la zone axiale, soit comme situé au Nord du prolongement supposé de la faille nord-pyrénéenne, non recoupé par la faille des Cévennes. C'est cette dernière interprétation qui est retenue par F. Arthaud et M. Séguret (1981) et par F. Arthaud *et al.* (1981).

## **Hypothèse d'une courbure tardive de la zone nord-pyrénéenne liée à une rotation de blocs du socle (Leblanc et Vaudin, 1984)**

La zone nord-pyrénéenne orientale montrerait au Nord du massif de l'Agly deux phases principales de plissement distinctes de celle ayant donné les plis couchés du synclinorium de la forêt de Boucheville, rattachés à une phase I.

Au Nord de l'extrémité orientale du massif de l'Agly, les plis majeurs E-W (plis 2 de Leblanc et Vaudin, 1984) et les plis en échelon, NW-SE (plis 3 de ces auteurs) liés à des coulissements E-W senestres, tous plis rapportés au Cénomaniens, auraient subi une rotation tardive d'environ 70°. Elle se traduit par un pli d'axe subvertical à double charnière, de type kink-band. Les traces des surfaces axiales auraient respectivement des directions N170 (Tauch-Estagel) et N120 (Vingrau-mont Pins). Cette torsion est considérée comme liée à une rotation des blocs du substratum sous-jacent.

## **Traits essentiels des structures et séquences discordantes post-nappe**

Dans le Languedoc méditerranéen et dans le golfe du Lion, des structures extensives, bien développées, sont conditionnées par des failles NE-SW réactivant, en profondeur, les surfaces de décollement antérieures. Cette inversion tectonique négative (Gorini *et al.*, 1991) est bien démontrée pour le fossé de Narbonne-Sigean où les failles majeures de la bordure ouest coïncident avec la présence d'une rampe de la nappe des Corbières et se branchent vers le bas sur la surface de décollement majeure dans les marnes gypseuses triasiques. Le caractère listrique de ces failles normales, de pendage moyen à fort en surface, est révélé par l'existence de structures en roll-over à différentes échelles, dans les terrains oligo-miocènes du fossé (secteur de Portel) et dans le substratum mésozoïque (roll-over de la Clape). Le pendage de ces failles diminue donc vers le bas pour se raccorder à un palier de décollement passant sous le massif de la Clape.

Dans le golfe du Lion, les données de sismique industrielle (SNEA-P, TOTAL,...) et les sondages de recherche pétrolière indiquent une alternance de horsts et de grabens de direction NE-SW où les formations oligo-miocènes surmontent, fréquemment, des terrains hercyniens : Silurien à Tramontane, Dévonien à Agde-Maritime, Ordovicien à Mistral, granite carbonifère à Sirocco, schistes graphiteux du Silurien (?) à Autan, méta-quartzites et phyllites à Rascasse.

L'étude des structures extensives post-pyrénéennes et la structure d'ensemble de la croûte dans le golfe du Lion, basée notamment sur le profil sismique ÉCORS, la sismique industrielle et les données gravimétriques, a fait l'objet de travaux récents (Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994). Ces travaux reconnaissent que la marge passive du golfe du Lion est limitée

vers le Nord-Est et vers le Sud-Ouest par deux zones de failles transverses principales (failles de transfert, NW-SE) : la zone de faille arlésienne qui marque la limite avec la marge provençale, vers le Nord-Est, et la zone de failles transverses catalanes, vers le Sud-Ouest. Dans le golfe, des zones d'accommodation mineures de même orientation, NW-SE, limitent ou décalent les structures extensives NE-SW, anté-Burdigalien supérieur.

Les failles, NE-SW à N-S, ont structuré cette marge passive lors du rifting de l'Oligocène-Miocène basal. Ces failles reprennent soit des failles tardi-hercyniennes à jeux mésozoïques, fortement pentées dans la partie supérieure de la croûte et à jeux décrochants (faille de Cévennes, faille de Nîmes, à terminaisons en « queue de cheval » de direction subméridienne), soit des surfaces de chevauchements pyrénéens ou même hercyniens. Le jeu oligo-miocène de ces fractures a conduit à la formation de blocs basculés avec escarpements majeurs à regard sud-est.

Dans la partie sud-ouest du golfe, la structure majeure correspond au graben central comportant deux fosses importantes : la fosse des Cathares et celle des Catalans où se sont accumulés depuis l'Oligocène jusqu'à 8 km de sédiments. La fosse des Cathares, la plus au Nord-Est, est limitée vers l'Ouest par l'une des extrémités, subméridiennes, de la faille de Nîmes.

Les diverses structures sont limitées ou décalées latéralement par des zones d'accommodations ou de transfert NW-SE.

Les *séquences sédimentaires* accumulées sur cette marge jeune ont été définies par sismique avec calage stratigraphique dans les divers puits. Cette analyse permet de distinguer quatre séquences sismiques majeures :

- la séquence synrift localisée dans les grabens comporte des brèches, marnes et évaporites de l'Oligocène à Aquitanien inférieur. Elle est limitée vers le haut par une surface d'érosion ;
- la séquence miocène comportant :
  - le groupe inférieur transgressif (Aquitanien supérieur à Burdigalien moyen),
  - le groupe supérieur progradant (Burdigalien supérieur à Tortonien supérieur) ;
- la séquence évaporitique du Messinien divisée en trois unités (séquence évaporitique inférieure, couche de sel, séquence évaporitique supérieure). Sur la bordure de bassin, une forte surface d'érosion sépare le Miocène du Pliocène ;
- la séquence du Plio-Quaternaire transgressive et progradante.

### **Domaine « nord-pyrénéen » sur la marge du golfe du Lion**

• **Problème du prolongement vers l'Est de la faille nord-pyrénéenne (F.N.P.).** Cette faille est considérée comme un accident tardi-

hercynien majeur ayant eu un prolongement dans le domaine golfe du Lion jusqu'au Sud de la Provence (Arthaud et Mattauer, 1972 ; Arthaud et Matte, 1975 ; Arthaud et Ségueret, 1981 ; Choukroune, 1974). Dans le Sud du golfe, la F.N.P. n'aurait pas été décalée par les failles du réseau cévenol. C. Gorini (1993) et P. Guennoc *et al.* (1994) admettent qu'il existe des traces de la F.N.P. crétacée sur la limite sud de la paléomarge oligocène au Sud de la Provence. Ces données étayent donc l'idée que le substratum hercynien du golfe est un équivalent structural de celui de la zone nord-pyrénéenne plus occidentale.

• **Rôle des failles NE-SW.** Dans le Languedoc méditerranéen et le golfe du Lion, le réseau de failles N30-40 est transverse sur l'orientation de la chaîne des Pyrénées. Ce sont, pour la plupart, des failles tardi-hercyniennes ayant joué au Mésozoïque, à l'Éocène et à l'Oligo-Miocène.

Au *Mésozoïque*, l'exemple de la faille de Nîmes, comme l'une des limites structurales majeures dans le bassin du Sud-Est, révèle le rôle paléogéographique important de ces fractures en particulier au Crétacé (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Ainsi, les bassins mésozoïques des Corbières orientales et du golfe du Lion étaient vraisemblablement conditionnés par les prolongements digités de telles failles (failles des Cévennes et de Nîmes, notamment). L'orientation NE-SW d'ensemble de ces failles ne paraît pas avoir été notablement modifiée lors des coulissements crétacés. Cependant, dans le golfe, le tracé subméridien de leurs extrémités pourrait traduire une faible rotation senestre des segments méridionaux.

On peut envisager l'hypothèse d'une zone de relais de décrochements senestres entre la zone de failles nord-pyrénéennes au Sud et une possible zone de failles sublatitudinales dans le Languedoc oriental sur la bordure du golfe du Lion. Ce jeu aurait pu provoquer l'ouverture de bassins pull-apart particulièrement actifs au Crétacé (près de 1 000 m ou plus d'Aptien et jusqu'à 2 000 m de Crétacé supérieur anté-Maastrichtien dans les unités frontales décollées sous la nappe des Corbières). Le Crétacé inférieur y apparaît plus épais (bien que de faciès voisin) que celui des unités externes de la nappe des Corbières, dans le massif de la Clape, par exemple ; ces dernières unités provenant d'une zone plus interne, mais moins subsidente.

À l'Éocène, le jeu décrochant du réseau cévenol est connu dans le Languedoc où décrochements et chevauchements sont contemporains (Arthaud et Durand, 1989). Les chevauchements pyrénéens du golfe du Lion impliquent le substratum hercynien et sa couverture, comme le révèle le sondage de Cicindèle. L'étude de C. Gorini (1993) indique :

- le pendage faible de ces accidents repris en inversion négative jusqu'à la base de la croûte amincie ;
- l'orientation NE-SW des surfaces.

Le chevauchement frontal des unités internes de la nappe des Corbières se prolonge jusqu'au Sud de Sète. Le front Calmar-Cicindèle, un peu décalé vers le Sud-Est, présente la même direction. Au-delà de la zone de

faille arlésienne, NW-SE, les chevauchements sud-provençaux apparaissent décalés vers le Sud-Est par rapport aux précédents.

Le rôle paléogéographique des accidents de transfert (NW-SE) reste à préciser. Il est cependant certain qu'il n'y a pas, actuellement, de continuité directe entre les chevauchements du Languedoc et ceux de Provence et les équivalences sont, de ce fait, problématiques. Ainsi, l'équivalence proposée entre le front nord-pyrénéen et le front nord-toulonnais (Philip *et al.*, 1987) ne reste basée que sur des considérations paléogéographiques.

Dans les Corbières, les rebroussements sous la nappe indiquent une translation des unités externes vers le Nord-Ouest. La proposition d'un déplacement vers le Nord-Est (Cornet, 1980) d'une partie de ces unités externes (Clape-Fraïsse) n'est pas argumentée. Par contre, dans le golfe du Lion, si l'on admet que, comme dans le Languedoc oriental (Arthaud et Durand, 1989), la compression pyrénéenne est subméridienne, on peut supposer un déplacement approximativement vers le Nord des unités internes impliquant le socle. Les accidents NE-SW, pentés vers le Sud-Est, auraient donc joué en rampe oblique et présenteraient ainsi une composante vers le Nord-Ouest. Les unités allochtones externes et unités frontales parautochtones, décollées sur le Trias, donc plus superficielles, auraient été expulsées latéralement ; le déplacement s'y effectue alors du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

### *ZONES ET UNITÉS STRUCTURALES DES CORBIÈRES*

La partie nord-orientale des Pyrénées, dans les Corbières, présente deux grandes zones structurales qui sont du Nord au Sud, ou du Nord-Ouest vers le Sud-Est :

– la zone sous-pyrénéenne représentant l'avant-pays plissé nord. Le substratum hercynien y affleure largement dans le massif de Mouthoumet. Le massif est limité au Nord par un système de failles inverses, en relais, WNW-ESE. Ces failles de fort pendage auraient aussi joué en décrochement à l'Éocène. Vers le Sud, les terrains hercyniens sont couverts en discordance par le Mésozoïque où les formations néocrétacées ont une disposition en onlap caractéristique ;

– la zone nord-pyrénéenne, nord-orientale, à l'Est de la vallée de l'Aude, se subdivise en deux sous-zones structurales. Dans la sous-zone externe, entre le chevauchement frontal et un accident médian (Nord-Agly, Puylaurens), le Mésozoïque présente des plis majeurs E-W, parfois schistosés. Dans la sous-zone interne, métamorphique, affleurent les massifs nord-pyrénéens de Salvezines et de l'Agly. Les terrains secondaires métamorphiques sont intensément plissés et schistosés (trois phases ont été distinguées : Choukroune, 1974).

Au Nord-Est du massif de l'Agly, la zone nord-pyrénéenne correspond à la nappe des Corbières orientales charriée vers le Nord-Ouest au sein de la virgation du Languedoc méditerranéen.

La feuille Tuchan recouvre plusieurs de ces grands ensembles structuraux (voir annexe).

- La **zone sous-pyrénéenne**, avec du Nord vers le Sud :
  - les unités autochtones ou parautochtones de la bordure nord-est du massif de Mouthoumet (secteur Albas–Durban) ;
  - la partie centrale et orientale du massif de Mouthoumet appartenant au substratum hercynien de la zone sous-pyrénéenne ;
  - les unités décollées du secteur Montgaillard–Rouffiac, sur la bordure sud du massif de Mouthoumet :
    - l'unité allochtone de la Montagne de Tauch,
    - les écaillés allochtones sous-pyrénéennes représentées par la partie orientale de la « lame de Camps–Peyrepertuse », les écaillés de Cucugnan–Tabourc, Bourdicou–la Bouzole et l'écaille du Penjat.

- La **zone nord-pyrénéenne** et la **nappe des Corbières** dans le secteur de raccord de ces unités couvrant une partie de l'extrémité sud de la virgation du Languedoc

La nappe des Corbières apparaît sur la partie orientale de la feuille. Son front se prolonge à l'Ouest de Paziols dans le chevauchement frontal nord-pyrénéen (C.F.N.P.), à la limite septentrionale de la zone nord-pyrénéenne (chaînon de Galamus–Pla de Saint-Paul).

### **Zone sous-pyrénéenne**

#### **Les unités autochtones et parautochtones sur la bordure nord-est du massif de Mouthoumet (secteur Albas–Pinède de Durban)**

- **Synclinal de Coustouge**. Son flanc sud correspond à la série monoclinale d'Albas, débutant par du Maastrichtien de faciès garumniens discordant sur du Trias de la Serre de Ginoufré. Ces couches rouges et les niveaux les plus élevés du Paléocène et de l'Éocène inférieur (Ilerdien) de direction N70°E butent obliquement contre le Paléozoïque du massif de Mouthoumet (faille inverse au Nord-Est de Villerouge, d'orientation N110°E).

- **Massif de la Pinède de Durban**. En contact par faille inverse avec le massif de Mouthoumet, il a été interprété soit comme une succession initialement monoclinale ployée en surface par la nappe de Corbières (Azéma *et al.*, 1963), soit comme une structure synclinale antégarumnienne reprise

par les plissements et charriages éocènes (Bessière et Viallard, 1985 ; Mattauer et Proust, 1965 ; Viallard, 1963).

À l'Est, il est surmonté par les écailles allochtones inférieures de la nappe. Vers l'Ouest, la série du versant sud, en contact par faille inverse avec le massif de Mouthoumet, s'inverse totalement. Elle vient en contact anormal avec les plis de la Serre de Ginoufré (accident de la Mouillère). Dans la partie nord-est, l'Aptien des Paillasses chevauche sur du Crétacé supérieur gréseux dans un contact à plongement vers le Nord. Ce contact a été interprété comme résultant de l'entraînement de l'Aptien des Paillasses, vers le nord, par la nappe, par-dessus le Sénonien de la Pinède de Durban (Azéma *et al.*, 1963). Mais, nous admettons la possibilité d'un chevauchement vers le Sud, ayant affecté le flanc nord d'un synclinal anté-garumnien, chevauchement accentué ou développé lors d'un serrage anté-nappe.

Dans la Serre Nègre, au Nord-Ouest de Durban, la série liasique et triasique en position inverse a été considérée soit comme un élément flottant sur le Keuper (Vila, 1965), soit comme un élément subautochtone se reliant, sous les écailles allochtones inférieures, à l'unité de la Pinède de Durban (Viallard, 1963).

• **Serre de Ginoufré.** Elle est constituée de terrains du Trias moyen et supérieur affectés de plis serrés, légèrement arqués (WSW-ENE à WNW-ESE). Ces plis sont déjetés vers le Sud, près d'Albas. Ils ont été considérés soit comme des plis éocènes dysharmoniques sous le flanc sud du synclinal de Coustouge (Azéma *et al.*, 1963), soit comme des plis anté-garumniens, intra-maastrichtiens (Bessière et Viallard, 1985).

### **Le massif de Mouthoumet (structures « alpines »)**

La partie orientale du massif, à la différence de sa partie occidentale, forme une large voûte décakilométrique non digitée. Fracturée sur sa bordure nord, elle s'enfonce normalement vers l'Est, comme vers le Sud, sous des terrains post-hercyniens discordants.

Mis à part les terrains stéphaniens de Ségure et Durban, ce sont généralement des formations détritiques rouges et des dolomies du Trias moyen qui forment le tégument enveloppant régulièrement le massif.

Les fractures subverticales NE-SW, très développées dans les parties orientale et centrale du massif, sont encore bien marquées vers son extrémité nord-est, au Sud du secteur Albas-Durban.

Rappelons que le substratum paléozoïque réapparaît vers l'Est, avec des faciès similaires, sous la nappe des Corbières, dans les fenêtres de Feuilla, Treilles et la Marende.

## Les unités sous-pyrénéennes parautochtones ou allochtones au Sud du massif de Mouthoumet

### • *Extrémité orientale de l'aire synclinale de Cubières–Soulatgé.*

Le flanc sud du synclinal, au Sud de Soulatgé, apparaît renversé sous les écaillés de Peyrepertuse–Cucugnan. Le flanc nord, découpé par des failles obliques NE-SW, s'appuie en discordance sur les terrains hercyniens du massif de Mouthoumet. Deux failles obliques principales délimitent trois compartiments majeurs où les terrains mésozoïques se disposent en séries monoclinales à faible pendage sud. Ce sont du Sud-Est vers le Nord-Ouest : le compartiment du bois de l'Ébayrac–Serre de Maureille, le compartiment des Rocs de Tirtacou–Nabant et celui de Soulatgé–Massac.

Les *failles transverses ou obliques*, NNE-N-S, rarement conjuguées avec des failles NNW ; elles sont généralement subverticales. Leur jeu, essentiellement vertical ou faiblement décrochant, est pluriphasé. On décele parfois un jeu antécénomaniens (faille des Horts, faille des Clos des Bacs, au Nord de Rouffiac). Mais, de même qu'au Nord du massif de Mouthoumet, l'essentiel de cette fracturation est éocène. Elle affecte le substratum hercynien comme le montre le prolongement de certains de ces accidents dans le massif de Mouthoumet (faille des Horts–l'Orme-Mort).

Les *failles à jeu inverse*. Deux accidents principaux s'y rapportent : la faille de Rouffiac et la faille de la Grenouillère–Serre de Maureille.

La faille de Rouffiac se prolonge vers l'Ouest jusqu'au-delà de Cubières avec une direction N70. Au Nord-Est de Rouffiac, de tracé N50, elle surélève relativement le compartiment sud-est, du Roc de Tirtacou, faisant apparaître les carbonates jurassiques contre le Turonien.

La faille de Grenouillère, au Nord-Est de Duilhac, met le Lias de la Serre de Maureille contre le Sénonien du Roc de Tirtacou. Cet accident aboutit vers le Nord-Est, à proximité du chevauchement des mines de Montgaillard où du Paléozoïque recouvre anormalement du Trias vers le Nord.

Les *décollements*. D'importance inégale, ils sont présents à différents niveaux de la pile lithostratigraphique. Le plus important est lié aux marnes gypsifères du Trias supérieur (région de Montgaillard, Massac) ; d'autres, moins marqués, apparaissent dans des marnes du Lias (Sud-Ouest de Montgaillard) ou bien dans celles de la base du Cénomaniens (col de Cèdeilan, Clots des Bacs, Sud de Massac, Sud-Ouest de Montgaillard). Ainsi, le décollement majeur, dans le Keuper, est relayé vers le haut dans le Lias ou le Cénomaniens, tout particulièrement quand le développement des marnes gypseuses triasiques paraît se réduire. Ces décollements traduisent un déplacement relatif de la couverture vers le Nord, en liaison avec les chevauchements néocrétacés et éocènes.

• *Unité allochtone de la montagne du Tauch.* L'allochtonie de cette unité, constituée essentiellement de Crétacé plissé et faillé, cisailée sub-

horizontalement sur une semelle de terrains triasiques, a été démontrée (Graciansky, 1962). De même que les écailles de Camps-Peyrepertuse, l'unité du Tauch est chevauchée à son extrémité sud par la zone nord-pyrénéenne. Mais ici, cet ensemble surmonte une semelle de roches triasiques qui viennent anormalement sur le tégument du massif de Mouthoumet.

Une faille NE-SW sépare l'unité en deux compartiments. Le bloc nord-ouest est formé de calcaires aptiens dont l'épaisseur peut approcher 1 000 m et affectés de plis droits ou faiblement déjetés vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Dans le compartiment sud-est, les plis, affectant des terrains albiens à turoniens, se déversent vers le Nord-Ouest, mais vers l'extrémité chevauchée, les couches prennent une direction NW-SE pour plonger, vers le Sud-Ouest, sous le front nord-pyrénéen.

Le dispositif géométrique d'ensemble montre que les plis sont, pour l'essentiel, antérieurs au charriage. Ces plis sont actuellement de direction NE-SW et parfois déversés vers le Nord-Ouest. Dans le cas où le déplacement de l'unité aurait été linéaire et approximativement suivant la direction de raccourcissement initiale, le déplacement se serait effectué vers le Nord-Ouest. Si le mouvement a été en partie rotationnel à partir des plis orientés suivant une direction proche de E-W, il est logique d'envisager une rotation senestre (rotation d'environ 45°, dans ce cas, contre une rotation de 120-125° dans le cas d'un mouvement dextre) ; le déplacement se serait encore fait, en moyenne vers le Nord-Ouest et non vers le Nord, ou le NNE, comme l'ont admis certains auteurs (Cornet, 1980).

• « **Écailles** » **sous-pyrénéennes internes**. Cet ensemble correspond pour partie aux « lames de Camps-Peyrepertuse » et du « Penjat » (Bilotte, 1985). Ces écailles de terrains crétacés sont charriées vers le Nord sous le front nord-pyrénéen et chevauchent le synclinal de Soulatgé. Des plis E-W hectométriques à décamétriques y apparaissent dans l'écaille de Peyrepertuse.

Au Sud-Ouest du Tauch viennent des plus externes aux plus internes : l'écaille de Peyrepertuse, les écailles de Cucugnan-Tabourc, l'écaille de Bourdicou-la Bouzole. Au Sud-Est du Tauch affleure la lame du Penjat.

*Écaille de Peyrepertuse.* Elle se place au front nord des écailles de Cucugnan-Tabourc. Son matériel du Coniacien-Santonien (c4-5aC, c5a) chevauche le Santonien (?)—Campanien (c5b-6) du compartiment Roc de Tirtacou—Roc de Nabant. Il est affecté de structures plicatives souples parmi lesquelles on distingue, séparés par une cassure transverse NE-SW (Bilotte, 1985) :

– à l'Ouest (fig. 11), le synclinal du Pla de Sagnes, déversé vers le Nord ;  
– à l'Est et du Sud vers le Nord, un synclinal déjeté au Sud : l'anticlinal droit de la Caune du Castel, pli conique dont la charnière hectométrique à l'Est passe vers l'Ouest, sur 300 m environ, à une charnière décamétrique ; de nombreuses déformations sont visibles dans les couches les plus compétentes qui se sont plissées de façon dysharmonique (fig. 12) et le

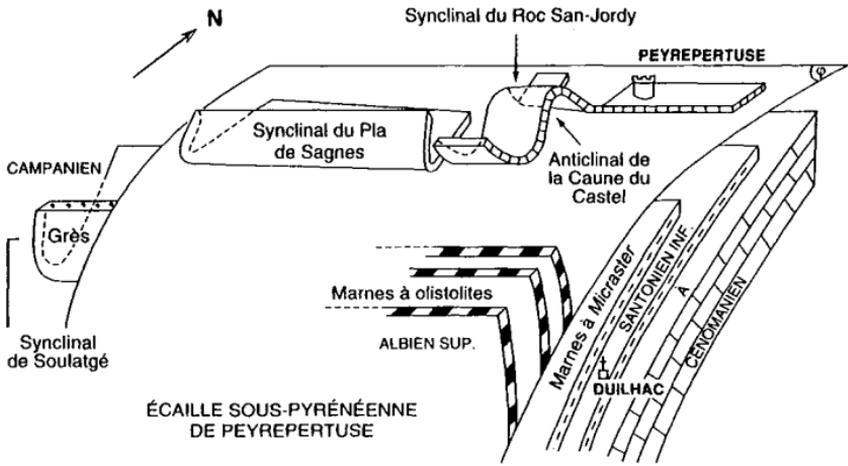


Fig. 11 - Tectonogramme du chevauchement de Peyreperouse (Bilotte, 1980)

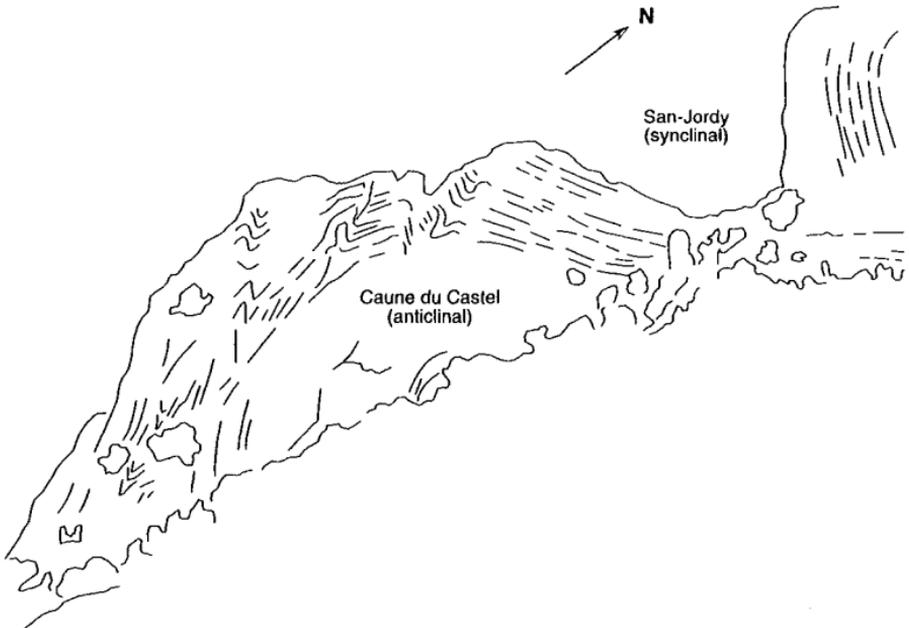


Fig. 12 - La déformation dans les calcaires de Peyreperouse

synclinal du Roc San-Jordy, conique et déversé vers le Nord, dont le flanc nord supporte le château de Peyrepertuse.

*Écailles de Cucugnan-Tabourc.* Elles sont essentiellement constituées par l'Albien. Elles chevauchent vers le Nord le Crétacé supérieur du compartiment bois de l'Anayrac-Serre de la Maureille ; le plan de chevauchement est ponctuellement jalonné par des lambeaux de calcaires du Cénomanién (Ouest du Crès, Nord du Pech Capel, Savannac, Roc de Riban, bergerie de Bugamus,...) et, la demi-fenêtre de Duilhac permet d'apprécier l'amplitude minimale du déplacement.

À l'Est du col du Triby, des failles transverses orientées N50°E individualisent trois panneaux. Seul le plus oriental montre, au niveau du Crès, une succession de dépôts en série normale vers le Sud : dans les deux autres, les successions sont inverses et à vergence nord. À l'Ouest du col du Triby, entre le Tabourc et les Cols, les couches sont généralement redressées.

*Écailles de Bourdicou-la Bouzole.* Elles sont composées des dépôts continentaux de la fin du Crétacé-début du Paléocène, connus sous le nom de « Garumnien de Cucugnan ». Ces dépôts sont reployés en un synclinal couché dont la charnière est bien visible dans les calcaires lacustres de faciès rognacien. Elles chevauchent au Nord les écailles de Cucugnan ; elles sont chevauchées au Sud par les séries nord-pyrénéennes à vergence sud. Cette architecture, acquise lors de la phase éocène, masque en partie les relations originelles entre le « Garumnien de Cucugnan » et son substratum. Il est malgré tout admis que celui-ci cachèterait une structuration précoce (campano-maastrichtienne) des séries nord-pyrénéennes.

*Lame du Penjat* (Bilotte, 1985). Elle englobe les affleurements marneux ou carbonatés bioconstruits de Crétacé supérieur qui émergent des dépôts superficiels de la plaine de Tuchan. La lame du Penjat est à la fois chevauchée, au Sud, par la zone nord-pyrénéenne au Rec de Buga (Raymond, 1965) et surmonte, au Nord, le Trias de la dépression de Tuchan représentant la semelle de l'unité du Tauch. Cette dernière apparaîtrait donc comme une unité plus externe que celle du Tauch.

## **La nappe des Corbières et son prolongement occidental**

### **Unités externes**

Elles sont séparées des unités internes par le chevauchement Vingrau-Combe de la Boutine, prolongé vers le Nord-Est par celui de Roquefort (feuille Leucate).

• **Unités basales.** Au Nord de Villesèque, ces unités, apparaissant en fenêtre (Vila, 1964) sous l'unité de Fontjoncouse, forment une structure en duplex. Plus au Nord, dans le secteur de Ripaud, ces duplex ont été dégagés par l'érosion. Ils ont été désignés comme supérieurs par rapport à ceux

venant au-dessous de la surface principale de charriage (Viallard, 1987) représentant le front dominant, fortement émergent.

Dans ce même ensemble, on peut classer les écaillés de Lias, Muschelkalk et Paléozoïque apparaissant sur la bordure sud-est du bloc au Nord de Durban. Plus au Sud, peut-être faut-il lui attribuer une partie des écaillés apparaissant entre Durban et Saint-Jean-de-Barrou. Vers le Sud-Ouest, en allant vers Nouvelle, la semelle emballe encore de nombreuses écaillés de calcaires du Muschelkalk.

• **Unité de Fontjoncouse.** Elle est représentée sur sa bordure sud (secteur d'Albas-le Viala). Les terrains rhéto-jurassiques y sont généralement en série normale sur la semelle marno-gypseuse du Keuper. Représentée à l'Est du Durban (secteur Mirailles-Mandourelle), elle disparaîtrait à l'affleurement dans le secteur de Fraisse-des-Corbières. Peut-être trouve-t-on un équivalent de cette unité dans les plis déversés et parfois chevauchants (Raymond, 1965) du secteur de Garrigas entre Embres et Nouvelle.

• **Unités supérieures (bordure occidentale des plateaux).** Entre les secteurs de Villesèque (au Nord) et de Fraisse (au Sud), la semelle de Keuper chevauche suivant un tracé subméri dien, des dolomies liasiques de l'unité de Fontjoncouse. Sur cette semelle vient une épaisse dalle de carbonates rhéto-jurassiques subtabulaire et fracturée. Sur le bord du plateau de Villesèque, la base de la dalle carbonatée est coupée obliquement sur le Keuper qui apparaît surmonté directement par du Dogger (Vila, 1964). Par contre, plus au Sud dans le secteur de Fraisse, la série est plus complète (Rhétien, au moins pour partie, sur Keuper).

La suppression de la partie inférieure de la série carbonatée rhéto-jurassique, dans le secteur de Villesèque, serait, pour partie, le résultat d'un jeu normal traduisant l'inversion négative des surfaces de chevauchements éocènes. Cette inversion a déjà été mise en évidence dans le fossé de Narbonne (Gorini *et al.*, 1991). Or, le Mésozoïque du plateau de la Devèze (Est de Villesèque) représente le prolongement vers le Sud du substratum mésozoïque de ce fossé.

Au Sud de la dépression de Saint-Jean-de-Barrou-col de Feuilla, des unités supérieures sont représentées par les massifs calcaires et dolomitiques de la Boutine-la Garrigue se prolongeant vers le Sud jusque vers Vingrau. Cet ensemble est faiblement plissé et fréquemment subtabulaire. Le contact anormal à la base de la « dalle carbonatée » est souligné, en divers points (Sud d'Embres,...) par de minces lames de schistes siluriens.

Sous le chevauchement de la Serre de Vingrau, les terrains jurassiques et éocrétacés sont affectés de plis serrés NNE-SSW, parfois écaillés (lame d'Albien s'allongeant au pied de la serre ; Jurassique chevauchant sur l'Albien à l'Ouest du point 559). À l'Ouest de ce faisceau, le Mésozoïque redevient modérément plissé.

• **La zone nord-pyrénéenne externe à l'Ouest de Paziols.** Affectée d'une virgation dans sa partie orientale, cette zone prolonge vers l'Ouest la nappe des Corbières. Le chevauchement se fait alors vers le Nord, sur les écaillles sous-pyrénéennes. Sur la feuille Tuchan, la zone nord-pyrénéenne n'est représentée que par sa bordure septentrionale, suivant une étroite bande E-W, à l'Ouest de Paziols. Elle y apparaît constituée de terrains mésozoïques (Keuper à Éocrétacé) mais comporte aussi, au Sud de Cucugnan, des terrains continentaux garumniens qui surmontent directement du Keuper de la partie frontale de la zone. On peut admettre que le contact était initialement stratigraphique, mais les déformations éocènes ont créé des contacts généralement mécaniques entre ces terrains.

Comme dans la partie plus occidentale du chaînon de Galamus (feuille Quillan) et de façon plus générale, dans la zone nord-pyrénéenne orientale, existent des plis obliques N110-120. Les plus remarquables sont figurés à l'angle sud-ouest de la feuille, dans le secteur de la Quille, au Sud-Ouest de Duilhac. Il s'agit là aussi de plis obliques en échelons, senestres, reprenant les plis majeurs de direction E-W.

Dans le secteur Galamus-Bugarach, le chevauchement nord-pyrénéen, prolongeant le front de la nappe des Corbières, représente un recouvrement d'assez forte ampleur, plurikilométrique, voire décakilométrique. Un tel déplacement implique un cisaillement qui recouperait en profondeur le massif nord-pyrénéen de l'Agly suivant un dispositif comparable à celui admis dans les Pyrénées ariégeoises (Souquet et Peybernes, 1987).

### **Unités internes**

Elles sont représentées dans l'angle sud-est de la feuille, en arrière du chevauchement de Vingrau-Combe de la Boutine qui se prolonge vers le Sud-Ouest, près de Tautavel, puis plus à l'Ouest sur la bordure nord du massif de l'Agly.

Dans ce secteur sud-est d'Opoul-Périllos, les terrains carbonatés jurassiques et éocrétacés sont affectés de plis assez ouverts (demi-longueur d'onde plurikilométrique et assez faible amplitude). Coupés de nombreuses petites failles de fort pendage à faible jeu décrochant ou vertical, ces plis sont faiblement asymétriques. Par contre, plus vers le Nord-Est (feuille Leucate), ils présentent souvent un déversement ou un déjettement marqué vers le Nord-Ouest. Leur orientation générale est NE-SW ; cependant, le synclinal du mas Farinas, à cœur d'Albien, représente une figure d'interférence entre des structures subméridiennes et NE-SW.

## Âge des déformations majeures

### Plissements mésocrétacés ou éocrétacés précoces

Dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise, au Pech de Foix, des plis en échelons NW-SE se seraient formés au Vraconien-Cénomaniens inférieur (Soula et Bessière, 1980 ; Soula *et al.*, 1986). Des plis analogues existent dans le bassin de Quillan (Achagra et Viallard, 1992 ; Bessière *et al.*, 1989).

Dans la zone nord-pyrénéenne orientale, au Sud du chevauchement du Bugarach, des plis majeurs E-W sont déformés par des plis obliques N100-120 (Leblanc et Vaudin, 1984), les deux systèmes étant rapportés par ces auteurs au Cénomaniens. Les plis couchés vers le Nord ou le Nord-Ouest, observés dans les secteurs plus méridionaux de la Z.N.P. (Choukroune, 1974), sont antérieurs aux autres plis et également datés du Cénomaniens ou, moins précisément, de l'Albo-Cénomaniens (Légier *et al.*, 1987), âge alors donné au métamorphisme pyrénéen. Cependant, les datations radiométriques récentes (Golberg et Maluski, 1988) relatives à la zone métamorphique du pays de Sault, indiquent qu'un métamorphisme, dit statique, s'exercerait au cours du Cénomaniens (jusqu'à 91,5 Ma) alors que les minéraux dits syntectoniques ont donné des âges plus dispersés entre 95 et 86,5 Ma (Cénomaniens à Santonien basal).

Pour la zone nord-pyrénéenne orientale, il est néanmoins très vraisemblable qu'une partie du plissement se soit réalisée au Crétacé moyen. Notamment, des plis obliques en échelons seraient de l'Albien terminal (Vraconien supérieur) ou du Cénomaniens basal. Sur le fait que dans la zone interne, la disposition équante des minéraux néoformés ne paraît pas liée à une déformation, il faut objecter, comme le fait J.C. Soula (*in* Synthèse des Pyrénées, à paraître), que l'intensité des déformations internes, responsables localement d'un plissement, n'était pas encore suffisante pour qu'une cristallisation orientée puisse se produire.

Il est toutefois très improbable que les plis de la zone nord-pyrénéenne orientale soient seulement cénomaniens ou albo-cénomaniens, comme le proposent certains auteurs (Leblanc et Vaudin, 1984). Certes, si les déformations mésocrétacées, ou éocrétacées précoces, ont été généralement sous-estimées, il ne faut pas minimiser le rôle des plissements fini-crétacés et éocènes. Etant donné que les plis majeurs des Fenouillèdes se prolongent, après virgation, dans le Sud de la nappe des Corbières, il faut admettre, cependant, qu'une partie du plissement y serait du Vraconio-Cénomaniens.

## **Plissements fini-crétacés**

L'importance de ces déformations, bien mises en évidence en avant du front de la nappe, est difficile à évaluer dans la nappe elle-même où les terrains néocrétacés et éocènes sont absents ou non identifiés. Notons cependant que sous le front nord-pyrénéen, le Garumnien de Cucugnan, fortement tectonisé (écailles de Bourdicou-la Bouzole), surmonte directement du Trias. Un contact originel discordant entre ces terrains est vraisemblable, il traduirait les effets de la tectonique compressive campano-maastrichtienne qui jouerait un rôle important dans la structuration interne de la nappe.

## **Déformations pyrénéennes**

Dans la nappe, on ne peut, là encore, évaluer, en l'absence d'Éocène, la part exacte des déformations pyrénéennes. Il est néanmoins assuré que c'est à cette phase que l'on doit le déplacement majeur de l'allochtone avec écaillage important sur les saillies du relief anté-nappe et formation de duplex. Des plis, formés antérieurement au charriage, ont été accentués ou tordus (plis à axe courbe de l'unité de Fontjoncouse, plis des unités sous-pyrénéennes allochtones : Ripaud).

Les stades finaux du charriage sont postérieurs à la formation des poulingues de Palassou (Ilerdo-Lutétien) surmontant l'Ilerdien du synclinal de Coustouge. Ces charriages sont antérieurs à l'Oligo-Miocène du fossé de Narbonne-Sigean : terrains continentaux déposés au cours d'une tectonique extensive : rifting de l'Oligocène-Aquitainien inférieur sur la marge du golfe du Lion. Les structures plissées, observables dans l'Oligo-Miocène du secteur de Portel-des-Corbières notamment, sont en fait des roll-overs liés au jeu de failles listriques normales. Sous le front de la nappe, près de Ripaud, les plis éocènes subméridiens de l'unité paraautochtone de Monséret-Boutenac s'enfoncent sous l'allochtone sans le déformer. On en déduit que ces plis sont antérieurs au charriage tardif (hors séquence) ; il existe bien plusieurs stades de déformation au cours de la « phase » pyrénéenne éocène.

## **Déformations post-nappe**

Dans le fossé de Narbonne et les grabens du golfe du Lion (Gorini, 1993 ; Gorini *et al.*, 1991), le rifting est daté de l'Oligocène à Aquitainien inférieur. Dans l'hémi-graben de Narbonne-Sigean, les failles majeures de la bordure occidentale se branchent sur une rampe de la nappe des Corbières. Cette rampe et le décollement profond ont été inversés négativement lors de l'extension. Ce rejeu extensif se retrouve, notamment, à la base de la dalle carbonatée formant certaines des unités supérieures de la nappe (plateau de Villesèque-Fraisse, massif de Périllos où le jeu extensif se marque aussi par de nombreuses fractures affectant les massifs).

Pour le demi-fossé de Paziols, on doit admettre un dispositif structural analogue à celui de Narbonne-Sigean. La faille de Paziols sur la bordure nord-ouest, partiellement fossilisée par les formations détritiques les plus récentes, doit se brancher sur la rampe de chevauchement éocène responsable de l'anticlinal de rampe de l'Auzine ; cette surface mécanique rejoint en profondeur le palier de décollement majeur sur le Keuper.

Dans les Corbières, les déformations extensives les plus tardives, plio-cènes et quaternaires affectent les hémi-grabens externes de Thézan et Lézignan-Camplong. Dans le golfe du Lion (Gorini, 1993), les épaisses formations plio-quaternaires sont fracturées et décollées sur les évaporites messiniennes. Ces déformations extensives tardives (Viallard et Gorini, 1994) sont liées à la subsidence thermique du bassin océanique provençal.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RESSOURCES EN EAU

#### Climatologie

Le climat de cette région est de type méditerranéen avec des étés particulièrement chauds et secs et des précipitations parfois très violentes réparties sur de brèves périodes. Les hivers s'avèrent généralement doux et les jours de gelées rares.

L'altitude comprise entre 70 NGF (dans la vallée de la Berre au Nord de Durban-Corbières) et 964 NGF au sommet de la Quille entre Duilhac et Saint-Paul-de-Fenouillet et l'orientation des vallées, donc des vents et de l'ensoleillement, constituent des paramètres modifiant les caractéristiques locales du climat observé sur cette feuille.

La *pluviométrie* augmente très sensiblement en direction de l'Ouest, puisque la moyenne annuelle des précipitations entre 1964 et 1990 s'établit à 638 mm à Tuchan, 648 mm à Durban, mais 817 mm à Termes et 818 mm à Rouffiac-des-Corbières. Cela traduit l'influence capitale des reliefs du Mouthoumet, notamment entre le pic de Bugarach et le Milobre de Bouisse situés sur la feuille voisine. Les moyennes pluviométriques atteignent alors 1 256 à 1 271 mm à Bouisse et Fourtou, villages situés respectivement à 5 et 7 km à l'Ouest de la limite occidentale de cette carte.

La montagne de Tauch, située immédiatement à l'Ouest de Tuchan et culminant à 917 NGF, constitue en fait le premier obstacle aux perturbations venant du Sud-Est.

Octobre et juillet s'avèrent respectivement les mois le plus et le moins arrosés. Les précipitations d'octobre à janvier représentent 45 % des hauteurs de pluie enregistrées sur cette région, quel que soit le poste d'obser-

vation. Par contre, les trois mois d'été, entre juillet et septembre, n'enregistrent que 15 % de la pluviométrie annuelle.

Le nombre de jours de pluie varie de manière sensible suivant les années, mais reste assez similaire d'un poste à l'autre pour une même période. En moyenne, ce nombre varie entre 70 et 90 et les précipitations supérieures à 10 mm s'observent durant 25 à 30 jours environ.

Les précipitations importantes peuvent se produire durant un temps très bref. On peut citer, par exemple, 252 mm en 48 heures les 28 et 29 novembre 1968 à Rouffiac-des-Corbières, 160 mm en 24 heures le 27 octobre 1985 à Durban ou encore 110 mm en 12 heures à Termes en novembre 1962.

La neige n'est pas exceptionnelle sur cette région, notamment dans la partie occidentale de la feuille et sur la montagne de Tauch ; les périodes enneigées s'avèrent cependant de courte durée. Il faut noter une hauteur de neige de l'ordre du mètre à Termes entre les 10 et 12 janvier 1981.

À Tuchan, la *température* moyenne annuelle atteint 14,2 °C. Elle s'avère certainement légèrement plus faible dans les agglomérations à altitude plus élevée ou situées plus près du Mouthoumet. La température moyenne mensuelle la plus faible s'observe en janvier, soit 8,0 °C et le mois de juillet s'avère généralement le plus chaud avec une moyenne de 22,7 °C. Cette distribution thermique dépend essentiellement de l'altitude.

Des températures inférieures à -10 °C ne sont pas exceptionnelles sur cette région et à Tuchan on a enregistré des minima de -12 °C en janvier 1985, avec une moyenne de -5,4 °C pour les deux premières décades de ce mois. Des températures plus basses ont même, semble-t-il, été obtenues en février 1962.

Les vents ont une fréquence et une intensité nettement moins prononcées qu'au Nord dans la vallée de l'Aude ou plus au Sud en Roussillon. Les vents dominants soufflent du Nord-Ouest avec une fréquence d'environ 60 % ; il s'agit du « cers » généralement sec, bien que pouvant parfois apporter quelques pluies.

Les vents du Sud-Est s'avèrent beaucoup plus humides et entraînent épisodiquement de violentes pluies d'origine méditerranéenne provoquant parfois des crues très marquées ; ils se dénomment « marin ». Leur fréquence est de l'ordre de 20 % ; ils restent rares en été mais deviennent plus fréquents en automne.

La durée moyenne d'insolation atteint environ 2 000 à 2 200 heures par an dans cette région.

## Hydrologie

Le territoire concerné par cette feuille se situe dans les bassins-versants de l'Aude au Nord-Ouest, de la Berre au Nord-Est et de l'Agly au Sud. Une toute petite partie de la carte est directement tributaire de l'étang de Leucate. Les bassins-versants de l'Agly, de la Berre, de l'Aude et de l'étang de Leucate représentent respectivement 50 %, 25 %, 20 à 25 % et moins de 5 % de la superficie de cette feuille.

L'Agly n'apparaît pas sur cette carte, mais l'on y rencontre deux principaux affluents que sont le Verdouble, s'écoulant d'Ouest en Est avant de prendre la direction du Sud après sa confluence avec la rivière de Tarrassac (ou Petit-Verdoble) et le Roboul se dirigeant du Nord vers le Sud.

Le Verdouble présente un régime permanent et, à la station de jaugeage de Tautavel (au Sud de la carte), le débit moyen atteint  $2,28 \text{ m}^3/\text{s}$  entre 1965 et 1976 avec un étiage absolu de  $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$  en 1976. Le débit de pointe décennal est évalué à  $343 \text{ m}^3/\text{s}$ . Par contre, plus au Sud, l'écoulement aérien du Verdouble peut se perdre totalement avec réapparition aux résurgences de Font Estramar et Font Dame près de Salses.

Le Roboul ne présente que rarement un écoulement superficiel, le ruissellement dans ce bassin versant à forte dominante calcaire étant limité.

Dans le bassin-versant de l'Aude, sur cette feuille, le réseau hydrographique s'avère un chevelu de ruisseaux et rivières à débit d'étiage réduit, voire nul. Seul le Sou s'écoulant globalement Sud-Nord et qui conflue avec l'Orbieu en limite nord-occidentale de la carte représente un cours d'eau plus notable.

La Berre, qui prend sa source au col d'Amiel près de Quintillan, se dirige du Sud-Ouest vers le Nord-Est. À la station de jaugeage de Ripaud située à 3 km de la limite septentrionale de cette feuille, le débit moyen s'établit à  $0,925 \text{ m}^3/\text{s}$  pour la période 1962 à 1984 avec un débit de crue décennal évalué à  $189 \text{ m}^3/\text{s}$ . Les étiages de juillet et août se poursuivent généralement jusqu'en septembre ou octobre, et les débits de la Berre descendent le plus souvent en dessous de 100, voire 50 l/s.

## Hydrogéologie

Sur cette feuille, les ressources en eau souterraine ne sont actuellement connues que par l'existence des différentes émergences. Cependant, depuis quelques années, en raison notamment des étiages sévères, quelques reconnaissances par sondages ont été entreprises afin de trouver des compléments en eau pour l'alimentation des agglomérations. Dans ce contexte hydrogéologique difficile, des résultats positifs ont été obtenus,

notamment à Villerouge-Termenès, à Rouffiac et Fraisse-des-Corbières, à Cucugnan, à Mouthoumet ou encore à Paziols.

Il n'existe pas de grande unité aquifère et les différents phénomènes tectoniques compartimentent de manière très importante les réservoirs en eau souterraine.

Les principales ressources se localisent dans les dolomies du Dévonien, les dolomies et calcaires du Jurassique et les calcaires du Crétacé inférieur.

• **Formations primaires.** Les formations primaires donnent naissance à de nombreuses sources dont la plus importante est l'Adoux à Termes ; elle est captée pour l'alimentation en eau potable du syndicat de l'Orbieu regroupant une quinzaine de communes situées au Nord de cette feuille entre Termes et Lézignan-Corbières. Son débit atteint 40 à 60 l/s. Il s'agit d'une eau bicarbonatée calcique moyennement minéralisée (0,3 g/l). Cette eau émerge des calcaires dévoniens de la Serre de Coste-Raste au Nord du village de Termes.

Dans les formations sous-jacentes de l'Ordovicien, les quelques sources pérennes ont un débit d'étiage très faible ne dépassant pas 100 à 500 l/h. Ainsi, l'agglomération de Quintillan exploite six sources pour son alimentation en eau potable. Situées dans l'unité paléozoïque dite Serre de Quintillan, ces émergences fournissent une eau faiblement minéralisée.

Les formations calcaréo-dolomitiques du Dévonien donnent naissance à de nombreuses sources mais dont le débit d'étiage s'avère souvent inférieur à quelques mètres cubes par heures eu égard notamment à une structure très compartimentée. Outre l'Adoux à Termes, il existe cependant plusieurs émergences pouvant fournir plus de 10 l/s en étiage. La source du moulin de Lavalette, exploitée par la commune de Davejean débite 40 l/s en moyenne ; elle draine un bassin-versant superficiel d'environ 3 km<sup>2</sup> présentant de nombreux phénomènes de karstification.

Le captage du village de Dernacueillette, dit la Paichère, semble en relation avec les eaux du ruisseau de Torgan qui circule pendant plusieurs kilomètres sur les marnes gypsifères du Trias. En effet, l'eau de cette source présente un faciès sulfaté calcique.

De nombreuses autres émergences issues du Dévonien sont captées et permettent l'alimentation en eau de collectivité telles que Cascastel-des-Corbières (les Fonts Frèdes), Félines-Termenès (deux ouvrages), Laroque-de-Fa (Font de Signes), Montgaillard (source du Tauch), Talairan (sources Villerouge, Thury et Sainte-Rome), Vignevieille (bassin de l'Adoux) et Villeneuve-des-Corbières (source Coume de Manicle).

Malgré les besoins limités eu égard à l'importance des agglomérations, les débits des captages peuvent s'avérer trop faibles en période d'étiages sévères. Des recherches par forages ont donc localement été entreprises. Ainsi, à Mouthoumet, un forage de 65 m réalisé en 1989 a permis de pal-

lier le tarissement des sources. Cet ouvrage a rencontré un petit conduit karstique dévonien à 40 m de profondeur.

À Villeneuve-Termenès, le sondage implanté entre le Pech Rigaud appartenant à l'unité du Roc de Nitable et le mont Auriol-plateau de Lacamp, a recoupé entre 70 et 108 m un aquifère captif contenu dans les calcaires paléozoïques de la partie nord-orientale du massif de Mouthoumet, réservoir recouvert par les formations marneuses du Crétacé terminal et de l'Éocène. Les calcaires s'avèrent très fracturés à partir de 90 m. Le débit d'exploitation du forage est évalué à 20 m<sup>3</sup>/h environ.

Il faut encore noter dans le Dévonien, la source de la Berre située à 1 000 m au Nord de Quintillan.

Plusieurs émergences pérennes sont issues des formations gréso-schisteuses du Carbonifère, tels que les captages exploités par la commune de Palairac. Les débits d'étiage s'avèrent très faibles.

• **Formations triasiques.** Les formations triasiques constituent localement le substratum de petits aquifères et peuvent être la cause de minéralisation massive de l'eau comme pour la source déjà citée de Dernacueillette ou dans la dépression de Villesèque-Saint-Jean-de-Barrou.

Près de la Coste Bégude, au Sud de l'agglomération de Saint-Jean-de-Barrou, existent plusieurs manifestations de circulation d'eau souterraine apparaissant au sein du gypse. Les formes de dissolution et par incidence d'effondrement s'avèrent bien développées. À noter ce même type de phénomènes dans la cuvette de Paziols (gouffre de Las Pins).

Dans le centre du village de Saint-Jean-de-Barrou, le puits communal capte les alluvions du ruisseau de Saint-François, qui occupent une paléovallée creusée au Quaternaire ancien dans les sédiments du Keuper. À hauteur du village, les couches dolomitiques du Muschelkalk réalisent un seuil hydraulique, d'où la présence d'une source de déversement captée par l'ouvrage communal. Les dolomies jouent le rôle d'un barrage souterrain naturel pour les eaux infiltrées en amont. Ainsi, l'eau du puits de Saint-Jean-de-Barrou a une médiocre qualité ; il s'agit d'une eau très minéralisée (plus de 1 g/l) avec une teneur en sulfate d'environ 0,6 à 0,7 g/l.

Une structure géologique aussi favorable à la concentration des circulations souterraines est partiellement réalisée à Fraisse-des-Corbières ; mais dans ce cas, les dimensions du réservoir sont réduites et le puits n'est plus utilisé.

Certaines sources dans le Trias gréseux, notamment celles exploitées pour l'alimentation du village de Maisons (sources Roc, Joncas, Cagners et Albrespic), fournissent une eau de bonne qualité mais les débits s'avèrent réduits.

• **Formations du Jurassique et du Crétacé inférieur.** Les formations calcaires du Jurassique donnent naissance à quelques sources et, depuis quelques années, des sondages les ont reconnues.

À Durban, trois forages, implantés dans les écaïlles ne semblent pas avoir donné de résultats favorables. L'agglomération s'alimente partiellement en eau à partir des captages de Salobert et de Sainte-Raphine sollicitant ces dépôts liasiques et fournissant 10 m<sup>3</sup>/h en étiage.

À Fraisse-des-Corbières, le forage Miraciel traversant l'aquifère liasique (dolomies de l'Hettangien entre 75 et 130 m) s'est avéré productif et des captages vulnérables situés dans l'agglomération ont alors été abandonnés.

À Tuchan, les sources Fontfroide et Faste, issues des formations jurassiques, ont des débits d'environ 1,5 à 4 l/s en étiage.

À Paziols, un nouveau forage de 119 m de profondeur permet l'alimentation en eau de la commune. La source de Laprade pouvant débiter 30 l/s en crue, présente un écoulement très faible en période sèche. À noter aussi, à Paziols, la source des Eaux-Chaudes ou fontaine des Aigues qui possède des propriétés diurétiques et une température voisine de 21 °C. Il s'agit d'une eau sulfatée calcique avec une minéralisation d'environ 0,85 g/l.

Les sources de Caraman et la Cauno des Sants se situent dans les mêmes conditions hydrogéologiques ; elles présentent un faciès sulfaté eu égard à l'influence des niveaux triasiques. Le débit de ces émergences peut atteindre 10 à 15, voire 20 l/s.

Les sources d'Embres et Castelmaure (Castelmaure et Madaichou) sont issues des calcaires dolomitiques du Dogger.

Dans le massif d'Opoul-Périllos, les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur présentent de nombreuses manifestations de karstification avec avens, grottes, cavités. Les eaux superficielles pénétrant dans ces formations alimentent un important réseau karstique. Les pertes s'avèrent nombreuses et les circulations verticales rapides. L'eau rejoint par de nombreuses fissures le niveau de base, dont les émergences principales sont Font et Font Estramar au Nord du village de Dames-Salses, en bordure de l'étang de Leucate. L'aven des Amandiers situé à proximité du village d'Opoul et les puits du Roboul participent notamment à l'alimentation de ces résurgences.

Il faut encore noter que quelques résurgences temporaires dans ces formations karstiques du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur telles que le Barrenc de la Mousque-d'Asc, à proximité de la confluence du Verdoble et du Tarassac.

• **Formations du Crétacé supérieur.** Les formations du Crétacé supérieur constituent de médiocres réservoirs et d'extension limitée.

Il existe cependant quelques sources telles que la fontaine de Duilhac pouvant débiter plus de 10 l/s, ou les sources Gourgounou et Tribuy à Cucugnan. Pour cette dernière, le contact avec les formations triasiques

entraîne une eau minéralisée très sulfatée. Un nouveau forage réalisé à Cucugnan a rencontré les calcaires du Cénomaniens à partir de 175 m, après avoir traversé une couverture marneuse. Le débit atteint 8,2 m<sup>3</sup>/h pour un rabattement de 4,90 m.

Enfin, la commune de Rouffiac-des-Corbières s'alimente en eau potable à partir d'un forage situé près de la Métairie et Paza sollicitant les niveaux calcaires du Cénomaniens-Santonien, les sources à très faible débit d'étiage ayant alors été abandonnées.

• **Formations quaternaires.** Eu égard à la faible épaisseur et à une extension réduite des alluvions quaternaires, les ressources en eau souterraine contenues dans ces formations s'avèrent très réduites. De plus, les débits d'étiage souvent très faibles, voire nuls, des rivières ne permettent pas d'obtenir une productivité importante par puits ou forage.

Seules les alluvions de la Berre peuvent localement présenter un éventuel intérêt. Le puits Matoumègne à Durban permet malgré tout une production d'environ 12 à 15 m<sup>3</sup>/h en période estivale. L'influence des niveaux triasiques sous les alluvions de la Berre se marque alors par des teneurs élevées en sulfates pour l'eau de ce captage.

Le petit village de Massac s'alimente en eau à partir d'un puits implanté dans les alluvions du Torgan.

## RESSOURCES MINERALES

### Substances énergétiques ou minérales concessibles

L'inventaire des ressources minières de la région représentée sur la feuille Tuchan est très importante, avec près d'une centaine de gîtes recensés. Reconnus pour certains dès l'époque romaine, la plupart des gisements ont donné lieu à des exploitations épisodiques au gré de l'évolution des techniques et des conditions économiques, et sont aujourd'hui soit épuisés soit depuis longtemps abandonnés.

Les minéralisations s'y présentaient surtout sous forme d'amas de substitution dans les calcaires ou dolomies dévoniens et également en filons. Les substances rencontrées sont par ordre décroissant : le fer souvent associé à du manganèse, la baryte, puis le cuivre, le plomb, l'antimoine, l'arsenic, et plus rarement le zinc.

En ce qui concerne les substances énergétiques on peut signaler :

- l'exploitation ancienne du charbon dans les couches stéphanien des petits bassins de Ségure et Durban, avec des veines de houille extrêmement limitées en puissance et en nombre ;
- des travaux de recherche entrepris sur des indices de lignite éocènes près de Massac et Villeneuve-Termenès.

Les différents gîtes minéraux ou indices répertoriés sont positionnés sur la carte et leurs caractéristiques accessibles par la banque de données du sous-sol du BRGM.

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

En dehors de la baryte, substance non concessible, encore exploitée dans les régions de Montgaillard et Palairac, il existe quelques substances minérales qui présentent un intérêt économique et dont l'exploitation est soit abandonnée, soit encore active.

- **Gypse.** Le gypse, sulfate de calcium hydraté, est utilisé par les industries métallurgiques ou cimentières sous forme de plâtre. Il se présente en lentilles ou en amas dans les marnes à quartz bipyramidés du Keuper. D'anciennes exploitations se situaient au pied de la montagne de Tauch, près de Padern et de Duilhac.

- **Scories (haldes métallurgiques).** L'abondance des minerais de fer exploités depuis l'Antiquité et traités dans les forges catalanes a donné lieu à d'importants dépôts de scories, en particulier dans la région de Maisons. Avec des propriétés analogues à celles des pouzzolanes, ce matériau ne fait actuellement l'objet d'aucune exploitation.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

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

JAFFREZO M. (1977) - Guides géologiques régionaux : Pyrénées orientales, Corbières. Paris : Masson. *Itinéraire 3* : Le massif de Mouthoumet de Lairière à Albières (p. 68 à 70 ; G. Bessières). *Itinéraire 4a* : La série Crétacé supérieur - Tertiaire d'Albas (p. 81 à 84 ; J.C. Plaziat, P. Freytet). *Itinéraire 4b* : Le massif de Mouthoumet, d'Albas à Tuchan (p. 84 à 87, G. Bessières). *Itinéraire 4c* : Les zones sous-pyrénéenne et nord-pyrénéenne (p. 88 à 89, M. Jaffrezo). *Itinéraire 10* : La Pinède de Durban, le houiller de Durban-Corbières (p. 152-153, M. Jaffrezo).

PEYBERNÈS B. (1978) - Le Jurassique des Pyrénées navarro-languedociennes. Groupe français d'étude du Jurassique - Excursion 1978 : JII-2 à JIII-10, le Lias et le Dogger du lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières ; JII-11 à JII-16, le Jurassique du secteur de Fraissé-des-Corbières.

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

### BIBLIOGRAPHIE

- ACHARA L. VIALARD P. (1992) - Tectonique transpressive mésocrétacée dans le bassin de Quillan ; zone nord-pyrénéenne orientale (Aude, France). 14<sup>e</sup> réun. sci. Terre, Toulouse, p. 2.
- ARTHAUD F., DURAND V. (1989) - Relations entre chevauchements et décrochements dans la tectonique pyrénéenne du « Pli de Montpellier » (Languedoc, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 1387-1393.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. (1972) - Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, sér. D, p. 524-527.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, vol. 25, n° 1-2, p. 139-171.
- ARTHAUD F., SÉGURET M. (1981) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 1, vol. 23, p. 51-63.
- ARTHAUD F., BURG J.P., MATTE P. (1976) - L'évolution structurale hercynienne du massif de Mouthoumet (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, n° 4, p. 967-972.
- ARTHAUD F., OGIER M., SÉGURET M. (1981) - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM*, 1, 3, p. 175-193.
- ASTRE G. (1954) - Radiolitidés nord-pyrénéens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 71, n.s., t. XXXIII, p. 1-140.
- AZAMBRE B. (1967) - Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 147 p.
- AZÉMA J., DURAND-DELGA M., FOUCAULT A. (1963) - Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières, Languedoc (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. V, p. 863-882.
- BABY P. (1988) - Chevauchements dans une zone à structure complexe : la zone nord-pyrénéenne ariégeoise. Utilisation de coupes équilibrées et de données sismiques profondes (ÉCORS-Pyrénées). Thèse doct. univ. Paul-Sabatier, 149 p., 3 pl.
- BARRABÉ L. (1931) - Sur l'existence de trois termes comparables à ceux du Trias germanique dans les Corbières orientales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris t. 193, p. 1204.

- BASSE E. (1939) - Sur quelques mollusques crétacés des Corbières méridionales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> sér., t. IX, p. 35-38, 1 pl.
- BAUDELLOT S., BESSIÈRE G. (1975) - Découverte d'Acritarches d'âge ordovicien inférieur dans le massif de Mouthoumet (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 171-173.
- BAUDELLOT S., BESSIÈRE G. (1977) - Données palynostratigraphiques sur le Paléozoïque inférieur du massif de Mouthoumet (hautes Corbières, Aude). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 47, n° 1, p. 21-25.
- BERTRAND-SARFATI J. (1964) - Étude structurale et micropaléontologique des massifs jurassiques et crétacés du Pied-du-Poul et de Périllos (Aude, Pyrénées orientales). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 132 p., 25 pl.
- BESSIÈRE G. (1987) - Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien : le massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). Thèse État, Toulouse, 314 p.
- BESSIÈRE G., CYGAN C. (1977) - Définition d'une série originale du Dévonien supérieur dans la région de Cascastel (massif de Mouthoumet, Aude, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 293, p. 615-620.
- BESSIÈRE G., PERRET M.F. (1977) - Paléozoïque supérieur du massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises) : implications de la nouvelle découverte de microfaunes viséennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 89-91.
- BESSIÈRE G., VIALARD P. (1985) - Hercynien du Mouthoumet et sa couverture nord-orientale. In « Géologie des zones nord et sous-pyrénéennes de la partie orientale des Pyrénées ». Assoc. géol. Sud-Ouest (1984).
- BESSIÈRE G., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1980) - Le passage du Crétacé-Tertiaire dans les hautes Corbières. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 116, fasc. 3-4, p. 283-303, 1 fig., 1 pl.
- BESSIÈRE G., PERRET M.F., SCHULZE H. (1984) - Biostratigraphy and facies of Dinantian limestones of South France (Montagne Noire, Mouthoumet Massif and Eastern Pyrenees). *Europ. Dinantian Environments*, Manchester, abstract, 3 p.
- BESSIÈRE G., BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNÈS B., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077). Orléans : BRGM, 98 p. Carte géologique par B. Crochet *et al.* (1989).
- BILOTTE M. (1972) - Sur la structure des écaillles sous-pyrénéennes au Sud du massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 3056-3058.
- BILOTTE M. (1978) - Évolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., t. XX, n° 5, p. 57-63.
- BILOTTE M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, S. 2, vol. 5, 438 p., 121 fig., 53 tabl.

- BILOTTE M., SÉVERAC J.P. (1989) - Rôles respectifs de l'eustatisme et de la tectonique dans la sédimentation carbonatée du Crétacé moyen des Pyrénées orientales (Aude, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 89-94.
- BILOTTE M., DEBROAS E.J., MAGNÉ J., SANCHEZ FRIOS A. (1989) - Première mention de *Marginotruncana marianosi* (Douglas, 1969) (*Foraminiferida, Globigerinacea*) dans le Turonien des Pyrénées (France-Espagne); intérêt biostratigraphique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 4, p. 885-889.
- BIXEL F. (1984) - Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Thèse État, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 637 p.
- BOUILLIN J.P. (1967) - Étude géologique de la région de contact entre zones nord et sous-pyrénéennes, de Cubières à Cucugnan (Aude). Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Paris, 125 p., 33 pl.
- BOUILLIN J.P., MAGNÉ J. (1973) - L'Albien et le Cénomaniens de la zone sous-pyrénéenne entre Cubières et Cucugnan (Aude). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 2, p. 119-132.
- BURG J.P. (1975) - Étude tectonique et microtectonique du massif de Mouthoumet (Aude). Dipl. ét. sup., Toulouse, 20 p.
- BRESSON A. (1900) - Sur la présence des fossiles appartenant au niveau de Rognac, aux environs de Vigneville sur la feuille de Quillan. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 71.
- BRESSON A. (1908) - Structure de la région des hautes Corbières. In L. Carez : « Résumé de la géologie des Pyrénées françaises ». Mém. Serv. Carte géol. Fr., fasc. 5, p. 3276-3284.
- CALVET M. (1986) - La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. *Géologie de la France*, n° 2, p. 205-220.
- CAREZ L. (1908) - Résumé de la géologie des Pyrénées. Mém. Serv. Carte géol. Fr., fasc. 5.
- CAZETIEN R. (1982) - Le Stéphanien des Corbières orientales. Thèse Univ., Toulouse.
- CENTÈNE A., SENTOU G. (1975) - Graptolites et Conodontes du Silurien des massifs du Midi méditerranéen. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 196 p.
- CHOUKROUNE P. (1974) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une chaîne à schistosité subverticale. Thèse État, Montpellier, 200 p.
- CHOUKROUNE P., MATTAUER M. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec des modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 20 (5), p. 689-700.

- COCCHIO A.M. (1981) - Microflores des séries du Paléozoïque inférieur du massif de Mouthoumet (Corbières, Aude). Étude systématique et comparaison avec les séries des Pyrénées orientales et de la Montagne noire. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- COCCHIO A.M. (1982) - Données nouvelles sur les Acritarches du Trémadoc et de l'Arénig dans le massif de Mouthoumet (Corbières, France). *Rev. micropal.*, vol. 25, n<sup>o</sup> 1, p. 26-39.
- CORNET C. (1980) - Genèse structurale des Corbières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XXII, 2, p. 179-184.
- CROCHET B. (1989) - Molasses syntectoniques du versant sud des Pyrénées : la série de Palassou. Thèse État, Toulouse, 386 p., 129 fig.
- CYGAN C. (1979) - Étude de Conodontes dévoniens du massif de Mouthoumet et des Pyrénées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 340 p.
- DEBRAND-PASSARD S. *et al.* (éds) (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, n<sup>o</sup> 125, 126.
- DEBROAS E. (1990) - Le flysch noir albo-cénomaniens, témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, 2, p. 273-285.
- DEPÉRET C. (1906) - Feuille de Perpignan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n<sup>o</sup> 110, t. XVI.
- DONNADIEU J.P. (1973) - Étude géologique de la région de Feuilla-Roquefort (Aude, Corbières). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 101 p., 1 pl.
- DURAND-DELGA M. (1946) - Sur la tectonique du massif de Mouthoumet. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 163-165.
- DURAND-DELGA M. (1948) - Remarques sur la bordure nord-orientale du massif du Mouthoumet. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 83, n<sup>o</sup> 1/2, p. 43-50.
- DURAND-DELGA M., GÈZE B. (1956) - Les venues éruptives ordoviciennes de La Camp-de-Félines-Termenès (massif de Mouthoumet, Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 268-272.
- DURAND-DELGA M., MONTIGNY R., ROSSI P. (à paraître) - Âge namurien de la minette de Termes (hautes Corbières, Aude), sa signification dans la genèse de l'édifice varisque pyrénéen. *Géologie de la France*.
- FAUZAN M. (1965) - Étude géologique de la région de Padern-Cucugnan. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris.
- FREYTET P. (1970) - Les dépôts continentaux du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 530 p., 21 pl. 210 fig.
- GADEL F. (1966) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des Corbières orientales (région est) et des plaines de Rivesaltes, Lapalme, Caves et Sigean. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 295 p.

- GAERTNER H.R. (von) (1937) - Montagne noire und Massiv von Mouthoumet als Teile des Südwesteuropäischen Variszikums. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.*, III, 17, 260 p.
- GÈZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. sér., t. XXIX, (62), 215 p.
- GOLBERG J.M., MALUSKY H. (1988) - Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, sér. II, p. 429-435.
- GORINI C., (1993) - Géodynamique d'une marge passive : le golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse doct. univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 256 p.
- GORINI C., VIALARD P., DÉRAMOND J. (1991) - Modèle d'inversion négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, p. 1013-1019.
- GRACIANSKY P.C. (de) (1960) - Étude géologique de la montagne de Tauch. *Dipl. ét. sup.*, Paris.
- GRACIANSKY P.C. (de) (1962) - Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la montagne de Tauch. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., t. IV, p. 509-527.
- GRACIANSKY P.C. (de) (1964) - Au Sud de la montagne de Tauch : la terminaison orientale du chaînon de Galamus. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LX, n° 277, p. 145-157.
- GUENOC P., DEBÉGLIA N., GORINI C., LE MARREC A., MAUFFRET A. (1994) - Anatomie d'une marge passive jeune (le golfe du Lion, Sud France). Apport des données géophysiques. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 18, 1, p. 33-57.
- GUIEU G. (1986) - Hypothèse d'un bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence entre le Crétacé supérieur et le Miocène : mécanismes, conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 18, p. 1691-1696.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987) - The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, t. 235, p. 1156-1167.
- JAFFREZO M. (1980) - Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozotation paléocéologie, extension des résultats à la Mésogée. Thèse État, Paris VI, 614 p., 167 fig.
- KAPLAN G. (1968) - Contribution à l'étude du métamorphisme paléozoïque du bassin d'Aquitaine. *Bull. Centre rech. Pau, SNPA*, 2, 1, p. 54-68.
- KUHFUSS A. (1981) - Géologie et hydrologie des Corbières méridionales (région de Bugarach-Rouffiac-des-Corbières). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 307 p.

- LEBLANC D., VAUDIN J.L. (1984) - Les déformations du Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne, à l'Est de l'Aude. *Géologie de la France*, n° 4, p. 57-68.
- LÉGIER C., TEMPIER C., VAUCHEZ A. (1987) - Tectonique tangentielle ductile, synmétamorphe d'âge crétacé supérieur dans la couverture du massif de l'Agly (zone nord-pyrénéenne orientale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 907-911.
- LESPINASSE P. (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région d'Embres (Corbières orientales, Aude). Dipl. ét. sup., Paris.
- LUCAS C., TAUGOURDEAU-LANTZ J., TÉFIANI M., FOURNIER-VINAS C. (1982) - Un repère palynologique dans le Trias des Corbières (Aude, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, 2, p. 111-116.
- MARANDAT B. (1989) - Mammifères de l'Ilerdien moyen (Éocène inférieur) des Corbières et du Minervois (Bas-Languedoc, France). Systématique, biostratigraphie, corrélations. Thèse Université, Montpellier, 87 p.
- MASSIEUX M. (1961) - Faciès à Algues dans l'Yprésien du bassin d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 40.
- MASSIEUX M. (1973) - Micropaléontologie stratigraphique de l'Éocène des Corbières orientales (Aude). Cahiers de paléontologie, 146 p., 29 pl., 17 fig.
- MASSIEUX M., PLAZIAT J.C. (1978) - Characées du Thanétien et du Sparnacien inférieur des Corbières septentrionales (Aude). *Paléobiologie continentale*, vol. IX, n° 2, 15 p., 4 pl., 5 fig., 1 tabl.
- MATTAUER M., (1985) - Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, sér. 2, n° 2, p. 71-74.
- MATTAUER M., PROUST F. (1962) - Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes dans les Pyrénées orientales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 304-305.
- MATTAUER M., PROUST F. (1965) - Sur l'autochtonie du massif de la Pinnède de Durban-Corbières (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 30-31.
- MEIN P., CORNET C. (1973) - Les incidences de la découverte d'un remplissage karstique fossilifère sur l'interprétation morphologique de la surface d'arasement de Vingrau. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 54-55.
- OVRACHT A. (1963) - Bassin houiller de Durban-Corbières (Aude, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, séance du 25 mars 1963.
- OVRACHT A. (1967) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Quillan (254), 3<sup>e</sup> éd., (notice explicative).
- PEYBERNÈS B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse État, Toulouse, 459 p., 149 fig., 52 pl. (impr. CRDP, Toulouse).

- PEYBERNÈS B., LUCAS C. (1988) - Découverte d'une association ladino-carnienne d'Involutinidés (Foraminifères benthiques) caractéristiques du Trias alpin dans le « Muschelkalk » des Pyrénées françaises ; implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, II, p. 1283-1289.
- PHILIP J., MASSE P., MACHHOUR L. (1987) - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (basse Provence occidentale, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), III, n° 3, p. 541-550.
- PLAZIAT J.C. (1961) - Présence d'œufs de Dinosauriens dans le Crétacé supérieur des Corbières et existence d'un niveau marin dans le Thanétien aux environs d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 3, p. 196-197.
- PLAZIAT J.C. (1966) - Contribution à l'étude stratigraphique du Lutétien continental des Corbières au Sud de Lagrasse (Aude). Feuille de Capendu à 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 61, n° 278, p. 225-236, 4 fig., 3 pl.
- PLAZIAT J.C. (1984) - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 1362 p., 528 fig., 105 pl.
- PLAZIAT J.C., FREYTET P. (1987) - La série des Corbières : des paléocol-luvions crétacées à la molasse de Carcassonne. Les dépôts fluviatiles lacustres et palustres du Maastrichtien au Bartonien. Excursion de l'Association des sédimentologues français.
- PLAZIAT J.C., PERRIN C. (1992) - Multikilometer-sized reefs built by Foraminifera (*Solenomeris*) from the Early Eocene of the Pyrenean domain (South France, North Spain). Palaeoecological relations with coral reefs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 96, p. 195-231.
- RAYMOND D. (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région de Tuchan (Aude). Dipl. ét. sup., Paris.
- RAYMOND D. (1965) - Le problème de la prolongation orientale du front nord-pyrénéen dans la région de Tuchan (Aude). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 5822-5825.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASTEGUI X., MUÑOZ F.A., VILLIEN A., MATHERON P., BARFÉTY M., SÉGURET M., CAMARA P., DÉRAMOND J. (1989) - ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, vol. 8, n° 1, p. 41-50.
- ROUSSEL J. (1985) - Découverte du Ligérien à Céphalopodes dans les environs de Padern (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3° sér., t. XXIII, p. 92-94.
- SCHULZE H. (1984) - Nappe tectonics and flysch sedimentation in the Variscan of the Mouthoumet Massif (South France). *European*

Dinantian Environments Symposium Volume, Manchester : Shiva Publishing Co.

- SENESSE P. (1937) - Contribution à l'étude du Crétacé supérieur des Corbières méridionales. Toulouse : impr. Douladoure, 182 p., 9 fig., 14 pl.
- SOULA J.C., BESSIÈRE G. (1980) - Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the alpine Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 69-74.
- SOULA J.C., LAMOUREUX C., VILALLARD P., BESSIÈRE G., DEBAT P., FERRET B. (1986) - The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, p. 115-147.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B. (1987) - Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénéens des Pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, 2, p. 733-739.
- SPECHT M. (1989) - Tectonique de chevauchement le long du profil ÉCORS-Pyrénées : un modèle d'évolution du prisme d'accrétion continentale. Thèse doct. univ. Bretagne occidentale, 353 p.
- TAMBAREAU Y., VIALARD P., VILLATTE J. (1966) - Modalités de la transgression « yprésienne » dans la région d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 141.
- TÉFIANI M. (1966) - Contribution à l'étude géologique de la région de Massac-Montgaillard (Aude). Dipl. ét. sup., Paris, 103 p.
- VIALARD P. (1963) - Étude de la couverture du massif du Mouthoumet entre Thézan et la Berre. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 192 p.
- VIALARD P. (1987) - Un modèle de charriage épiglyptique : la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 3, n<sup>o</sup> 3, p. 551-559.
- VIALARD P., GORINI C. (1994) - Modalités de la fracturation d'une marge passive préstructurée : le golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris (à paraître).
- VILA J.M. (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région de Durban-Corbières (Corbières orientales). Dipl. ét. sup., Paris, 114 p.
- VILA J.M. (1965) - Relations entre nappe des Corbières orientales et son substratum dans la région de Durban-Corbières (Aude). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 1700-1703.
- VILA-BENTOT F. (1965) - Étude géologique des terrains secondaires et tertiaires de la bordure septentrionale du massif de Mouthoumet (Aude). Dipl. ét. sup., Paris, 114 p., 26 fig., 18 pl., 1 carte géol. à 1/20 000.

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

Feuille *Perpignan* : 1<sup>re</sup> édition par C. Depéret, L. Doncieux (1907).

Feuille *Quillan* : 3<sup>e</sup> édition par M. Casteras *et al.* (1967).

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Capendu*, par F. Ellenberger *et al.* (1985).

Feuille *Leucate*, par A. Ovracht *et al.* (1982).

Feuille *Limoux*, par M. Lenguin, A. Ovracht (1977).

Feuille *Narbonne*, par M. Jaffrezo *et al.* (1982).

Feuille *Perpignan*, coordination par G. Berger (1988).

Feuille *Quillan*, par B. Crochet *et al.* (1989).

### **Cartes géologiques inédites**

Carte géologique de la montagne de Tauch à 1/20 000, par P.C. de Gracianski (1960).

Carte géologique, du massif de Mouthoumet à 1/20 000, par A. Ovracht.

### **Carte hydrogéologique**

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

### **Cartes des ressources minérales**

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

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

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

### **Carte de la végétation à 1/200 000**

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

## *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- B. ALABOUVETTE, ingénieur géologue au BRGM : reprise de la notice d'après les recommandations du CCGF.
- G.M. BERGER (†), ingénieur géologue au BRGM : introduction, description des terrains (Trias, Jurassique, Crétacé inférieur), substances utiles, documentation complémentaire ;
- G. BESSIÈRE, maître de conférences à l'université Paul-Sabatier (Toulouse) : description des terrains (Paléozoïque), tectonique hercynienne ;
- M. BILOTTE, maître de conférences à l'université Paul-Sabatier (Toulouse) : description des terrains (Albien, Crétacé supérieur), tectonique alpine ;
- B. CROCHET, professeur agrégé au lycée Berthelot (Toulouse) : description des terrains (Ilerdien-Bartonien continental : série de Palassou) ;
- M. DUBAR, chargé de recherches au CNRS (Sophia-Antipolis) : description des terrains (Oligocène avec la collaboration de J.P. Aguilar, M. et J. Michaux ; formations superficielles et quaternaires) ;
- J.P. MARCHAL, hydrogéologue au BRGM : hydrogéologie ;
- Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE, chargés de recherches au CNRS : description des terrains (Campanien-Maastrichtien, Paléocène, Ilerdien marin) ;
- P. VIALARD, maître de conférences à l'université Paul-Sabatier (Toulouse) : tectonique alpine.

Coordination : G.M. BERGER, B. ALABOUVETTE

**Présentation au CCGF : 28 novembre 1991.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1995.**

**Impression de la carte : 1997.**

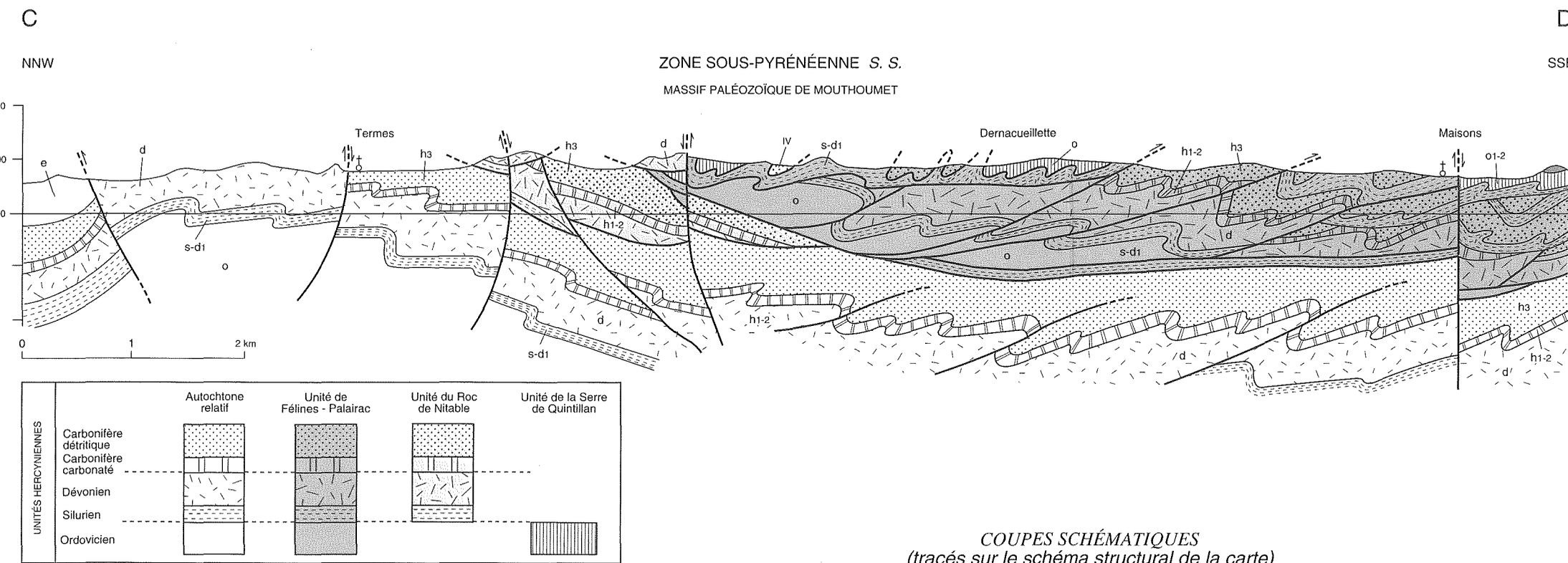
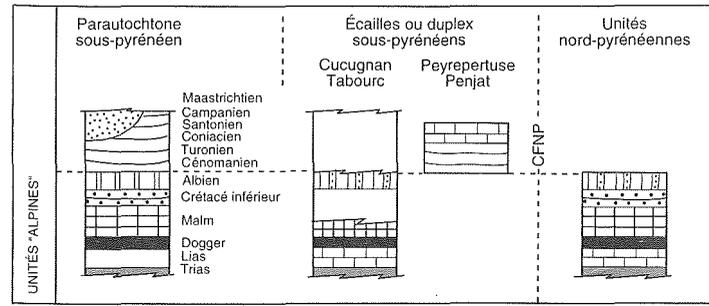
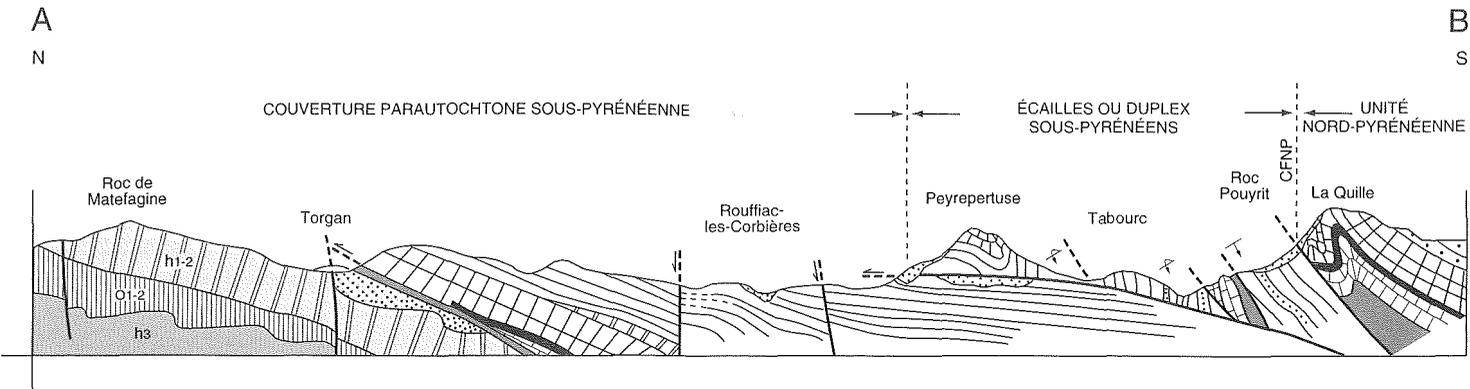
**Impression de la notice: décembre 1997.**

## ANNEXES

### COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Lors de la parution de cette édition, une dizaine seulement de sondages avaient été effectués sur le territoire représenté par cette feuille. La localisation de l'implantation de ces sondages est indiquée sur la carte. Ils sont classés par ordre de numéro d'archivage au Service géologique national.

2-8	(x = 623,6 ; y = 79,0)	0-70 m : Bégudo-Rognacien (calcaire blanchâtre, argile rouge) 70-108 m : Dévonien inférieur (calcaire gris-bleu)
4-1	(x = 639,65 ; y = 77,78)	0-4,5 m : Quaternaire (alluvions) 4,5-41,5 m : Silurien (schistes noirs)
4-2	(x = 638,76 ; y = 77,08)	0-22 m : Keuper (marnes bariolées)
6-1	(x = 624,23 ; y = 67,15)	0-59 m : Dévonien inférieur (calcaire dolomitique)
6-2	(x = 624,27 ; y = 67,16)	0-77 m : Dévonien inférieur (calcaire dolomitique)
6-3	(x = 624,16 ; y = 67,20)	0-51 m : Dévonien inférieur (calcaire dolomitique)
6-4	(x = 624,16 ; y = 67,20)	0-12 m : Aptien (calcaire blanc)



COUPES SCHÉMATIQUES  
(tracés sur le schéma structural de la carte)