



## AULUS-LES-BAINS

La carte géologique à 1/50 000  
AULUS-LES-BAINS est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
à l'ouest : BAGNÈRES (N° 252)  
à l'est : FOIX (N° 253)

Aspet	Saint-Girons	Foix
Pic de Maubermé	AULUS-LES-BAINS	Vicdessos
		Fontargente

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

# AULUS-LES-BAINS

par

Y. TERNET, M. COLCHEN, E.J. DEBROAS,  
B. AZAMBRE, F. DEBON, J.L. BOUCHEZ,  
G. GLEIZES, D. LEBLANC, M. BAKALOWICZ,  
G. JAUZION, A. MANGIN, J.C. SOULÉ

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  
AULUS-LES-BAINS À 1/50 000**

**par**

**Y. TERNET, M. COLCHEN, E.J. DEBROAS,  
B. AZAMBRE, F. DEBON, J.L. BOUCHEZ,  
G. GLEIZES, D. LEBLANC, M. BAKALOWICZ,  
G. JAUZION, A. MANGIN, J.C. SOULÉ**

**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* : COLCHEN M., TERNET Y., DEBROAS E.J., DOMMANGET A., GLEIZES G., GUÉRANGÉ B., ROUX L. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. Ternet *et al.* (1997), 146 p.

*pour la notice* : TERNET Y., COLCHEN M., DEBROAS E.J., AZAMBRE B., DEBON F., BOUCHEZ J.L., GLEIZES G., LEBLANC D., BAKALOWICZ M., JAUZION G., MANGIN A., SOULÉ J.C. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086). Orléans : BRGM, 146 p. Carte géologique par M. Colchen *et al.* (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 : 2-7159-2086-5

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>RÉSUMÉ - ABSTRACT</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>9</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>19</b>
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	19
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	32
<i>QUATERNAIRE</i>	51
<i>ROCHES MAGMATIQUES</i>	60
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	80
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>94</b>
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	<b>104</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>115</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>118</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	118
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	121
<i>RISQUES NATURELS</i>	121
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	122
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	127
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	129
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>129</b>
<i>SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRES</i>	129
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	132
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	133
<b>AUTEURS</b>	<b>146</b>

## RÉSUMÉ

La feuille Aulus-les-Bains couvre la partie de la haute Ariège (Cou-serans) correspondant au bassin du haut Salat et de ses affluents (Alet, Garbet,...). Seule la bordure orientale appartient au versant Ariège (Vicdessos). C'est une contrée de moyenne et haute montagne : la crête frontalière avec l'Espagne, qui court de l'WNW (mont Valier, 2 838 m) au Sud-Est (pic d'Estats, 3 115 m), ne s'abaisse au plus qu'à 2 087 m au port de Salau ; elle domine des vallées profondes (600 à 900 m), celles de l'Est étant marquées par l'action des glaciers quaternaires (cirques, lacs).

Du point de vue géologique, on distingue :

– au SSW de l'alignement vallée de l'Alet–col de la Trape–port de Saleix, un vaste ensemble de terrains paléozoïques appartenant à la *zone primaire axiale* de la chaîne. Il s'agit, du Sud vers le Nord, de terrains schisto-gréseux cambriens (mont Rouch) recoupés par le vaste massif granitique hercynien de Bassiès (pics de Certescans, de Turguilla, des Trois-Comtes), de terrains dévoniens, calcaires à la base (pic de Geu) puis schisteux et à nouveau calcaires au sommet (marbres griottes), enfin de schistes carbonifères cantonnés à l'angle nord-ouest. L'orogénèse hercynienne (il y a 300 à 290 millions d'années) les a disposés en plis serrés, droits ou déversés, orientés W-E, et a provoqué de grandes cassures également W-E, telle la faille de Couflens, jalonnées de roches broyées et de schistes graphiteux siluriens. Ils sont recoupés par les granites hercyniens de Ribérot et de Salau ;

– au NNE, une bande de calcaires mésozoïques (Trias à Albo-Cénomarien) marmorisés et localement bréchifiés, constituant la *bande* ou le *fossé d'Aulus*, est séparée, au Sud, de la zone axiale par une importante dislocation subverticale : la *faille nord-pyrénéenne* ; et au Nord, des micaschistes et granites hercyniens du *massif des Trois Seigneurs* par la faille du col Dret ou de Lers. Ces deux ensembles appartiennent à la *zone nord-pyrénéenne*.

Sont associées aux calcaires – dont le métamorphisme principal au Cénomarien est dû à l'effondrement, sur quelques milliers de mètres entre les deux failles, des roches magmatiques albiennes – des écailles de la croûte profonde (granulites) et du manteau supérieur (70 km de profondeur environ) constituant le mondialement connu massif de *lherzolites de l'étang de Lers*. Leur mise en place finale résulte du serrage pyrénéen de la fin du Crétacé à l'Éocène (de 80 à 50 Ma).

Les montagnes d'Aulus recèlent, associés aux niveaux carbonatés du Dévonien, de nombreux gîtes métallifères à plomb, zinc, argent et cuivre dont le plus important est celui de Carbauère. Autour du granite de Salau, un important gisement de scheelite (wolfram) a été exploité de 1971 à 1986. Les ressources actuelles du pays proviennent d'un agro-pastoralisme déclinant, du thermalisme renaissant à Aulus (sources sulfatées calciques) et du tourisme d'été et d'hiver (Guzet-Neige).

Cette carte est particulièrement bien renseignée sur sa géologie de subsurface profonde à l'échelle crustale, grâce au profil de sismique verticale profonde ÉCORS qui a suivi la vallée N-S du Salat, franchi les Pyrénées au col de Salau, et qui se prolonge au Sud le long de la Pallaresa.

### ABSTRACT

The Aulus-les-Bains map area represents the part of the Upper Ariège région (Couserans) corresponding to the Upper Salat basin and its affluents (the Alet, the Garbet, etc.) ; only the eastern edge belongs to the Ariège catchment (Videssos). It is a region of medium to high mountains: the lowest point along the Spanish border ridge, which runs from the west-northwest (Mount Valier, 2,838 m) to the southeast (Estats peak, 3,115 m), is at 2,087 m (Port de Salau). The ridge dominates deep valleys (600-900 m), the eastern ones being marked by Quaternary glacial features such as cirques and lakes.

From a geological standpoint, one can distinguish :

– to the south-southwest of a line through the Alet valley - Trape pass - Port de Saleix, an extensive area of Paleozoic rocks belonging to the *Primary Axial Zone* of the Pyrenees. From south to north, it comprises a) Cambrian sandy-schistose rocks (Mount Rouch) cut by the major Hercynian Bassiès granite massif (the Certescans, Turguilla and Trois-Comtes peaks), b) Devonian basal limestone (Geu peak) overlying schistose rocks and, at the top, more limestone ('griotte' marble), and c) Carboniferous schist restricted to the northwest corner of the map area. The Hercynian orogeny (300-290 Ma) generated east-west-trending tight, upright and overturned folds and major faults, such as the Couflens Fault, marked by fault breccia and Silurian graphitic schist. These are cut by the Hercynian Ribérot and Salau granites.

– to the north-northeast of this line, a band of Mesozoic marbled limestone (Triassic to Albian-Cenomanian), brecciated in places, constitutes the *Aulus band* or *trough*. This is separated from the primary axial zone to the south by the major subvertical *North Pyrenean Fault*, and from the Hercynian micaschist and granite of the *Trois-Seigneurs massif* to the north by the Lers or Dret pass Fault; both these units belong to the *North Pyrenean Zone*.

Albian magmatic rocks are associated with the limestone band (which underwent major Cenomanian metamorphism due to deep downward displacement between the two faults), as are deep crustal (granulite) and upper mantle (about 70 km) thrust slices forming the world-famous *Lers lake Iherzolite massif*. Final emplacement resulted from Pyrenean tightening from the Cretaceous to the Eocene (80-50 Ma).

The Aulus mountains and the associated Devonian carbonate layers host numerous lead, zinc, silver and copper deposits, the largest being the Carbauère deposit. Around the Salau granite, a major scheelite (wolfram) deposit was mined from 1971 to 1986. The region's current wealth derives from a declining agro-pastoral activity, renewed balneology at Aulus (calcic sulphate springs) and summer and winter tourism (Guzet-Neige).

The Aulus-les-Bains map is particularly interesting in view of its data on the deep crustal geology obtained from the ECORS deep vertical seismic profile that runs along the north-south Salat valley, crosses the Pyrenees via the Salau pass, then continues southwards along the Pallaresa.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Aulus-les-Bains est située sur le versant nord des Pyrénées entre 1°4' et 1°26' E de longitude, et 42°39' et 42°50' N de latitude. Elle appartient à la région géographique du Couserans et est administrativement entièrement comprise dans le département de l'Ariège. Le tiers SSW de la coupure couvre les montagnes espagnoles du Pallars qui relèvent de la Généralité de Catalogne, province de Lerida.

C'est un pays de moyenne et de haute montagne : le point le plus bas est à 550 m et le point culminant à 3 115 m au pic frontière du port de Sullo ; la moitié de son territoire est au-dessus de 1 500 m, altitude qui correspond en moyenne à la limite de la forêt. Il est adossé à la crête sommitale de la chaîne, frontière internationale et ligne de partage des eaux qui s'écoulent au Nord vers l'Atlantique par l'Ariège et la Garonne, au Sud vers la Méditerranée par la Noguera Pallaresa, le Segre et l'Ebre. C'est une haute barrière culminant à l'Ouest au mont Valier (2 838 m), au centre au mont Rouch (2 858 m) et dans les arêtes granitiques du Certescans (2 840 m) et qui se prolongent au Sud-Est par le massif du pic de Sullo (3 072 m) – pic d'Estats (3 115 m) – Montcalm (3 077 m). Les ports qui la franchissent sont élevés, le port de Salau (2 087 m) étant le plus bas.

De cette crête s'avancent en direction du Nord : à l'Ouest, la crête S-N mont Valier – Tuc de Quer-Ner qui ne s'abaisse qu'à 2 219 m au col d'Aubies ; à l'Est, la crête SSW-NNE pointe des Trois-Comtes (2 659 m) – pic Rouge de Bassiès (2 676 m) – mont Garias (2 006 m) – pic de Girantès (2 088 m) et pic des Trois-Seigneurs (2 199 m, à 300 m à l'Est de la limite de la feuille) qu'échancrent, dans sa partie nord, les ports de Saleix (1 794 m) et de Lers (1 517 m). Cette crête et son prolongement au SSE vers le pic d'Estats délimitent une bande orientale appartenant au canton de Vicdessos dont les vallées d'orientation W-E (de Biert, de Saleix et de l'Artigue) s'ouvrent sur celle de la rivière Ariège. Du pic de Girantès, la crête SE-NW passant par le col d'Agnes, le mont Béas (1 903 m), le col Dret et le Tuc de Ramonet (1 674 m), isole au Nord le haut bassin de la vallée du Courtignou (Peyre-Auselère) ouverte sur le bassin de Massat.

Ainsi, la plus grande partie de la feuille constitue le bassin du haut Salat et de ses affluents dont les vallées sont disposées en un large éventail à branches convergeant vers le Nord ; d'Ouest en Est : vallées du Lameza et d'Estours, d'Angouls et du Salat, de l'Ossèse et du ruisseau des Cors qui confluent pour donner celle de l'Alet, du Garbet qui rejoint le Salat à Vic-d'Oust sur la feuille Saint-Girons.

Une dépression remarquable orientée WNW-ESE traverse le Nord-Est de la feuille : vallée de l'Alet, vallon et col de la Trape, Aulus, Cou-

mebière, port de Saleix ; elle longe au Sud un chaînon calcaire large de 2 km, à modelé karstique, qui tranche sur les reliefs à dominante schisteuse ou granitique aux formes plus lourdes qui l'encadrent. Cette dépression longitudinale est la traduction dans la morphologie de l'important accident tectonique qu'est la faille nord-pyrénéenne. Une faille parallèle limite au Nord les calcaires, déterminant ici l'alignement vallée du Moula-col Dret-étang et port de Lers.

Cette disposition du relief explique la différence climatique sensible qui existe entre les parties est et ouest de la région : alors que les vallées de l'Alet et du Garbet reçoivent en moyenne 1 500 à 2 000 mm d'eau par an (Aulus, Saint-Lizier) parce qu'elles sont ouvertes aux vents dominants de Nord-Ouest et que les nuages se bloquent en amont contre la barrière pic de Certescans-pic de Girantès, les vallées subméridiennes de la partie occidentale n'en reçoivent que 1 000 à 1 200 mm (Couflens, Salau, Estours) à altitude presque égale, parce qu'elles sont protégées de ces vents par le relief du mont Valier. Mais, bien entendu, de fortes précipitations peuvent s'y produire à l'occasion d'orages. L'inverse peut se réaliser lors de fortes perturbations méditerranéennes, plus rares mais souvent violentes. La haute montagne (mont Valier, du pic de Ruhos au pic de Girantès) reçoit plus de 2 500 mm.

Le climat est de type océanique montagnard : en 1991, à Aulus (733 m), les températures moyennes minimum et maximum (d'après le bulletin climatologique de l'Ariège) ont été pour les mois d'automne-hiver de  $-1^{\circ}\text{C}$  et  $9,38^{\circ}\text{C}$  avec 65 jours de gel et 17 jours de neige, et pour les mois de printemps-été de  $6,9^{\circ}\text{C}$  et  $21,2^{\circ}\text{C}$  avec 18 jours de gel et 12 jours de neige en avril-mai. Il est tombé 1 339 mm d'eau avec un maximum au printemps (230 mm en mai) et un autre à l'automne. Les mois les plus secs sont janvier, février, juin, juillet, novembre et décembre. Les meilleurs pour les investigations géologiques sont juin pour la haute montagne où les névés facilitent encore largement les déplacements, et l'automne, surtout aux altitudes inférieures quand la végétation a été dépouillée par les pluies et neiges d'octobre.

Les précipitations plus fortes et la présence de hautes surfaces constituées par le massif granitique de Bassiès, susceptibles de capter de grandes quantités de neige, peuvent expliquer que des glaciers importants aient occupé les vallées du Garbet et de l'Alet ; ils ont façonné en altitude des successions de cirques maintenant occupés par des lacs (étangs d'Alet, d'Aubé, du Garbet) et ont calibré les vallées dont le fond relativement large et peu accidenté est garni d'alluvions. Ces derniers caractères étaient propices à une occupation humaine conséquente (Aulus, Ustou). À l'inverse, les vallées orientales qui n'ont été occupées qu'en amont par de petits glaciers, présentent un profil en travers en « V » très fermé et pratiquement pas de dépôts alluviaux.

## CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille représente pour sa plus grande part (cf. schéma structural et coupes) un secteur de la zone primaire axiale de la chaîne constituée de terrains sédimentaires du Cambrien au Carbonifère plissés lors de l'orogénèse hercynienne, et de massifs granitiques dont le grand massif de Bassiès mis en place à la même période.

Les structures (plis, failles, granite) de cette zone sont recoupées par la faille nord-pyrénéenne (F.N.P.), accident subvertical profond d'orientation WNW-ESE, qui la sépare de la zone nord-pyrénéenne constituée des terrains secondaires effondrés du fossé d'Aulus, limité au Nord par la faille du col Dret, et d'une partie du massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs formé de terrains cambriens recoupés par des granites hercyniens.

Cette feuille présente ainsi, dans un espace relativement restreint, la possibilité d'étudier les relations entre zone axiale et zone nord-pyrénéenne quant à la tectonique, au métamorphisme et au magmatisme aussi bien hercyniens que pyrénéens ; le fossé d'Aulus est en particulier l'un des endroits où les effets de la dynamique pyrénéenne ainsi que des roches remontées de grandes profondeurs (granulites et lherzolites) sont relativement bien exposés.

**La zone axiale** se subdivise, du Sud vers le Nord, en :

– l'**unité de la haute Pallaresa** constituée de terrains cambriens à dominante grésopélimitique et du vaste pluton granodioritique intrusif hercynien de Bassiès. Les structures hercyniennes traduites par les trajectoires de la schistosité majeure sont orientées WNW-ESE mais se moulent d'une part autour du granite, prenant une direction N70°E qui est aussi celle de la foliation du pluton, et d'autre part autour de l'extrémité occidentale du dôme métamorphique de l'Aston ;

– l'**unité du port de Salau** constituée de Dévonien inférieur carbonaté et de pélites schisteuses (Dévonien « sud »), à plis déversés vers le Sud, et contenant l'intrusion granodioritique de Salau. Elle est limitée par : au Sud le *chevauchement* ou *faille du pic de Geu*, recoupé par les granites de Marimaña (cf. schéma structural) et de Bassiès, donc d'âge hercynien précoce ; au Nord par la *faille du port de Salau*, jalonnée de schistes graphiteux siluriens, d'âge hercynien puisque traversée par des sills issus de la granodiorite d'Aurenère ;

– l'**unité Aula-Carbauère** constituée de calcaires et schistes essentiellement du Dévonien inférieur à moyen, en plis droits ou déversés au Sud dans la partie occidentale de la feuille, passant progressivement à un déversement vers le Nord en même temps qu'à une direction N70°E à l'approche de la faille nord-pyrénéenne. Elle est recoupée par le petit pointement granodioritique d'Aurenère. Le Dévonien est plus carbonaté que dans l'unité du port de Salau (Dévonien « nord »). Elle est limitée au

Nord par la *faille de Couflens*, important couloir très fracturé, à mylonites, écaillés de schistes siluriens, ophites et calcaires du Trias, ces derniers permettant d'envisager un jeu ou un rejeu pyrénéen ;

– **l'unité de l'Estours** où la série se complète avec les calcaires du Dévonien supérieur, dont les griottes, et du Carbonifère basal puis la formation détritique du Culm namurien. Les grands plis W-E présentent à l'Ouest du Salat un net déversement vers le Nord mais les contours rendent plus perceptibles ici qu'ailleurs l'existence d'une phase de déformation précoce en plis couchés vers le Nord d'axe N30° à N40°E, en dessinant des figures d'interférence assez caractéristiques.

Au total, la zone axiale présente une disposition structurale en éventail à déversement vers le Sud dans la partie méridionale, vers le Nord (partiellement) dans la partie septentrionale.

**Le fossé d'Aulus** est une étroite bande de terrains calcaires mésozoïques métamorphisés (marbres) en profondeur lors de l'effondrement, entre l'Albien moyen et le Cénomaniens, d'un bassin alors plus large. À ces calcaires sont associés des roches représentant aussi bien le manteau sous-continental, avec le célèbre massif de lherzolites de l'étang de Lers, que la base de la croûte continentale avec des granulites, ainsi que des gabbros alcalins mésocrétacés représentant le magmatisme basaltique de rift développé le long de la faille nord-pyrénéenne. Le raccourcissement finicrétacé à éocène a plissé et expulsé l'ensemble vers le haut. Le long de la faille nord-pyrénéenne, au Sud, sont conservées des écaillés de Crétacé supérieur (flysch) peu métamorphique car déposé, y compris sur la zone axiale et le massif des Trois-Seigneurs, après la phase d'effondrement.

Le profil de sismique crustale ÉCORS permet d'opposer les types de croûtes actuellement séparées par la faille nord-pyrénéenne : la croûte est épaisse de 65 km au Sud, et seulement de 30 km au Nord, sous le massif des Trois-Seigneurs.

**Le massif des Trois-Seigneurs** est constitué, pour la partie comprise sur la feuille, par des terrains cambriens grésopélitiques, analogues à ceux de l'unité de la haute Pallaresa, mais affectés par un métamorphisme prograde du Sud-Est (migmatites, micaschistes à sillimanite) vers le Nord-Ouest (micaschistes à andalousite, micaschistes à biotite). Trois massifs granitoïdiques les recoupent : d'Est en Ouest, la granodiorite des Trois-Seigneurs et le petit stock d'Hioula au Sud-Est, le leucogranite de Garrasoula et la granodiorite d'Ercé.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT  
DE LA CARTE

Le haut Salat, qui est connu de longue date pour ses ressources en plomb, zinc et argent, a été l'objet tout au long du XIX<sup>e</sup> siècle de nombreuses publications des Charpentier, Dufrenoy, François, Durocher, de Verneuil et Keyserling, Zirkel, Mussy, Magnan, Lacvievier et Jacquot, dont on trouvera les références par exemple dans L. Carez (1906) ou J. Zandvliet (1960)

Mais c'est à M. Mussy que l'on doit la première carte géologique du secteur accompagnée d'une notice détaillée (1870) ; dans les « terrains primitifs » étaient distingués le « granite de la Frontière » (Bassiès) dont la structure orientée était reconnue sur les bordures, et celui « des Trois-Seigneurs » (englobant le massif d'Ercé) ; ils étaient entourés d'une ceinture de micaschistes passant au « terrain de transition » (le Silurien et le Dévonien inférieur) où étaient repérées les ophites de Rouze et de Guzet ; enfin, le Dévonien supérieur avec ses marbres surmontés de « schistes anciens » dont l'appartenance au « Houiller » n'était pas définitivement constatée. La bande de calcaires métamorphiques d'Aulus et ses brèches, ses ophites et lherzolites (plus ou moins confondues) était reconnue, limitée au Lias, en superposition régulière sur le granite des Trois-Seigneurs et renversée sous les roches primitives de la frontière.

La 1<sup>re</sup> édition de la feuille Foix (1912) par L. Vasseur *et al.*, puis la 2<sup>e</sup> édition (1950) par C. Jacob et M. Casteras, la 1<sup>re</sup> édition de la feuille Bagnères-de-Luchon (1910) par L. Bertrand et la 2<sup>e</sup> édition (1951) par M. Dalloni pour les terrains primaires, apportèrent peu de nouveautés dans la connaissance des terrains anciens. Mais le Lias, le Jurassique et le Crétacé inférieur étaient distingués dans la bande d'Aulus dont les limites faillées étaient reconnues : au Sud, « l'Accident frontal de la Zone axiale » (Casteras, 1933) qui deviendra la faille nord-pyrénéenne de L.U. de Sitter (1954), au Nord la faille du col d'Éret (maintenant Dret).

La 3<sup>e</sup> édition de la feuille Foix (1976) par M. Casteras, distingua sur le versant Vicdessos les micaschistes et leucogranites cartographiés sur la feuille Vicdessos à 1/50 000 (1969) par J. Destombes *et al.*, et des migmatites formant le soubassement du massif des Trois-Seigneurs. Étaient séparés, les massifs granodioritiques d'Ercé et des Trois-Seigneurs et le granite leucocrate de « la Ruse ».

**Dans la zone axiale**, les premières cartes détaillées sont dues à A.J. Wissink (1956) et J. Zandvliet (1960) qui firent apparaître les multiples replis des assises calcaires dévoniennes ; les « calcaires métallifères » de Mussy, ou « de Bentailou », c'est-à-dire les calcaires de Salau, étaient rapportés à l'Ordovicien supérieur en continuité sur le Cambro-Ordovicien du Pallars. Dès 1955, A. Autran et G. Guitard, étudiant le site

du gîte de zinc de Carbauère, proposèrent d'assimiler à la série de Canaveilles des Pyrénées orientales, les formations disposées au Sud des « calcaires métallifères », proposition retenue sur cette carte pour la série de Gérard.

Le développement du gisement de scheelite de Salau, découvert en 1960, et les recherches de gîtes à Pb et Zn du type Carbauère entraînèrent des travaux cartographiques et structuraux dans la zone des calcaires de Salau et le long de la bordure nord du massif de Bassiès, par de nombreux auteurs parmi lesquels D. Charuau (1974), J. Déramond (1970), C. Derré (1978), M. Donnot *et al.* (1982), B. Guéragé et J. Lozes (1981). Pour ces auteurs, excepté C. Derré qui établit une corrélation avec le Dévonien du val d'Aran, les calcaires de Salau étaient ordoviciens. Parallèlement, furent menées des études à finalité métallogénique dont on trouvera les références dans C. Derré *et al.* (1980), J.L. Kaelin (1982), P. Soler (1977). En même temps, le levé de la zone axiale fut entrepris, à partir de 1972 par M. Colchen avec la collaboration de A. Dommanget (1977).

La reprise des études structurales dans l'Ouest du massif de l'Aston, de 1982 à 1984, a conduit P.N.W. Verhoeff à proposer une nouvelle interprétation de la déformation hercynienne associée au métamorphisme (Verhoeff *et al.*, 1984).

Dans le cadre de la préparation de la Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, une révision du Dévonien conduisit J. Bodin (1988), s'appuyant, entre autres sur la découverte de conodontes dans les calcaires de Campaüs (Marimaña) par J.F. Moret et M. Weyant (1986), à attribuer définitivement au Dévonien inférieur les fameux calcaires de Salau et à reconnaître à leur base un contact anormal avec la série ancienne de la Pallaresa, contact recoupé par les granites hercyniens de Bassiès et de Salau. Le même auteur reconnut au Nord une série dévonienne hétérotopique séparée de la série méridionale par faille. Simultanément fut entreprise une révision des terrains anciens du Pallars, conduisant à les ranger en totalité dans le Cambrien inférieur (Laumonier, 1996).

**Les terrains métamorphiques du massif des Trois-Seigneurs** furent levés par L. Roux après J.H. Allaart (1959). Ce massif, partiellement représenté sur la feuille Aulus-les-Bains, a fait l'objet entre 1986 et 1989 de recherches intensives sur les conditions de l'évolution du métamorphisme hercynien en relation avec les déformations et le plutonisme (Kriegsman, 1989 ; Mercier, 1988 ; Wickham, 1987 ; Wickham et Oxburgh, 1985 ; Wickham et Taylor, 1985).

**Les massifs granitiques** furent étudiés par F. Debon (1986) pour ce qui est de la pétrographie, de la géochimie et de la datation géochronologique du massif de Bassiès, et par G. Gleizes (1992) pour le même pluton et ceux

du massif des Trois-Seigneurs en utilisant la méthode de l'A.S.M. exposée ci-dessous.

La présente édition du 1/50 000, rédigée en 1994, tente de rendre compte des progrès ainsi faits depuis une trentaine d'années dans la connaissance des terrains primaires. À une stratigraphie détaillée du Silurien au Namurien, elle ajoute une histoire tectonique polyphasée : structuration subhorizontale en nappes, compression subméridienne responsable de la structuration N110°E à plans axiaux redressés, la plus visible, extension W-E, métamorphisme régional aboutissant à l'anatexie, mise en place tardive (Stéphanien-Permien inférieur) de magmas calco-alcalins d'origine crustale.

La technique de la *mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique* (A.S.M.) consiste principalement en la mesure systématique de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie, sur des échantillons préalablement orientés sur le terrain. Pour les granitoïdes qui sont paramagnétiques (leur aimantation est portée par les silicates ferrières : biotite et amphibole), la susceptibilité magnétique est directement fonction (en première approximation) de la teneur en fer (Rochette *et al.*, 1992). Ceci permet de corrélérer la susceptibilité magnétique avec un indice de coloration, puis, après contrôle en lames minces, avec le type pétrographique (Gleizes *et al.*, 1993). L'anisotropie de la susceptibilité magnétique mesure l'anisotropie de l'orientation des silicates ferrières dans la roche. On obtient ainsi, pour chaque station de mesure, une foliation et une linéation magnétiques qui matérialisent la fabrique du granite. La foliation magnétique est le plan moyen selon lequel s'orientent statistiquement les cristaux (plats) de biotite. La linéation magnétique est la direction moyenne commune à ces mêmes cristaux de biotite ; la linéation magnétique est également parallèle à la direction moyenne d'alignement des cristaux (allongés) d'amphibole.

De plus, il est procédé à l'examen microstructural des lames minces de roche au microscope. Il permet de diagnostiquer si le granite a conservé sa structure magmatique franche, s'il a subi une déformation avant sa cristallisation totale (présence de microfractures submagmatiques ; Bouchez *et al.*, 1992) ou bien s'il a été déformé à l'état solide, à haute ou basse température (Blumenfeld et Bouchez, 1988 ; Gapais, 1989).

**Dans la bande d'Aulus**, les terrains sédimentaires métamorphisés du Mésozoïque ont fait l'objet d'un levé spécialement réalisé pour l'édition de cette carte. En effet, ils n'avaient donné lieu à aucune révision d'ensemble depuis la première édition de la feuille Foix à 1/80 000, dont les contours ne furent que très peu retouchés (Casteras, 1933) lors des deux éditions ultérieures. Par contre, d'assez nombreuses données nouvelles, contemporaines ou postérieures à la troisième et dernière édition du 1/80 000, concernaient directement ces terrains ; cependant, elles étaient frag-

mentaires et, à une exception près, restaient localisées à l'Est d'Aulus. Elles consistaient d'une part en deux cartes un peu plus détaillées que les précédentes, contradictoires et admettant toujours la stratigraphie établie au début du siècle (Avé-Lallemant, 1967 : une carte géologique, une carte structurale et une planche de coupes sériées à 1/20 000 ; Viéville, 1983 : une carte à 1/50 000 et une coupe à 1/25 000), d'autre part, et surtout, en plusieurs observations stratigraphiques, pétrographiques, structurales et radiochronologiques.

Dans l'ordre de publication, ces observations correspondaient à :

- la première analyse structurale des marbres qui révélait leurs déformations par trois phases successives dont seule la première s'avérait à la fois contemporaine du métamorphisme pyrénéen (comme J. Ravier l'avait d'ailleurs envisagé dans la vallée du Salat dès 1959) et des grands plis (Avé-Lallemant, 1967) ;
- l'identification le long de la faille nord-pyrénéenne près de Sérac-d'Ustou (Souquet et Peybernès, 1970) et de Vicdessos (Debroas *et al.*, in Jaffrezo et Obert, 1978 : p. 620), d'un flysch carbonaté, schistosé, métamorphique et d'âge turonien-sénonien inférieur, qui était jusqu'alors confondu avec le complexe marmoréen ;
- la découverte de structures tenues pour sédimentaires (stratifications, granoclassesments et slumps) dans les brèches calcaro-lherzolitiques de Lers (Choukroune, 1973, 1976) qui d'abord remettait en cause leur genèse mécanique (Lacroix, 1900) par des explosions internes liées à la mise en place des lherzolites (Avé-Lallemant, 1967 ; Ravier, 1959) puis, après discussion (Choukroune, 1980 ; Choukroune *et al.*, in Jaffrezo et Obert, 1978 : p. 618-619 ; Conquéré, 1978 ; Dauteuil *et al.*, 1987 ; Debroas *et al.*, 1977 ; Golberg, 1987 ; Hall et Bennet, 1979 ; Viéville, 1983), conduisait à admettre la présence de brèches sédimentaires discordantes aux côtés de brèches fracturées sur place par des mécanismes variés (trempe, fracturation hydraulique) ;
- la mise en évidence au col d'Agnes de cornéennes micacées tachetées et de marbres qui représentent un infra-Lias argilo-éaporitique et carbonaté, minéralogiquement très transformé par un métamorphisme pyrénéen statique ayant épargné les plus fines structures sédimentaires (Ravier et Thiébaud, 1982) ;
- la redécouverte des schistes noirs du Lias supérieur au Nord d'Aulus (Viéville, 1983) où ils avaient jadis été signalés par C. de Lacvivier (1884) et sans doute déjà par A. Dufrenoy, l'inventeur du Lias de la région et de ses rares fossiles (1834), avant d'être oubliés ou confondus avec de l'Albien sur les cartes à 1/80 000 ;
- la double confirmation par des mesures radiochronologiques (Golberg *et al.*, 1987 ; Montigny *et al.*, 1986) de l'âge mésocrétacé voisin de 95 Ma du métamorphisme pyrénéen *s.s.* qui est à l'origine du complexe marmoréen,

et de celui, sénonien supérieur, voisin de 80 Ma, du métamorphisme fini-crétacé qui n'affecte que le Flysch à fucoides.

Dans le même temps, les données complémentaires indispensables pour mieux comprendre ces terrains secondaires métamorphiques et leur histoire étaient acquises dans le reste de la zone nord-pyrénéenne. Il s'agissait de :

– la stratigraphie de leurs équivalents non métamorphiques, avec la distinction du Flysch noir albo-cénomaniens et du Flysch à fucoides turono-sénonien inférieur (Debroas et Souquet, 1976 ; Souquet, 1971) ainsi que celle des très nombreuses formations carbonatées du Jurassique et du Crétacé inférieur (Peybernès, 1976) ;

– l'analyse plus fine des paragenèses et des conditions d'apparition du métamorphisme pyrénéen (Azambre *et al.*, 1991 ; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Goujou *et al.*, 1988) ;

– l'individualisation de la zone nord-pyrénéenne au cours de trois grandes étapes hétérochrones induites par le déplacement relatif des plaques européenne et ibérique qu'elle sépare : à l'Albo-Cénomaniens, la première, cruciale, avec l'ouverture du sillon des flyschs et le magmatisme alcalin au cours d'une fracturation crustale en transtension senestre ; du Cénomaniens au Sénonien inférieur, la deuxième, avec les premiers plissements symmétamorphiques et synschisteux en transpression senestre lors du dépôt du Flysch à fucoides ; du Sénonien supérieur à l'Éocène, la troisième, avec ses seconds plissements et son extrusion à travers le Flysch à fucoides (inversion structurale) pendant son serrage subméridien et son charriage sur le bord de la plaque européenne (Choukroune, 1976 ; Choukroune et ECORS team, 1989 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Debroas, 1985, 1987a,b, 1990 ; Olivet, 1996 ; Roure *et al.*, 1989 ; Souquet *et al.*, 1977, 1980).

**Les explorations et les tracés géologiques** ont été effectués :

- pour les **terrains quaternaires**, par Yves Ternet, en 1994.
- pour les **terrains mésozoïques**, par :
  - (a) Elie-Jean Debroas, ingénieur géologue à l'université de Toulouse, de 1974 à 1991, et Pierre Monchoux, professeur à l'université de Toulouse, pour les lherzolites.
- pour les **terrains paléozoïques**, par :
  - (b) Denis Charreau, ingénieur géologue à COGÉMA et Colette Derré, géologue à l'université P.-et-M.-Curie (Paris), en 1974-1978 ;
  - (c) Michel Colchen, de 1972 à 1981 et Alain Dommanget, ingénieur géologue au BRGM, de 1973 à 1977 ;
  - (d) Maurice Donnot, Yves Gros, Jacqueline Guérangé-Lozes et Bernard Guérangé, ingénieurs géologues au BRGM, de 1973 à 1983 ;
  - (e) Maurice Donnot et Bernard Guérangé, en 1973-1974 ;

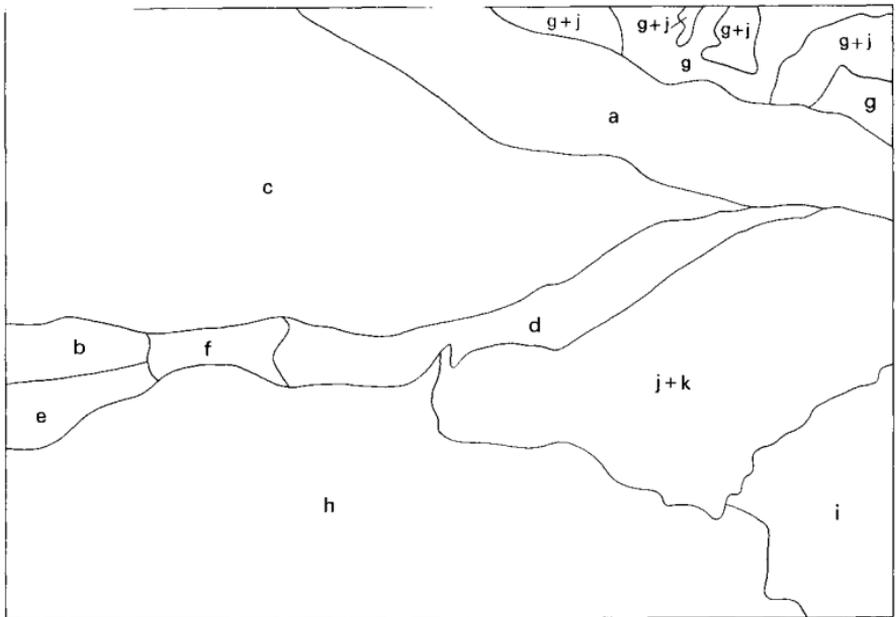
- (f) Bernard Guérangé, Jacqueline Guérangé-Lozes, avec la collaboration de Pierre Martin, ingénieur géologue au BRGM, en 1981 ;
- (g) Louis Roux, maître de conférences à l'université de Toulouse, de 1969 à 1975 ;
- (h) J. Zandvliet, géologue à l'université de Leyde (Pays-Bas), de 1956 à 1960 ;
- (i) H.J. Zwart, professeur à l'université de Leyde, de 1956 à 1960.

• pour les **terrains magmatiques**, par :

- (g-j) Louis Roux, de 1969 à 1975 et Gérard Gleizes, maître de conférences à l'université de Toulouse, en 1990-1991 ;
- (j-k) Gérard Gleizes, en 1989, Jean-Louis Blès et Yves Gros, ingénieurs géologues au BRGM, en 1978-1979 (fracturation) ;

Le tracé des isogrades du métamorphisme est dû à Denis Charuau et Colette Derré, pour les secteurs pic de la Fourque-vallée de la Noguera Pallaresa et Aurenère ; et à P.N.W. Verhoef, R.L.M. Vissers, H.J. Zwart, pour le secteur de Pla-Subra (publication en 1984).

La coordination des levés et le dessin de la minute ont été assurés en 1994 par Yves Ternet, ingénieur géologue au BRGM, en reprenant partiellement la minute déposée en 1989 par Michel Colchen, professeur à l'université de Poitiers.



## DESCRIPTION DES TERRAINS

### PALÉOZOÏQUE

#### Cambrien

##### Séries de la Pallaresa et des Trois-Seigneurs (Cambrien inférieur)

**k1-3. Formation d'Évol indifférenciée. Complexe schisto-gréseux à intercalations de calcaires et de cipolins, de pélites siliceuses, de quartzites, de grès, conglomérats et microconglomérats et de schistes noirs quartzitiques pyriteux.** Sur les crêtes frontalières et plus au Sud (dôme de la Pallaresa), très puissante série (> 2 000 m en tenant compte des plis) de pélites plus ou moins gréseuses, grises, noires ou verdâtres, homogènes ou rubanées, de grès, de quartzites, de microconglomérats et d'intercalations carbonatées, le tout intensément schistosé. Elle n'a pas fourni de fossiles.

C'est la « série de Pilas-Estats » (Zandvliet 1960) qui, d'après une révision récente (Laumonier, 1996 ; Laumonier et Guitard, 1986), est située – « série de Alos de Isil » – sous les calcaires, marbres et schistes noirs de la vallée de l'Artigue (Belcaire-Arties). Ceux-ci et peut-être ceux du massif du Montcalm (pointe d'Argent-étang de Canalbonne) correspondent à la formation de Lladorre (ou de Lleret-Bayau), prolongement occidental de la formation de Ransol (Besson, 1990 ; Zwart, 1965).

Ces ensembles, recoupés obliquement par le Dévonien de l'unité du port de Salau le long de l'accident du pic de Geu et par le pluton de Bassiès, correspondent à la formation d'Évol (cf. feuille Prades) qui constitue la partie supérieure du groupe de Canaveilles attribuée au Cambrien parce qu'elle surmonte un socle gneissique ancien (Canigou et, ici, Aston) et par analogie avec les séries datées de la Montagne noire. L'Ordovicien n'est pas connu ; il n'existe pas ici de niveau qui rappellerait les conglomérats polygéniques massifs et discordants de l'Ordovicien supérieur du dôme de la Garonne par exemple.

Dans le massif des Trois-Seigneurs, les micaschistes des zones à andalousite et à sillimanite constituent un ensemble diversifié (niveaux plagioclasiques, carbonatés, graphiteux) passant vers le Nord (feuille Saint-Girons) à des microconglomérats, des calcaires et pélites noires que surmontent des pélites, des pélites gréseuses et des pélites rubanées dont l'ensemble évoque la série d'Évol et que couronne un Ordovicien supérieur bien individualisé.

Pour ce qui est de la série de Alos de Isil, les schistes sont gris, gris-vert, gris sombre à noir, parfois pyriteux. Ils passent souvent latéralement à des pélites finement gréseuses dont le clivage schisteux est moins fin ; ce

faciès a été individualisé sur la carte par une surcharge de tirets bleus (2), d'après la cartographie de J. Zandvliet (1960).

Les calcaires (1) et marbres (C) du secteur de Belcaire, dans l'auréole de métamorphisme du pluton de Bassiès, s'intègrent dans la succession suivante, du Sud vers le Nord (Allaart, *in* Zwart, 1965) :

- calcaires en bancs pouvant atteindre 10 m d'épaisseur, à fins lits de schistes graphiteux, alternant avec des schistes et des cornéennes (40 à 100 m) ;
- cornéennes à quelques lits calcaires (200 m) ;
- ardoises noires ou foncées et cornéennes à quelques intercalations carbonatées (500 m) ;
- marbre dolomitique à lits de quartzites et de cornéennes (30 à 100 m).

Une intercalation (1 à 2 m) de calcaires gréseux et de pélites verdâtres existe à Plabidou (près d'Espis, dans la haute vallée du Salat) ainsi que dans le cirque de Saubé.

Des assises quartzitiques (3) gris clair à blanches, puissantes de plusieurs dizaines de mètres au moins, sont signalées par H.J. Zwart dans le massif du Montcalm.

Les grès et microconglomérats (4) sont essentiellement gris clair à gris-vert, parfois sombre à gris rougeâtre lorsqu'ils ont une charge carbonatée notable, à pyrite, en bancs assez compacts. Mais il s'agit souvent d'une alternance de schistes gréseux sombres et de grès à grain fin plus clairs, de 1 mm à quelques centimètres d'épaisseur (schistes rubanés). Localement, les grès deviennent plus grossiers et passent à des microconglomérats à matrice quartzreuse fine ou argileuse englobant des grains de quartz arrondis de type « rhyolitique » dont le diamètre atteint 8 mm. Ils sont alors parfois associés à des niveaux franchement quartzitiques et à des lentilles conglomératiques avec lesquels ils forment des corps détritiques massifs cartographiés par J. Zandvliet essentiellement en territoire espagnol et au Sud du pluton de Salau.

Les bancs et lentilles de conglomérats disséminés dans la formation d'Évol ont une épaisseur de quelques décimètres à quelques mètres (elle est exagérée sur la carte) mais leur extension est souvent kilométrique. Elles sont constituées de galets arrondis, parfois étirés par la schistosité, de quartz et de quartzite, rarement de schistes gréseux, dans une matrice gréseuse grossière. Une lentille située dans le cirque de Fontaret (au Nord-Ouest du pic de Ruhos), non cartographiée, contient des galets de quartz et de quartzite noir dans un ciment gréso-carbonaté (Bodin, 1988).

Les schistes noirs quartzitiques et pyriteux (5), signalés dans le massif des Trois-Seigneurs et qui comprennent une assise calcaire de 10 à 20 m de puissance (Kriegsman, 1989 ; Roux, 1976 : feuille Saint-Girons), semblent correspondre aux niveaux noirs associés aux calcaires de Belcaire dans la vallée de l'Artigue.

Tous ces terrains sont affectés par un clivage schisteux très fort. Évident dans les pélites et les pélites gréseuses à débit ardoisier, il apparaît avec moins d'intensité dans les bancs gréseux et dans les conglomérats où cependant il affecte la matrice et parfois même les galets qui, le plus souvent, sont aplatis dans son plan. Cette schistosité majeure, pénétrative, est en général très redressée et plonge le plus souvent vers le Nord dans le secteur couvert par cette feuille. Elle est parallèle à la stratification des bancs de grès ou de quartzite et plan axial de très nombreux plis bien visibles dans les schistes rubanés ; plis de toutes dimensions, isoclinaux, dont les caractéristiques doivent être en accord avec de grandes structures encore à définir, mais dont l'orientation est esquissée par les corps détritiques cartographiés. Cependant, il existe dans certains secteurs (port de Marterat) des preuves d'une déformation précédente sous forme de plis à plans axiaux peu inclinés. Enfin, dans l'angle sud-est, à l'approche du leucogranite de Soulcem, la foliation majeure devient moins inclinée et dessine un dôme centré sur l'intrusion ; selon P.N.W. Verhoeff *et al.* (1984), et en simplifiant, le clivage majeur initial très incliné est progressivement déformé et transposé par deux déformations successives en rapport avec la progression vers le haut du métamorphisme et caractérisées par des plans axiaux peu inclinés.

Cette imposante quantité de détritiques fins et grossiers a dû se déposer sur le talus d'un bloc continental subsident, peut-être en climat globalement froid (hautes latitudes ?) eu égard à la discrétion des carbonates.

### **Série de Gérard (Cambrien inférieur ?) (fig. 1)**

ka. **Schistes et grès (cirque de Cagateille).** Épaisse série schisto-gréseuse où alternent des lits millimétriques à centimétriques de grès clairs et de pélites argileuses sombres, qui prend en surface une teinte gris foncé à rouille. De bons affleurements peuvent être observés sur le sentier du cirque de Cagateille. Son épaisseur est supérieure à 750 m.

Elle constitue le cœur d'un pli anticlinal synchisteux, à plan axial subvertical d'orientation N60°E, bien visible entre le fond du cirque et le Pouech de Gérard à l'Est. Vers l'Ouest, le granite de Bassiès interrompt sa continuité avec les terrains du port de Marterat c'est-à-dire avec la série de Alos de Isil (cf. *supra* k1-2). En bordure du granite, elle passe à des cornéennes parfois tachetées où le litage stratigraphique est bien conservé.

kb. **Alternance silto-carbonatée.** La série schisto-gréseuse du cirque de Cagateille est surmontée par une série à dominante carbonatée (100 à 150 m d'épaisseur), recoupée par la piste de la cabane de Gérard, et qui comprend, de bas en haut (Bodin, 1988 ; Colchen *et al.*, 1979) :

– une alternance de bancs calcaires et de bancs silteux (50 m) ; les calcaires, bleus, en bancs centimétriques à plurimétriques, sont recristallisés, à albite et épidote et présentent un fin rubanement de lits grésophylliteux

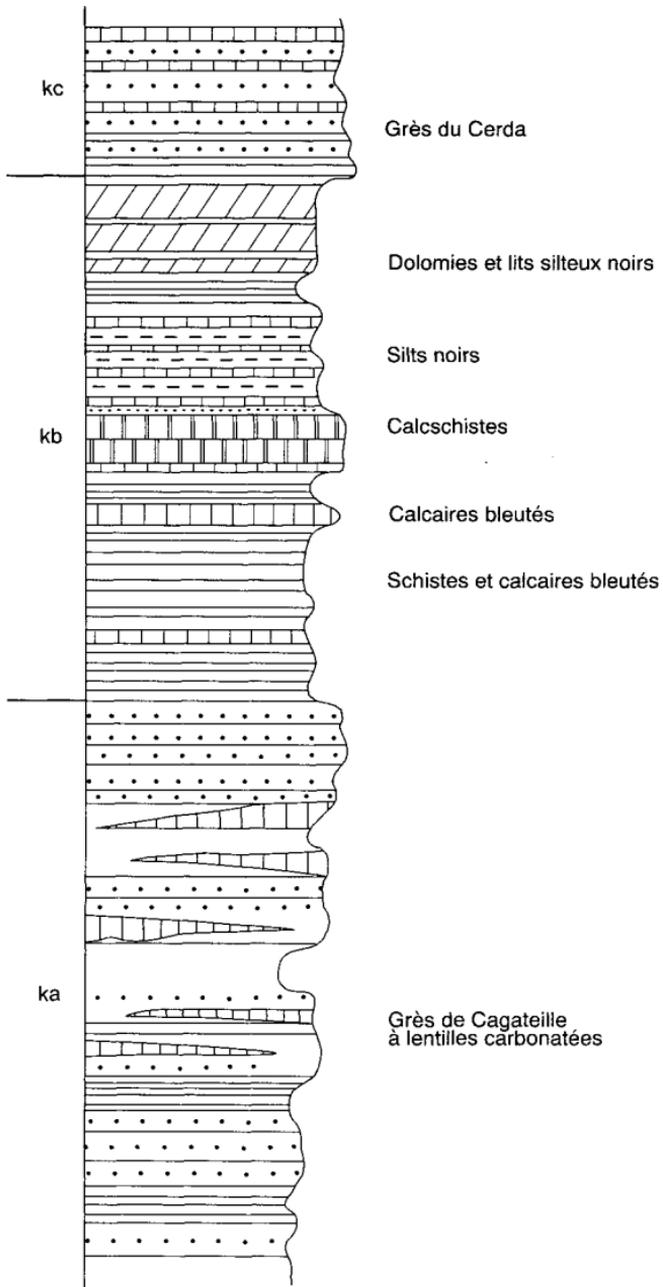


Fig. 1 - Série de Géac

verdâtres. Localement, les bancs sont réduits à des nodules allongés. Les silts, sombres, en bancs d'épaisseur métrique ou en lits millimétriques au sein des calcaires, sont constitués de fins grains de quartz et de phyllites (muscovite, chlorite) ;

– un horizon silteux (5 m) noir, à patine rouille, très dur, massif, constitué de petits quartz anguleux, de muscovite, de feldspaths et de quartz de type rhyolitique ;

– une dolomie saccharoïde beige, en bancs décimétriques à métriques séparés par des niveaux silteux noirs centimétriques tachant fortement les doigts. Ces derniers sont constitués par l'alternance de lits quartzeux et de lits phylliteux très riches en matière organique. Les bancs sont déformés par de nombreux plis serrés et englobant parfois des îlots de roche magmatique verte.

Cette série correspondrait, au-delà du granite de Bassiès, aux niveaux carbonatés de Belcaire–Arties eux-mêmes équivalents des calcaires de Lladorre (ou de Lleret–Bayau) rapportés (cf. *supra*) à la partie moyenne de la formation d'Évol du groupe de Canaveilles. Elle dessine ici, autour du Pouech de Gérard, la voûte anticlinale du pli parallèle à la limite du granite de Bassiès dont il a été question précédemment.

**kc. Phyllades (pic de Cerda).** Série schisto-gréseuse plutôt claire, comportant des schistes ardoisiers bleus, des schistes gréseux rubanés et des grès verts, très fins, à faciès de chert. Quelques passées carbonatées, en lits centimétriques et en amandes allongées selon la stratification, donnent localement à la roche, après leur dissolution partielle, un aspect de « schistes troués ».

Venant au-dessus de la série calcaire, cette série, dont 200 m environ sont conservés ici, correspondrait à la série d'Alin de la partie méridionale du dôme de la Pallaresa, c'est-à-dire à la partie supérieure de la formation d'Évol du groupe de Canaveilles. Au Nord, elle bute en contact tectonique contre la formation silto-carbonatée de la base du Dévonien « sud ». Au Sud, contre le granite de Bassiès, elle se charge en baguettes d'andalousite.

## Silurien

**s1-3. Llandovery à Ludlow. Ampélites à graptolites et calcaires noirs à orthocères.** Formation typique de schistes noirs, tendres, graphiteux (« carburés ») et pyriteux, de teinte rouille à l'affleurement, à graptolites le plus souvent en mauvais état et dans lesquels s'intercalent vers le haut quelques bancs de calcaires noirs contenant parfois des orthocères. Du fait de sa plasticité importante, elle a constitué lors des plissements varisques un niveau de décollement remarquable sous le Dévonien compétent, en sorte qu'elle se présente en lames plus ou moins étroites et en bourrages dans des anticlinaux très pincés et dans les principaux accidents

tectoniques (faille port d'Aula-col d'Escots, faille de Couflens). Si ces schistes noirs n'affleurent pas le long du chevauchement du pic de Geu, entre le Cambrien de la Pallaresa et le Dévonien calcaire de Salau, ils ont cependant été reconnus en sondage près d'Espis, dans la haute vallée du Salat. Conséquence de leur situation tectonique, ils apparaissent toujours extrêmement froissés, sans stratification évidente et leurs relations avec les séries stratigraphiquement sous- et sus-jacentes sont rarement conservées ce qui ne permet pas d'évaluer aisément leur épaisseur qui ne dépasserait pas 200 m (Zandvliet, 1960).

Cependant, A. Dommanget (1977) a mentionné près du col d'Escots un passage progressif à la formation carbonatée du Dévonien inférieur par apparition et augmentation progressive de bancs calcaires. De même, cet auteur, après A.J. Wissink (1956), a décrit sur la route de Faup, entre Couflens et Mailliches, la succession, de bas en haut :

- schistes noirs pyriteux, tachant les doigts, à graptolites (> 20 m) ;
- schistes satinés, gris clair (30 m) ;
- schistes noirs analogues aux premiers (80 m) ;
- grès d'abord gris-noir (15 m) puis, après une zone tectonisée, grès gris à quelques intercalations carbonatées décimétriques (10 m).

Selon A. Dommanget et A.J. Wissink, la continuité est probable dans le secteur du port d'Aula, sous le pic de Cour-Vic (2 119 m) à l'WNW de l'étang d'Areau, et sous le port même avec apparition progressive dans les ampélites de bancs calcaires qui, sur la rive sud de l'étang, contiennent des orthocères, des trilobites, des brachiopodes (*Cardiola interrupta*, *Dayia navicula*).

Des ardoises calcareuses gris-bleu alternant avec des schistes noirs (70 m) sont signalées à Portet où l'ensemble de la formation paraît assez indurée, et près de Couflens.

Après les quelques exemplaires de graptolites signalés par A.J. Wissink, les schistes noirs de Couflens ont fourni (Degardin, 1987) *Monograptus flemingii*, *M. uncinatus orbatus* et *Pristiograptus orbatus*, indiquant la partie inférieure du Ludlow ; plus à l'Ouest (Rieu, Faup), des formes parmi lesquelles *Monograptus planus*, *M. priodon*, *M. mutuliferus*, *Retiolites geinitzianus* correspondent à l'intervalle Llandovery supérieur-Wenlock moyen ; à Portet, *Monograptus sedgwickii*, *M. spiralis*, *M. halli*, *Pristiograptus* entre autres (Colchen *et al.*, 1979) indiquent la partie supérieure du Llandovery ; au Sud de Guzet-Neige, deux gisements situés à 300 m au Sud-Ouest du col d'Escots ont fourni des espèces du Llandovery supérieur et du Wenlock inférieur.

Ces sédiments très fins, peu épais, en général pauvres en quartz, riches en matière organique non oxydée, à kaolinite, à faune de milieu peu profond et peu agité (graptolites) mais localement néritique (bra-

chiopodes), ont dû se déposer dans les bassins calmes et éloignés de reliefs d'une plate-forme continentale de grande dimension (étant donnée la répartition européenne du faciès) et sous un climat chaud et humide.

### Dévonien « sud » (fig. 2)

**s-d1. Silurien supérieur–Lochkovien. Alternance silto-carbonatée ; calcaire à entroques à la base.** La formation la plus ancienne de l'unité tectonique du port de Salau affleure de façon discontinue le long du chevauchement du pic de Geu. Elle comporte (Bodin, 1988) :

– à la base, un calcaire blanc à beige, noir dans le bois du Maillet (Kaelin, 1982), recristallisé, riche en entroques noires, conservé avec une épaisseur variable le long de la faille (5 m sur la piste des cabanes de Gérard, 10 m au Sud du pic de Montagnou et du pic de la Fourque) ;

– une alternance de bancs centimétriques puis décimétriques de pélites schisteuses sombres et soit de dolomies épigéniques ocre-rose, soit de calcaires bleus (« barégiennes » des auteurs), dont l'épaisseur, en général très exagérée par de nombreux replis, semble d'environ 30 m.

L'établissement de la série rythmique est progressif avec l'apparition dans le calcaire à entroques, qui est l'un des caractères distinctifs du Dévonien « sud », d'abord de minces lits puis de niveaux centimétriques de pélites. Des sulfures y sont disséminés (pyrite, blende, chalcopyrite).

Ces couches ne sont pas fossilifères, sans doute en raison de leur proximité des plutons de Bassiès et de Salau dans les auréoles de métamorphisme desquels elles se présentent sous forme de cornéennes calciques à diopside, idocrase, grossulaire et de skarns à pyroxène et grenat. Cependant, elles ont fourni, sur la piste des cabanes de Gérard, des conodontes du genre *Icriodus* qui apparaît avec le Dévonien inférieur (Bodin, 1988 ; Donnot *et al.*, 1982). Latéralement, à proximité du pluton de Marimaña, en territoire espagnol, un calcaire à crinoïdes, orthocères et coraux, situé à la base de la « série supérieure de Moredo–Salau », et rappelant le calcaire de base indiqué ci-avant, a fourni *Kockellela* cf. *K. ranuliformis*, conodonte du Silurien supérieur (Sanz *et al.*, 1986). Ainsi, cette formation caractérisée par l'importance croissante de la sédimentation carbonatée peut-être en milieu à prédominance néritique, paraît correspondre au passage Silurien/Dévonien.

**d2-3. Praguien–Emsien inférieur. Calcaire de Salau, dolomitique à l'Est du granite de Salau.** À l'Ouest de la vallée du Salat, sur les crêtes frontalières des pics de Geu et de la Péguille ainsi qu'au-delà dans le massif d'Escala Alta, formation de calcaires massifs gris-bleu, à patine gris clair à gris foncé, parfois rousse, à rubanement sombre de lits graphiteux caractéristiques (40 à 50 m). Classiquement connue sous le nom de

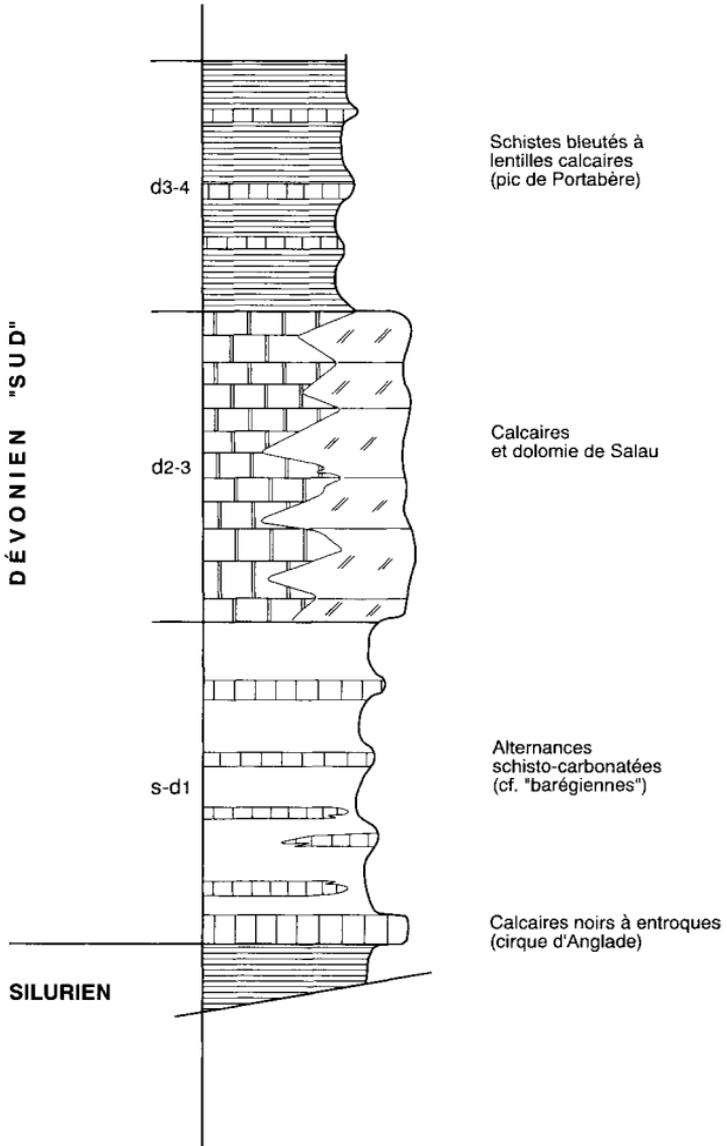
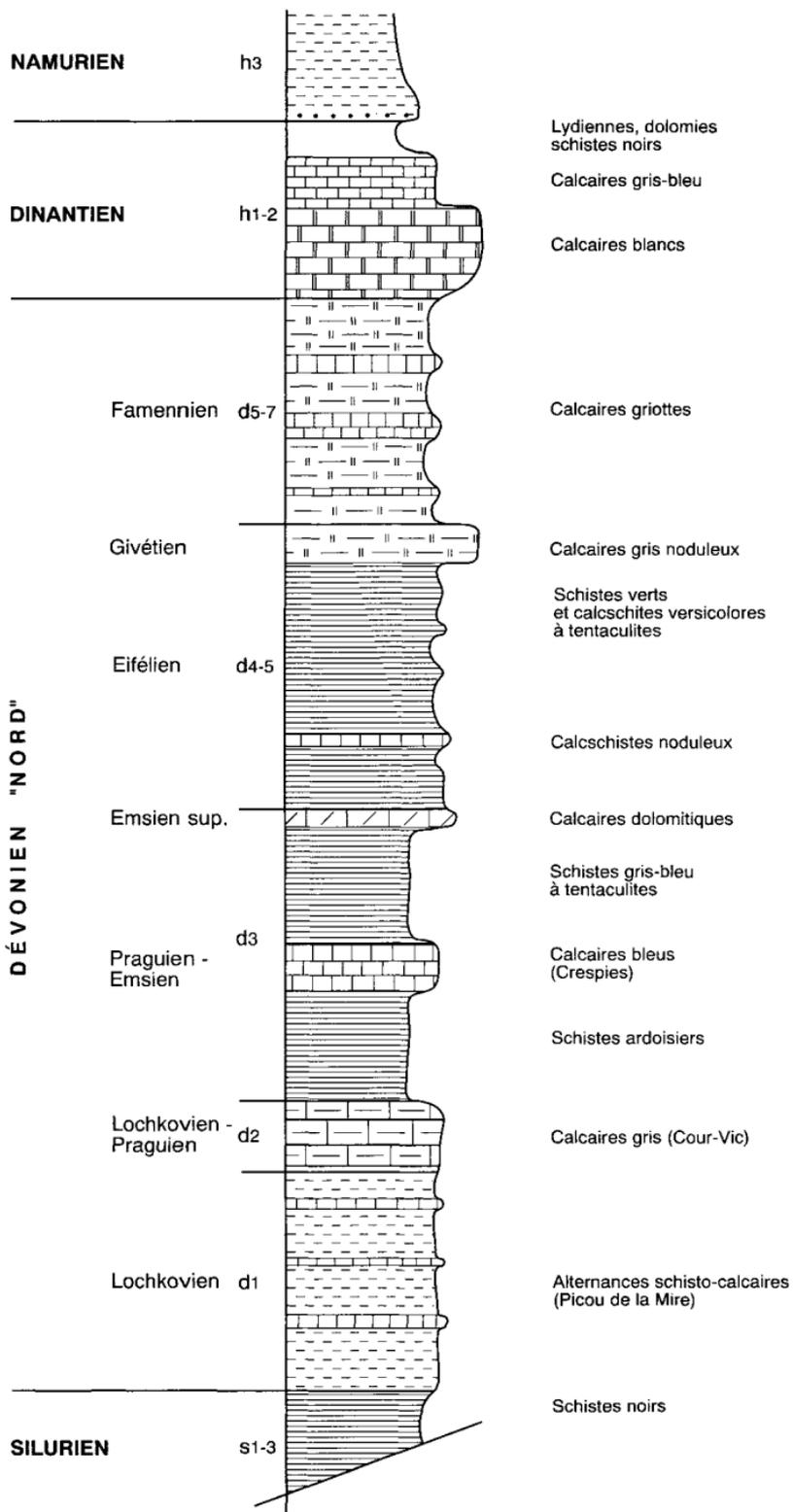


Fig. 2 - Colonnes stratigraphiques synthétiques du Dévonien



« calcaire de Salau », elle donne dans la topographie et compte tenu de nombreux replis, des reliefs escarpés à modelé karstique (dolines,...).

Là où les couches inférieures ont été conservées le long de la faille du pic de Geu (Espis par exemple), des intercalations de pélites sombres ménagent la transition depuis la série alternante sous-jacente s-d<sub>1</sub>. Au sommet existent des lentilles de blende.

Ces calcaires, recristallisés, parfois à l'aspect de cipolins, contiennent des entroques localement en abondance. En territoire espagnol, les « calcaires de Campaus » ont fourni dans leur partie supérieure quelques formes attribuées à *Polygnathus* gr. *linguiformis*, conodonte de l'Emsien supérieur (Moret et Weyant, 1986).

À l'Est de la vallée du Salat, les calcaires passent rapidement à une dolomie de teinte beige ou rousse, massive, parfois rubanée de sombre, à texture saccharoïde, où l'épigénie a effacé toute trace de stratification. Localement, elle renferme des géodes de quartz, de petits quartz automorphes et de la pyrite (Charreau, 1974).

Avec cette formation s'affirme l'installation d'une plate-forme continentale.

**d3-4. Emsien supérieur-Eifélien. Pélites bleutées ; intercalations de calcaire crinoïdique.** La formation carbonatée de Salau est surmontée sans transition par des pélites bleutées, souvent à patine rouille, à débit schisteux très marqué. Elles sont limitées au Nord par la faille du port de Salau en sorte que leur épaisseur connue n'excède pas 50 à 100 m.

Elles sont constituées par l'alternance millimétrique à centimétrique de lits phylliteux et de lits phyllito-gréseux. Localement, l'abondance et l'importance des lits gréseux donne un aspect rubané. Le fond de la roche comporte du quartz très fin, de la muscovite et de la chlorite soulignant parfois une schistosité, dans un ciment à illite, séricite et, dans le secteur de Salau où le métamorphisme est plus important, à margarite (Charreau, 1974).

L'originalité de cette formation consiste en la présence de minces intercalations lenticulaires de calcaire bleu ou noir très riche en débris de crinoïdes ; il s'agit soit de petits bancs décimétriques isolés, soit d'horizons métriques où alternent des bancs centimétriques de calcaire et des lits pélitiques que l'érosion met parfois en relief. Elles ont fourni des faunes de conodontes relativement significatives avec :

– dans la vallée d'Ars, *Icriodus bilatericrescens* (dét. M. Weyant, in Bodin, 1988) indiquant l'Emsien ; – dans les travaux miniers de Carbauère (côté pic Montagnou), des *Polygnathus* et *Icriodus* qui indiquent également, sous réserve, l'Emsien (Le Fèvre, in Charreau, 1974) ;

— sur la crête du pic de Portabère, dans des bancs de 0,20 m d'épaisseur (Bodin, 1988), *Polygnathus inversus* (dét. C. Cygan) de l'Emsien supérieur et, peut-être plus haut, *Polygnathus costatus*, *Neopanderodus*, *Icriodus* sp. indiquant l'Emsien–Eifélien inférieur (dét. M. Weyant).

Des conditions plus profondes, de haut niveau marin, paraissent s'être établies, à proximité de zones côtières d'où proviennent des détritiques fins et des boues calcaires à crinoïdes.

### Dévonien « nord » (fig. 2)

**d1. Lochkovien. Alternance de schistes et de calcaires.** Au Nord de la faille du port d'Aula, dans les unités tectoniques septentrionales, les ampélites siluriennes sont surmontées par des schistes bleus qui s'enrichissent progressivement vers le haut en minces lits et bancs calcaires (Picou de la Mire). Cependant, vers Couflens les ampélites sont surmontées par des grès fins passant progressivement à des niveaux silteux puis pélitiques. Vient ensuite une alternance décimétrique à métrique de calcaires gris, gris-beige, parfois rougeâtres, légèrement gréseux, et de schistes argileux gris-bleu. Des passées décalcifiées, brunes et plus tendres, sont pétrées d'empreintes de fossiles donnant à la roche l'aspect de « schistes troués » : trilobites (*Phacops*), brachiopodes, orthocères, crinoïdes, bryozoaires, tentaculites. Les calcaires ont fourni des conodontes (*Icriodus* gr. *woschmidti*, *Spathognathodus* cf. *steinhornensis*, *Trichonodella*) dont l'association indique approximativement la base du Gédinnien (ou Lochkovien). L'épaisseur de l'ensemble paraît varier de 40 à 100 m.

Cette formation correspond à l'alternance silto-carbonatée qui, dans l'unité méridionale, précède le calcaire de Salau ; elle en diffère par l'absence du calcaire à entroques de base, par des niveaux un peu plus détritiques, par une faune néritique localement abondante et par une plus grande épaisseur. Ces caractères évoquent un milieu de dépôt peut-être plus côtier ou moins profond.

À propos de son âge, il n'est sans doute pas inutile de rappeler que des graptolites du Ludlow ont été signalés par M. Donnot (1974) dans cette même formation (schistes de Bencarech–Sentein) à l'Ouest de Sentein sur la feuille Aspet voisine.

**d2. Lochkovien–Praguien. Calcaire gris crinoïdique.** La formation à alternance de schistes et de calcaires est surmontée par une barre massive de calcaire gris ou bleu, à patine claire, riche en débris de crinoïdes, en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique (20 à 30 m). De bons affleurements sont facilement observables sur les crêtes du Picou de la Mire, au Sud de Guzet-Neige, ainsi qu'à Cour-Vic, sous le sommet 2 119 m situé

à l'Ouest de l'étang d'Areau, près de la piste du port d'Aula. Elle constitue un précieux guide pour la cartographie.

Ce calcaire a fourni dans divers gisements (Bodin, 1988 ; Colchen *et al.*, 1979 ; Dommanget, 1977) des conodontes indiquant le Lochkovien–Praguien parmi lesquels : *Icriodus cf. angustoides*, *I. woshmidtii*, *I. hudleyi curvicauda*, *Ozarkodina excavata*, *Plectospathodus* sp.

C'est un calcaire micritique, contenant jusqu'à 10 % de petits cristaux de quartz de 40 µm au maximum, qui ne seraient pas d'origine détritique selon A. Dommanget (1977), de l'illite et des bioclastes correspondant uniquement à des débris de crinoïdes. Localement, il contient des filonnets de blende et de galène, généralement orientés parallèlement à la stratification. Si on le compare au calcaire de Salau (son équivalent latéral dans l'unité du port de Salau), on note qu'il est plus riche en bioclastes, que son épaisseur est moindre, qu'il n'y a pas d'intercalations péliques : ces caractères indiquent peut-être un milieu marin un peu plus littoral.

**d3. Emsien. Schistes gris-vert, calcaires bleus, dolomies.** Ensemble de schistes argileux verts, gris-vert ou bleus, à intercalations décimétriques de calcaire gris-bleu et couronné par un niveau dolomitique (100 à 150 m).

Au Sud d'Aulus, les calcaires crinoïdiques sont surmontés par la succession suivante :

- des schistes gris-vert ou gris, riches en chloritoïdes et à traces de manganèse, à petites passées carbonatées décimétriques, à tentaculites localement abondants, restes de trilobites et de brachiopodes (40 à 100 m) ;
- un calcaire gris-bleu ou gris-beige, en bancs décimétriques à métriques (10 m) : c'est le « calcaire de Crespies » qui a fourni en divers points, en particulier sur la crête de Guzet, des conodontes parmi lesquels *Polygnathus dehiscens* indique l'Emsien inférieur ;
- à nouveau des schistes gris-vert, à tentaculites et trilobites indéterminables, admettant quelques intercalations discontinues de calcaire gris-bleu à crinoïdes et tentaculites (7 m) ;
- des calcaires et des schistes gris (10 m) surmontés d'une barre de dolomie et calcaire dolomitique beige (5 à 10 m) qui a fourni *Polygnathus gronbergi* (dét. M. Weyant, *in* Bodin, 1988), indiquant une position plus élevée dans l'Emsien (mais pas supérieure à l'Emsien moyen).

Les schistes qui représentent l'essentiel de cette formation, sont constitués par une fine alternance de lits phylliteux et de lits silteux. La schistosité majeure est marquée par l'orientation des phyllites qui recoupe en général la stratification. La proportion variable de chlorite entraîne des variations de teinte des schistes ; ainsi, dans les secteurs du port d'Aula et

du mont Valier, on observe plutôt des schistes bleus voire bleu-noir et à intercalations verdâtres.

Ces sédiments fins, à tentaculites, correspondent à un milieu très calme au-dessus du plateau continental.

**d4-5. Eifélien–Givétien moyen. Schistes violets et calcschistes.** Il succède à la barre dolomitique emsienne quelques mètres de schistes verts et violets, puis des schistes uniquement violets, à tentaculites, auxquels sont associés des calcschistes versicolores (au moins 100 m). Vient ensuite, au moins par place, un calcaire gris clair, en bancs noduleux, que *Polygnathus varcus* permet de rapporter au Givétien moyen.

**d5-7. Givétien supérieur–Frasnien, Famennien. Calcaires amygdalaires, calcaires griottes.** Selon S. Crilat (1981), on retrouve ici, au Pont-de-la-Taule, au pic de Fonta et dans la vallée de l'Estours, une série comparable à celle du massif de l'Arize. On observe :

- à la base, une assise de calcschistes verts ou violacés à tentaculites (20 m) ;
- des calcaires noduleux clairs attribués au Frasnien ;
- les calcaires griottes, calcaires à nodules fréquemment constitués à partir d'ammonoïdés dans une enveloppe phylliteuse rouge, datés du Famennien inférieur au Pont-de-la-Taule par des conodontes (*Palmatolepis glabra*) ;
- des calcaires amygdalaires verts, rosés ou gris, puis quelques mètres de calcaire gris à grain fin.

Cet ensemble calcaire est épais de 100 m au moins. Il marque l'établissement de conditions de dépôt littorales.

## Carbonifère

**h1-2. Tournaisien–Viséen. Jaspes à niveaux phosphatés, calcaires à accidents siliceux.** D'après S. Crilat (1981), la base du Tournaisien, habituellement située dans les dernières couches du calcaire « supragriotte », et parfois au-dessus d'un horizon schisteux, n'a pas été observée, non plus que la base des lydiennes. Ces jaspes noirs, à intercalations de schiste carbonneux, semblent avoir une épaisseur de 6 à 8 m et ne contiennent, pour la partie visible, que quelques corps phosphatés. Ils passent directement aux jaspes supérieurs clairs, en l'absence du calcaire intercalaire souvent présent en de nombreuses localités des Pyrénées (et de la Montagne noire). Ces jaspes sont relativement épais et contiennent des lits de pyroclastites et de petits amas d'hydroxyde de manganèse (au Nord du pic de Fonta). Viennent ensuite des calcaires à rubans siliceux qui ont fourni en amont du Pont-de-la-Taule *Hindeodella segaformis*, conodonte bon marqueur du Tournaisien supérieur (Cygan, 1973).

Sédiments de bassins calmes et fermés, situés à proximité d'émissions volcaniques aériennes (pyroclastites), les jaspes correspondent à un maximum de régression de la mer. Avec les calcaires post-jaspes débutent la grande transgression carbonifère.

**h3. Namurien. Pélites et grès du Culm.** Au-dessus du Tournaisien supérieur calcaire viennent des pélites argileuses vert émeraude, encore à petits lits ou nodules de calcaire (20 à 30 m), des pélites argileuses de teinte grise puis noire, micacées, de plus en plus gréseuses, dans lesquelles s'intercalent, après quelques dizaines de mètres, des bancs turbiditiques gréseux sombres ; c'est l'équivalent de la formation du Culm dont la base correspond approximativement au début du Namurien (Mirouse *et al.*, 1983). C'est l'amorce de la sédimentation synorogénique varisque.

## MÉSOZOÏQUE

**t9. Rhétien. Cargneules et calcaires de Rouze. Cornéennes tachetées et marbres du col d'Agnes.** Avec les ophites qui les accompagnent généralement, ces terrains affleurent en position structurale complexe et, à l'exception du col d'Agnes, dans des conditions d'observation médiocres. Ils se présentent soit apparemment encore sous le Lias (Coumebière, les Plagnaux), soit aussi en intrusion diapirique dans les marbres jurassiques bréchifiés (col d'Agnes et ses abords), soit enfin en contact anormal avec les marbres et divers terrains : Flysch à fucoides (Coumebière), Paléozoïque (Rouze, Sud-Est du col Dret), gabbros et granulites (les Plagnaux) et Iherzolites (forêt de Freychinède). En dépit de transformations métamorphiques d'intensité variable et du manque de fossiles, la lithologie et la teneur en chlore et en magnésium de ces terrains permettent de les assimiler aux dépôts lagunaires argilo-évaporitiques et carbonatés du Rhétien (et peut-être aussi du Keuper ?) que l'on connaît non métamorphiques et fossilifères à peu de distance (feuilles Saint-Girons et Foix ; Fréchengues et Peybernès, 1991).

- Dans la **zone axiale**, près de Couflens, le petit lambeau de Rouze est pincé entre l'ophite et le Paléozoïque. Il montre ponctuellement les terrains suivants qui paraissent assez peu transformés : des cargneules et des calcaires jaunâtres, des calcaires gris, clairs, massifs et microcristallins à rhomboédres de dolomite, ainsi que de rares pélites claires et jaune verdâtre.

- Dans la **zone nord-pyrénéenne**, le fossé d'Aulus montre par contre des terrains plus variés mais minéralogiquement très transformés par le métamorphisme pyrénéen. Les plus caractéristiques et les plus étendus correspondent aux cornéennes tachetées et aux marbres du col d'Agnes (Ravier et Thiébaud, 1982) et de ses abords, de Coumebière et de la forêt de Freychinède. Les cornéennes tachetées ou cornéennes micacées de A. Lacroix

(1894) sont des roches noires constellées de taches blanchâtres qui sont massives, équantes et à cassure conchoïdale ; celles du col d'Agnes même comportent un feutrage de micropaillettes de phlogopite (plus de 50 %) dans lequel sont dispersés des cristaux arrondis de scapolites zonées et riches en micro-inclusions de tourmaline (plus de 40 %). Les marbres, jaunâtres et dolomitiques, sont caractérisés par l'association dolomite + quartz + phlogopite + scapolite + zoïsite  $\pm$  hornblende et par des lits à lamines cryptalgaires plus riches en quartz et en phlogopite.

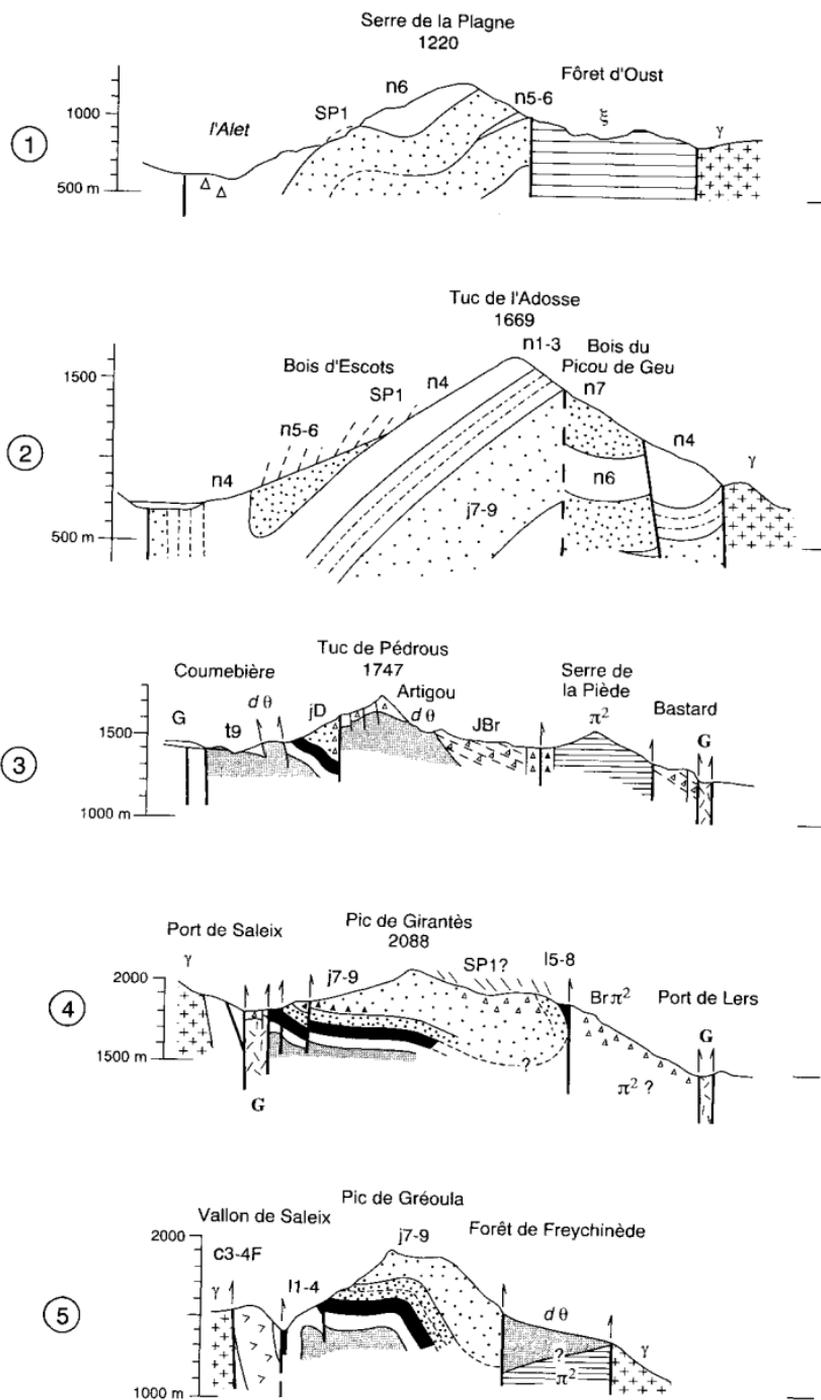
D'autres terrains voisins et assez semblables peuvent également être rapportés au Trias. À l'Est du pic de Lanote, ce sont des cornéennes tachetées à clinopyroxène qui sont associées avec des amphibolites à scapolite, biotite et clinopyroxènes (roches verdâtres tachetées) puis, en contrebas et apparemment au-dessous (route D 8), les niveaux suivants, à savoir de haut en bas :

- des « skarns » à calcite + dolomite + biotite + hornblende + clinopyroxène ;
- des roches sombres à patine rouille à quartz + plagioclase + phlogopite + muscovite + trémolite + zoïsite et deux bancs métriques de marbres rubanés (une dizaine de mètres) ;
- des marbres rubanés à calcite + dolomite + phlogopite + scapolite + trémolite (4 à 5 m) ;
- des marbres blancs saccharoïdes à patine grise ou rosée et à calcite + dolomite + phlogopite (6 m).

Dans la forêt de Freychinède, les cornéennes micacées et les marbres coincés entre la lherzolite et l'ophite sont également associés à des amphibolites à biotite et parfois à clinopyroxène. Aux Plagnaux, il s'agit de bancs de marbres gris à grain fin et à grandes baguettes de scapolites zonées avec épidote et clinopyroxène et parfois quartz, feldspath ou chlorite.

Enfin, il semble que l'on puisse encore attribuer au Trias (ou peut-être au Lias supérieur ?) les terrains non cartographiables ou affleurements isolés et ponctuels que A. Lacroix signalait dès 1894 : d'abord, les skarns rubanés à hornblende + anorthite + diopside  $\pm$  biotite  $\pm$  scapolite qui sont situés au contact méridional de la lherzolite de Fontête-Rouge et, ensuite, les quartzites bleus et calcaires jaunâtres à andalousite + sillimanite + cordiérite + phlogopite + plagioclase + orthose qui sont voisins du col au Sud-Est du cap de Paillé.

**11-4. Lias inférieur. Marbres dolomitiques et marbres rubanés du vallon de Saleix ; calcaires du col Dret.** Ces marbres apparaissent soit au contact des accidents bordiers du fossé, soit en son centre et dans les deux cas ils occupent indiscutablement la base du complexe marmoréen.



**Fig. 3 - Coupes interprétatives du fossé d'Aulus**  
(tracés en fig. 16)

Au Sud, le long de la faille nord-pyrénéenne, ils affleurent de part et d'autre du port de Saleix. À l'Est de ce col, dans le vallon de Saleix où ils furent initialement mis en évidence (Lacroix, 1894 : fig. 4, p. 139, d'après Lacvivier, 1892 et Roussel, 1893), ils sont ployés dans un anticlinal qui ne laisse pas apparaître leur base mais qui les montre sous le Lias moyen fossilifère (fig. 3, coupe 5 ; fig. 4). Dans le flanc méridional vertical de ce pli, deux ensembles superposés ont été distingués et détaillés sur le méridien du pic de Gréoula : des « calcaires cristallins en rochers » puis, au-dessus, des marbres rubanés blancs ou gris à scapolites (25 m environ ; Dubar, 1925 : p. 96). Cette coupe, l'une des rares qui ait été décrite dans le complexe marmoréen, n'a pas été révisée : toutefois, à l'extrémité occidentale du pli, entre les orris de Carlaute et de Carrol, son flanc septentrional peu penté montre clairement des marbres rubanés qui renferment des bancs à lamines cryptalgaires (« microrhythmes ») typiques des calcaires du Sinémurien (Dubar, 1925 ; feuille Foix à 1/50 000). Il s'agit de marbres à fins cristaux de calcite et de dolomite en proportion variable, riches en micas (phlogopite et muscovite) avec parfois des chlorites (clinocllore) et du quartz. À l'Ouest du port de Saleix et jusqu'à la Hille ce sont des marbres blancs ou rosés, parfois entièrement dolomitiques et micacés qui sont compris entre les ophites et les schistes noirs du Lias supérieur : ils peuvent être encore stratifiés (de Coumebière à la Hille) ou bien entièrement bréchifiés avec les terrains sus-jacents du Lias et du Dogger (chemin du port de Saleix).

Au milieu du complexe marmoréen et sur le méridien d'Aulus, ces marbres à minéraux réapparaissent dessous les schistes noirs liasiques pour constituer le cœur de l'anticlinal du pic de Cayzardet.

Au Nord, le long de la faille de Lers et seulement aux abords occidentaux du col Dret, ce sont seulement des calcaires en plaquettes, des brèches calcaires et une cinquantaine de mètres de calcaires gris et massifs qui affleurent sous le Lias fossilifère (Carez, 1901 et *in* Dubar, 1925).

**15-8. Lias moyen et supérieur. Marbres noirs et schistes noirs du vallon de Saleix ; calcaires et ardoises du col Dret.** Les marbres ou les calcaires, qui occupent la partie inférieure de cet ensemble non subdivisé sur la carte, correspondent sûrement au Lias moyen ; outre leur place entre les marbres rubanés et les schistes noirs liasiques, ils renferment en effet quelques fossiles mal conservés mais compatibles avec un tel âge (F1, fig. 5).

Les marbres noirs ou gris parfois encore rubanés (25 m) du flanc méridional de l'anticlinal du vallon de Saleix ont livré à G. Dubar (1925, p. 149) des bélemnites, gryphées, pectens, rhynchonelles et térébratules alors que ceux, noirs, du flanc septentrional ont livré des bélemnites et des *Pecten aequivalvis* probables (Dubar, 1925, d'après Lacroix, 1894, et Lacvivier, 1892). Leur faciès le plus typique est celui de marbres noirs à

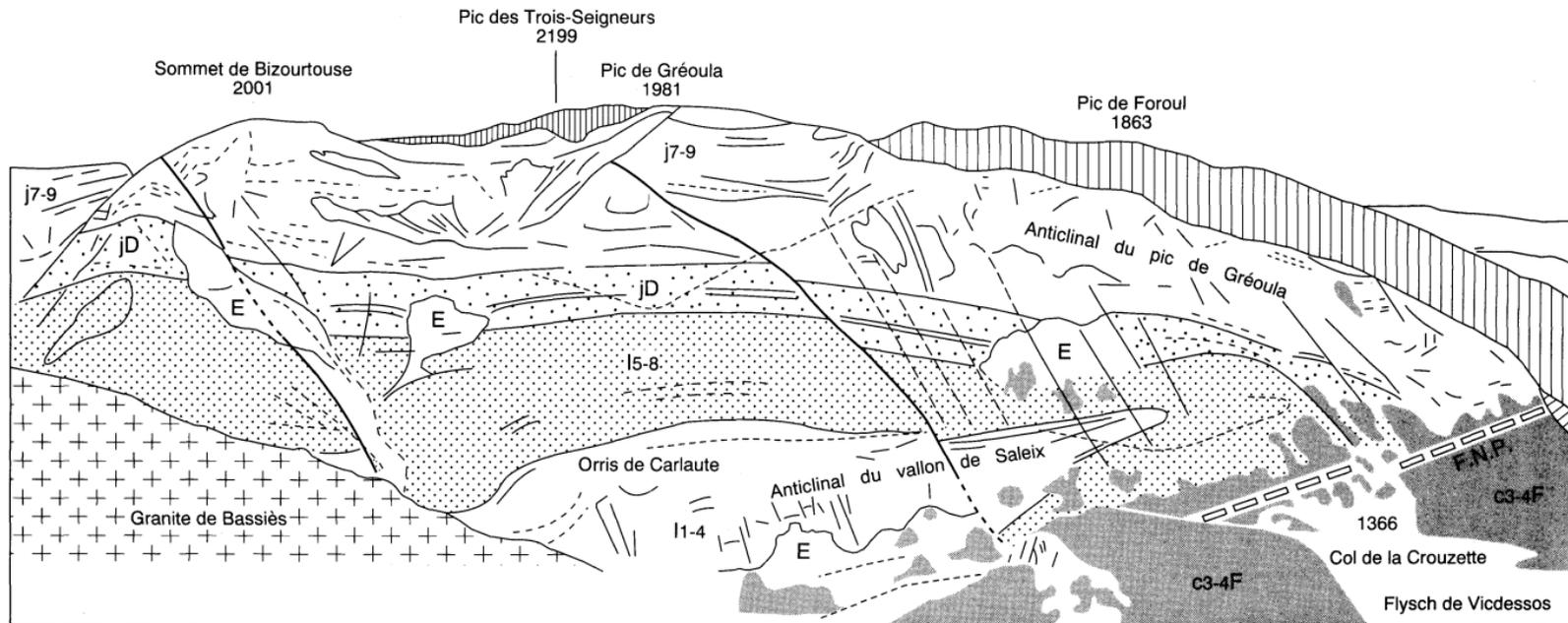
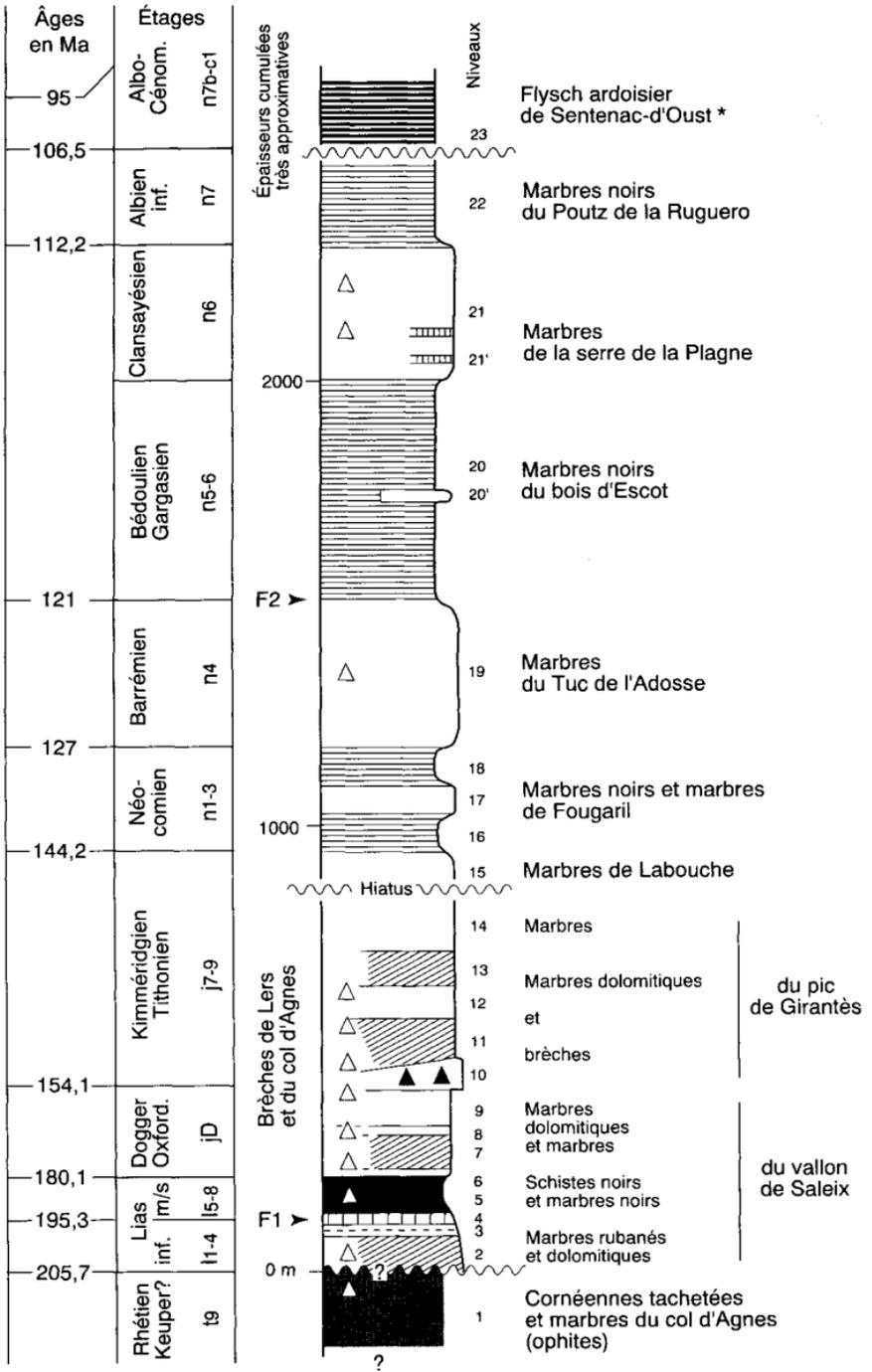


Fig. 4 - La série jurassique du vallon de Saleix et ses structures vues de la plaine de Roc-Nègre (Sud-Est du port de Saleix)



\* sur 1/50 000 Saint-Girons

Fig. 5 - Les formations mésozoïques du fossé d'Aulus et leur âge estimé (d'après l'échelle chronologique de Gradstein *et al.*, 1994)

grain fin et courts prismes de scapolites noires dans lesquels on observe la paragenèse suivante : calcite  $\pm$  dolomite + quartz  $\pm$  orthose + scapolite + biotite  $\pm$  muscovite + trémolite. Des térébratules, bélemnites et pectens ont également été signalés à l'Ouest du mont Béas dans les « calcaires schisteux noirâtres et gris » de l'anticlinal du pic de Cayzardet (10-12 m ? ; Lacvivier, 1884). Enfin, les calcaires sombres à pâte fine non métamorphique du col Dret montrent toujours des pectens (*P. aequivalvis* ; Zirkel, 1888) et des bélemnites (Carez, 1901, qui y mentionne aussi des térébratules et des rhynchonelles).

Au-dessus de ces marbres, les schistes du Lias supérieur forment une assise assez homogène de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et dans laquelle un banc de marbre roux (quelques mètres) s'intercale au moins localement (Sud du sommet de Bizourouse, tête du ravin de l'Homme-Mort au Nord du pic de Girantès). Bien qu'ils affleurent très mal, on peut suivre ces schistes soit en continu au-dessus des autres terrains liasiques, soit de place en place le long de la faille de la forêt de Freychinède et au-dessous des marbres dolomitiques bréchifiés (j, Dogger probable dans cette position) du flanc septentrional vertical à renversé du synclinal du pic de Girantès (fig. 3, coupe 4). Il s'agit de schistes noirs à grain très fin souvent invisible à l'œil nu, qui sont compacts, très durs, avec des cassures tapissées de produits ferrugineux et qui mériteraient leur appellation traditionnelle de « cornéennes » si leurs minéraux n'étaient pas orientés. Le long de la faille nord-pyrénéenne leur paragenèse est à plagioclase + orthose + biotite + muscovite + zoïsite  $\pm$  quartz  $\pm$  calcite  $\pm$  chlorite alors que le long de la faille de Freychinède et au pic de Cayzardet elle est à plagioclase + orthose + biotite + clinopyroxène  $\pm$  quartz  $\pm$  calcite. Par contre, à l'Ouest du col Dret ce sont seulement des ardoises à séricite.

**jD. Dogger et Oxfordien. Marbres dolomitiques blancs et marbres du vallon de Saleix ; dolomies noires du col Dret.** Ces marbres surmontent les schistes du Lias par l'intermédiaire d'un niveau plurimétrique de marbre gris ou brun qui représente vraisemblablement le début du Dogger (Aalénien à Bathonien ?) comme sur la carte voisine Saint-Girons. Bien qu'observé en plusieurs points (à l'Est du port de Saleix, dans le bois des Abets, au Nord du pic de Girantès, à l'Est des Itès et d'Ustou), ce niveau n'a pas été distingué des marbres sus-jacents sur la carte ; sa composition qui varie de bas en haut, est intermédiaire entre celle des terrains qu'il sépare.

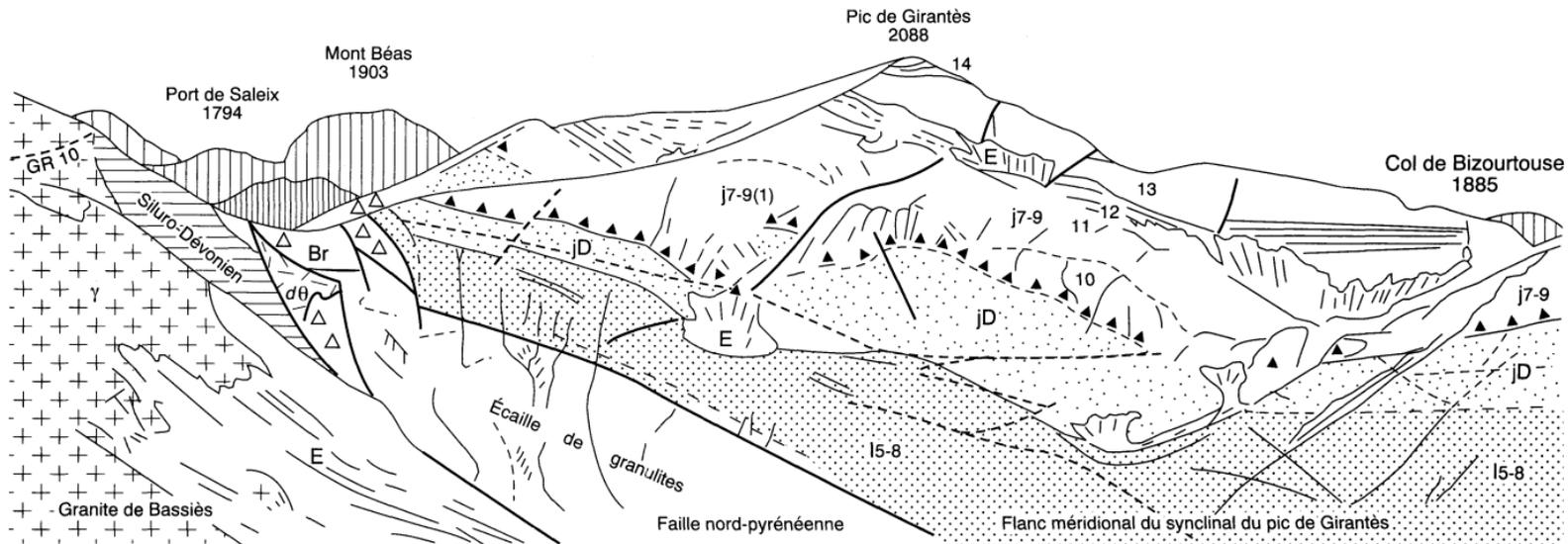
Il s'agit de 100 à 200 m de marbres dolomitiques blancs ou de teinte claire, grise ou beige, mais à patine plus sombre et souvent noire. Parfois grenus, à baguettes de trémolite et/ou de scapolite et à paillettes de micas blancs, ils sont souvent caractérisés par l'association : calcite + dolomite  $\pm$  plagioclase  $\pm$  scapolite  $\pm$  trémolite  $\pm$  chlorite  $\pm$  quartz et, dans le vallon de Saleix, par celle à calcite + dolomite + muscovite + chlorite + margarite (Sud du sommet de Bizourouse). Ils sont assez fréquemment plus ou

moins bréchifiés comme par exemple dans le flanc septentrional du pic de Cayzardet. Sur les pentes occidentales du mont Béas et dans le vallon de Saleix (fig. 3, coupe 5 ; fig. 4), ils montrent une intercalation médiane de marbres peu ou pas dolomitiques qui correspond sans doute aux « calcaires à trocholines » de l'Oxfordien des feuilles voisines (Foix, Aspet, Arreau) ; au Sud-Ouest du mont Béas, ces marbres séparent même deux ensembles distincts : l'inférieur massif à patine sombre, et le supérieur stratifié à patine plus claire.

Enfin, des dolomies noires ou grises, cristallines et fétides au choc affleurent au Sud du col Dret (Carez, 1901) où elles ne paraissent pas davantage métamorphiques que le Lias sous-jacent.

**j7-9. Kimméridgien-Tithonien. Brèches, marbres dolomitiques et marbres du pic de Girantès ; marbres (Labouche).** Au-dessus des marbres dolomitiques du vallon de Saleix, les pentes sud-orientales du pic de Girantès (ou mont Ceint) exposent dans d'assez bonnes conditions la puissante série marmoréenne qui était traditionnellement rapportée à l'Aptien de faciès urgonien. Malgré les nombreuses cassures qui morcellent cette série ondulée, moyennement à faiblement pentée vers le Nord et épaisse de 250 à 300 m (fig. 3, coupe 4), elle montre clairement les terrains mentionnés ci-après (fig. 6). D'abord, dans les falaises qui surplombent le sentier du port de Saleix, des brèches sont constituées d'éléments de marbre blanc ou gris liés par un marbre beige rosé ou gris et elles sont attribuées au Kimméridgien *p.p.* comme sur les cartes plus occidentales (Saint-Girons, Aspet, Arreau) ; puis, plus haut, des marbres dolomitiques et des marbres blancs ou gris à minéraux dont le détail reste à préciser mais qui sont attribuables au Kimméridgien *p.p.* et au Tithonien et dans lesquels on reconnaît déjà de bas en haut la superposition de quatre ensembles de couches : l'un plutôt massif et très lapiazé correspond au large replat porté par les brèches, l'autre bien stratifié est en partie masqué par des éboulis, le suivant à nouveau massif donne des escarpements irréguliers et le dernier également bien stratifié couronne le pic (niveaux 11 à 14 de la fig. 5). Ces marbres renferment l'association calcite  $\pm$  dolomite + phlogopite  $\pm$  quartz  $\pm$  trémolite  $\pm$  chlorite  $\pm$  muscovite.

Partout ailleurs, il n'est pas encore possible de subdiviser cette série du Malm dont la distinction avec celle du Dogger est souvent délicate et imprécise car elle ne repose pratiquement que sur de rares arguments structuraux. Toutefois, son sommet, probablement Tithonien *p.p.*, paraît être conservé sous les marbres noirs néocomiens de Fougaril où il correspond aux marbres de Labouche qui sont apparemment plus homogènes que les précédents : ces marbres, épais d'au moins 150 à 200 m, sont reconnaissables à leur teinte claire, blanche ou grise et à leurs gros cristaux de calcite associés à des micas (phlogopite et muscovite) et parfois à de la chlorite et du quartz.



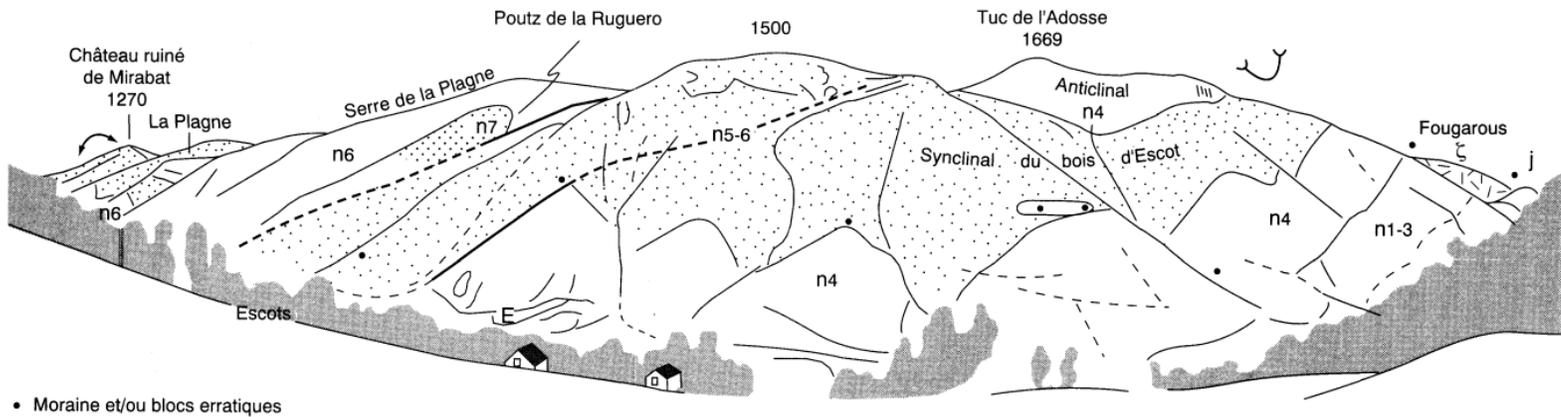
**Fig. 6 - La série jurassique du pic de Girantès et la faille nord-pyrénéenne au port de Saleix vues de la plaine de Roc-Nègre 10 à 14 : niveaux de la fig. 5**

j. **Jurassique indifférencié. Marbres et marbres dolomitiques.** Il s'agit des divers marbres gris ou blancs et parfois rubanés qui sont le plus souvent entièrement bréchifiés du pic de Girantès au mont Béas et pour lesquels on ne dispose d'aucun argument stratigraphique ou structural vraiment fiable pour pouvoir proposer une attribution plus précise ; toutefois, ils pourraient bien correspondre en grande partie au Malm si l'on considère que ce sont les marbres de cet âge qui portent les sommets déjà cités aux deux extrémités de leur aire d'affleurement.

n1-3. **Berriasien à Hauterivien. Marbres noirs et gris de Fougaril.** Au Sud de Fougaril, sur la rive droite du Garbet, deux combes étroites et peu profondes sont séparées par une crête médiane ; elles coïncident avec deux niveaux de marbre noir altéré en terres noires et parfois ferrugineuses qui encadrent un niveau médian de marbre plus résistant. Leur épaisseur totale est voisine de 250 m. Plus à l'Ouest, sur l'autre rive du Garbet, les mêmes terrains se retrouvent dans les deux flancs du synclinal du bois d'Escots et sous les marbres barrémiens du Tuc de l'Adosse mais avec semble-t-il des faciès moins tranchés et une épaisseur plus faible des marbres noirs (fig. 3, coupe 2). Enfin, le long de la faille de Lers, les petits témoins de marbre noir d'Anglade et de Doulière ainsi que ceux parfois à grosses scapolites noires du Sud-Est du col Dret (non dessinés sur la carte) et du Sud du port de Lers ont été assimilés aux niveaux précédents grâce au faciès identique des premiers ou à celui assez voisin des seconds.

Les marbres noirs ou gris sombres sont à cristaux fins ou moyens et ils sont nettement schistosés (foliation SP1). On y observe la paragenèse suivante : calcite + quartz + plagioclase + orthose + biotite  $\pm$  muscovite  $\pm$  scapolite (xénomorphe) et parfois clinopyroxène. Leur teneur notable mais variable en silicates conduit à les assimiler à d'anciennes marnes plus ou moins gréseuses ou à d'anciens marno-calcaires. Les marbres plus clairs que les précédents sont gris et massifs ; leurs cristaux de calcite sont gros mais ils ne renferment qu'une faible proportion d'autres minéraux :  $\pm$  quartz  $\pm$  phlogopite  $\pm$  trémolite. Il existe aussi des marbres rubanés qui associent les deux faciès. Ainsi, autant par leur position que par leur composition originelle, ces marbres de Fougaril peuvent être attribués au Néocomien indifférencié (Berriasien, Valanginien, Hauterivien) si on les compare avec les formations marneuses, marno-gréseuses et ligniteuses, marno-calcaires et calcaires qui sont fossilifères et datées de cet âge dans les vallées voisines de l'Ariège (« bassin » de Tarascon) et du Sègre (Peybernès, 1976).

n4. **Barrémien. Marbres clairs du Tuc de l'Adosse.** Ces marbres affleurent de part et d'autre du Garbet dans les deux flancs et dans le cœur du synclinal du bois d'Escots et de Fougaril. Ils séparent les marbres noirs de Fougaril, peu épais et néocomiens, de ceux du bois d'Escots bien plus épais et aptiens (fig. 3, coupe 2). Leur épaisseur semble voisine de 250 à 300 m.



**Fig. 7 - La série éocénée du chaînon du Tuc de l'Adosse et sa structure vues des granges d'Esplas**  
(route forestière de la Fonta au Nord-Ouest de Bielle-d'Ustou)

Ce sont des marbres à patine claire, blancs, beiges ou gris et à cristaux de calcite de taille variable : gros lorsqu'ils sont massifs et bien plus fins quand ils sont schistosés ; dans l'anticlinal du Tuc de l'Adosse, ils présentent un débit « en frites » lié à l'intersection de la schistosité de fracture SP2 avec la foliation SP1. Ils peuvent aussi montrer localement des baguettes de scapolite ou de trémolite, ces dernières en gerbe, et dans ce cas ils dégagent une odeur fétide au choc. Leur paragenèse est caractérisée par l'association de calcite + phlogopite ± trémolite ± quartz ± scapolite et parfois talc.

**n5-6. Bédoulien-Gargasien. Marbres noirs du bois d'Escots.** Ces marbres sont localisés à l'Ouest du Garbet. Ils correspondent aux traditionnelles « cornéennes de l'Albien ». Dans le bois d'Escots ils surmontent les marbres barrémiens du Tuc de l'Adosse et ils occupent le cœur d'un synclinal déversé au Nord (fig. 3, coupe 2 ; fig. 7) alors que dans le bois du Picou de Geu, dans la forêt d'Oust et, plus à l'Ouest encore, dans le bois du Mirabat (à cheval sur la carte Saint-Girons) ils supportent les marbres clansayésiens de la serre de la Plagne (fig. 3, coupe 1). À l'Ouest et au Sud du Tuc de l'Adosse leur base renferme encore des fantômes d'orbitolines (F2, fig. 5). Dans le bois du Picou de Geu et à l'Ouest de la forêt d'Oust, un niveau de marbres plus clairs se place approximativement vers leur milieu (niv. 20', fig. 5). Leur épaisseur paraît être de l'ordre de 400 à 500 m.

Il s'agit de marbres noirs ou gris sombre, à grain fin ou très fin, souvent pyriteux et dont l'altération libère des terres noires parfois ferrugineuses. Bien que durs et compacts, ils sont nettement affectés par la schistosité de flux SP1. Leur paragenèse caractéristique associe calcite + plagioclase + biotite + muscovite ± quartz. Ils se distinguent des marbres noirs néocomiens par l'absence de scapolite qui n'apparaît qu'au contact des marbres sous- et sus-jacents. Leur position, leur épaisseur et leur composition permettent d'y reconnaître l'ancienne série marneuse de l'Aptien sans doute équivalente des « marnes à Deshayesites » du Bédoulien et des « calcschistes intermédiaires » du Gargasien des cartes voisines Saint-Girons et Foix (Peybernès, 1976).

**n6. Clansayésien. Calcaires massifs clairs (Sérac-d'Ustou). Marbres de la serre de la Plagne**

- Dans les **écaillés bordières de la zone axiale**, les calcaires de Sérac-d'Ustou constituent le petit piton rocheux isolé (1 008 m) qui émerge à peine des moraines au Sud-Est du village. Ce sont des calcaires massifs blancs ou rosés, longtemps confondus avec le Lias inférieur dont ils ont été distingués grâce à la présence de *Toucasia*, entroques, orbitolines, milioles, *Sabaudia minuta* et *Valvulammina* qui témoignent de leur âge aptien (Souquet et Peybernès, 1970) vraisemblablement supérieur. Ils représentent sans doute le substratum en place ou écaillé (?) du Flysch à fucoides voisin.

• Dans le **fossé d'Aulus**, les marbres de la serre de la Plagne apparaissent entre les marbres noirs aptiens du bois d'Escots et ceux albiens inférieurs du Poutz de la Ruguero. De la serre de la Plagne à l'Alet, ils constituent un panneau ondulé, faiblement à moyennement incliné vers le Sud et segmenté obliquement par plusieurs failles (fig. 3, coupe 1). Pour l'essentiel ce sont des marbres gris ou même blancs qui sont le plus souvent micacés (phlogopite et muscovite), parfois bréchifiés (la Bincarède) et dont l'épaisseur paraît atteindre 250 à 300 m ; des marbres noirs, parfois dolomitiques et à grain fin, avec de grandes baguettes noires de scapolite, des paillettes de phlogopite et de petits cubes de pyrite constituent deux ou trois niveaux plurimétriques interstratifiés dans les précédents et dont l'extension et la position stratigraphique restent à préciser.

Dans le bois du Picou de Geu, d'autres marbres forment une puissante barre d'environ 250 m d'épaisseur qui sépare les marbres noirs aptiens et albiens ; le talus d'une route forestière permet d'y distinguer de bas en haut :

- 80 m de marbres gris clair à sombre et parfois rubanés (surtout à la base) avec calcite + quartz ± plagioclase + scapolite ± phlogopite-muscovite ;
- 25 m de marbres blancs saccharoïdes de composition comparable aux précédents mais sans scapolite ;
- 100 m de marbres gris devenant plus clairs vers le sommet ;
- 20 m de marbres noirs ou gris très sombre à calcite + quartz + plagioclase + scapolite + biotite ;
- 30 à 35 m de marbres gris très clairs, saccharoïdes qui parfois renferment uniquement de la calcite.

**n7. Albien inférieur. Marbres noirs du Poutz de la Ruguero.** Ces derniers marbres noirs sont de faciès et de composition semblables à ceux de l'Aptien dont ils ne se distinguent que par leur position sur les marbres de la serre de la Plagne soit au Poutz de la Ruguero même (gouffre au Nord d'Escots), soit dans le bois du Picou de Geu où leur épaisseur conservée semble être voisine de 200 à 300 m (fig. 3, coupe 2). Ils apparaissent ainsi comme l'équivalent des « marnes noires à Hypacanthoplites » de l'Albien inférieur des cartes voisines (Peybernès, 1976).

*Nota* : Bien qu'il n'affleure pas sur cette carte mais uniquement sur celle plus septentrionale Saint-Girons, le flysch ardoisier de Sentenac-d'Oust (fig. 5 et 16) demande à être signalé ici car il constitue non seulement le terrain le plus récent du complexe marmoréen mais aussi le seul témoin connu du remplissage sédimentaire du fossé d'Aulus (Flysch noir albo-cénomaniens).

**Brèches du fossé d'Aulus (Crétacé moyen-supérieur).** Les différentes formations du complexe marmoréen ainsi que les ophites et les lherzolites du fossé d'Aulus sont indissociables des brèches marmoréennes, lherzolitiques et calcaro-lherzolitiques qui les accompagnent ponctuellement

ou avec une extension remarquable. Ces brèches se caractérisent par une grande diversité de faciès et par des gisements très irréguliers dans la masse de terrains encaissants non bréchifiés, soit au sein de chacun d'eux, soit au niveau du contact anormal de deux ou de plusieurs d'entre eux. Leur origine est uniquement mécanique, aucune brèche sédimentaire discordante autre que les dépôts superficiels quaternaires n'ayant été rencontrée au cours du levé.

L'*extension* de telles brèches est impossible à représenter dans le détail et avec précision compte tenu de la complexité de leur mode de gisement. Elle est donc seulement suggérée par des triangles portés en surcharge sur les terrains encaissants et avec la même couleur qu'eux sauf dans le cas particulier des cheminées ; de plus, elle est sous-estimée car seuls les principaux affleurements observés ont été reportés sur la carte. Malgré cela, cette schématisation fait apparaître la relation spatiale classiquement observée des *brèches de Lers* avec les lherzolites (entre la forêt de Freychinède et le mont Béas) ainsi que celles nouvellement reconnues :

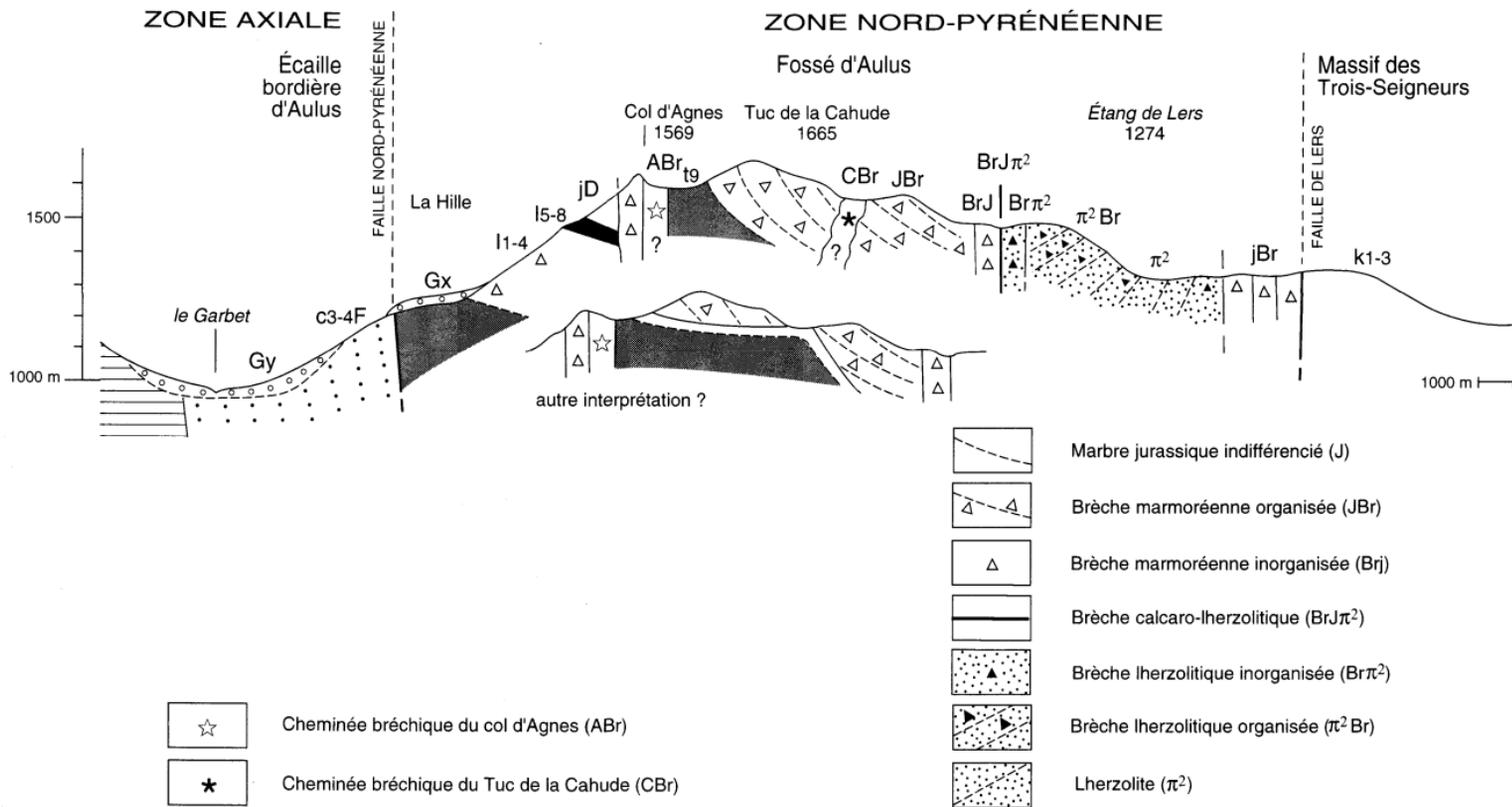
– des brèches de Lers et des brèches de la forêt d'Oust et du bois de Mirabat (à cheval sur les cartes Aulus et Saint-Girons) avec la faille bordière septentrionale du fossé ou faille de Lers ;

– des *brèches du port de Saleix, d'Aulus* (entre Aulus et la Hille) et de *la Bincarède* (vallée de l'Alet et à l'Est du hameau) avec la faille bordière méridionale du fossé ou faille nord-pyrénéenne ;

– des brèches du Tuc de Pédrus et du Tuc de la Cahude avec l'intrusion diapirique, au milieu du fossé, du Trias supérieur et des ophites du col d'Agnes.

Les plus étendues, les plus variées et les plus profondes d'entre elles, les brèches de Lers du col d'Agnes, présentent également les affleurements qui sont à la fois les plus facilement accessibles (routes D 8 et D 18), les plus étudiés (références au chapitre « Travaux antérieurs ») et les plus démonstratifs de leur mode de gisement (fig. 8).

La *variété des faciès* de toutes ces brèches résulte naturellement de celle des nombreux caractères de leurs éléments (nature, forme, classement, taille et relations) et de leur liant (proportion, couleur, composition et structure). Globalement et approximativement par ordre de fréquence décroissante, les éléments sont constitués de marbres à minéraux, jurassiques puis éocrétacés, de lherzolites, de cornéennes, de marbres et d'ophites triasiques et enfin de schistes noirs liasiques. Ils peuvent être anguleux à arrondis, diversement classés et leur taille peut varier de granules de quelques millimètres à des blocs de plusieurs décimètres. Enfin, ces éléments sont ou ne sont pas jointifs en fonction de la proportion croissante du liant qui les unit. Ce liant est très diversement coloré (blanc, beige, rosé, rougeâtre, ocre, verdâtre ou gris) et il est composé d'un mélange en proportion variable de carbonates (calcite, dolomite) et de minéraux néoformés (phlogopite) ou hérités de la désagrégation des marbres,



**Fig. 8 - Modes de gisement des brèches de Lers et du col d'Agnes**  
(transversale col d'Agnes - étang de Lers par la RD8; coupe 3' de la fig. 16)

des lherzolites et des ophites (olivine, pyroxène). Sa structure peut être massive ou organisée (litée et parfois fluidale) et il paraît être syn- à post-métamorphique. La combinaison de ces caractères permet de rencontrer de très nombreux faciès entre les deux cas extrêmes suivants.

Les *brèches monogéniques marmoréennes ou lherzolitiques*. Elles sont souvent difficiles à distinguer de la roche-mère intacte à cause de la rareté de leur liant ou de leurs éléments très anguleux qui sont manifestement peu déplacés les uns par rapport aux autres car le litage peu perturbé de la roche-mère peut encore se suivre soit d'élément en élément, soit dans le paysage ; c'est par exemple le cas, d'une part des marbres jurassiques de l'arête septentrionale du Tuc de la Cahude (Avé-Lallemant, 1967 : pl. III, coupe 2) et, d'autre part, des lherzolites de la serre de la Piède : « bancs bréchiques » de F. Conquéré, 1978 (cf. fig. 12) ; brèches organisées schématisées sur la figure 8.

Les *brèches calcaro-lherzolitiques*. Elles ressemblent à des brèches sédimentaires car leurs éléments souvent bien arrondis, bien triés, voire même granoclassés, sont emballés dans une matrice abondante et de nature distincte de celle des éléments qui peut être massive, fluidale ou stratifiée (Avé-Lallemant, 1967) et dans ce cas exceptionnellement affectée de structures de tassement ou d'échappement de fluide (lames contournées). Le plus frappant exemple de ce type est celui des blocs erratiques des Coumettes (500 m au SSW du port de Lers) : ils sont constitués de grès verts à patine ocre, hérités des minéraux de la lherzolite, qui sont grossièrement stratifiés soit en lits à graviers et granules non jointifs de lherzolite et de marbre, soit en lits plus fins à lamines frustes, planes, parallèles ou contournées (« convolutes laminations » et non « slumps » ; Choukroune, 1976 : pl. XVI, fig. G, C et D ; 1980 : fig. 1 A et B).

Le *gisement* de ces diverses brèches les montre toujours associées de manière très étroite et complexe entre elles et au sein même ou au contact de leurs roches-mères qui apparaissent ainsi comme de véritables encaissements.

Les *brèches marmoréennes* passent de façon brusque ou progressive aux marbres régulièrement stratifiés. Leur disposition ne montre aucune relation constante avec la stratification des marbres qu'elles recoupent sous tous les angles possibles et, enfin, elles peuvent ne constituer qu'un accident au milieu des marbres ou bien à l'inverse d'énormes masses dans lesquelles il ne subsiste plus que des lambeaux de marbre (Lacroix, 1900). Ces caractères fondamentaux furent initialement décrits par A. Lacroix à partir des affleurements frais du chemin forestier de la forêt de Freychinède qui était alors en construction mais où ils sont actuellement masqués par la patine superficielle ; toutefois, ils sont encore en partie visibles dans les mêmes marbres jurassiques indifférenciés mais seulement le long des routes D 8 et D 18 et à leurs abords. Parmi les principales masses de brèches, les unes sont toujours organisées et elles laissent voir la stratification initiale globalement peu perturbée comme au Nord du Tuc de la Cahude

(Avé-Lallemant, 1967 : p. 17 et pl. III, coupe 2 ; brèches marmoréennes organisées de la fig. 8) tandis que d'autres sont complètement chaotiques et massives comme au contact méridional de la lherzolite de l'étang de Lers (sur quelques dizaines de mètres de large et entre des contacts verticaux ; brèche marmoréenne inorganisée de la fig. 8) ou bien encore comme au Nord du pic de Girantès (falaises en regard du sommet de Bataillé). Ces brèches peuvent aussi se présenter sous la forme de « filons » et de « cheminées » qui traversent les marbres (Avé-Lallemant, 1967). L'une d'entre elles, la cheminée bréchique du col d'Agnes, est intrusive à travers les marbres triasiques et d'autres brèches à 350 m à l'ESE du col (talus de la route D 8). Son remplissage montre sur une vingtaine de mètres de large une zonalité concentrique et verticale qui résulte du développement d'une matrice carbonatée verdâtre en direction de son centre où l'allongement d'éléments non jointifs de marbre blanc, ébauche une structure fluidale également verticale (Golberg, 1987). Enfin, trois autres, les cheminées bréchiques du Tuc de la Cahude, percent les marbres sur les pentes nord-orientales de ce sommet où leur relief mou et leur végétation plus dense contrastent avec le lapiaz environnant et permettent de les repérer ; leur section est subcirculaire à elliptique et d'environ 50 à 200 m de diamètre ou de grand axe. Ces cheminées montrent un remplissage de brèches polygéniques à éléments plus ou moins jointifs constitués de marbres gris ou blancs et de schistes noirs liasiques, parfois abondants, et à liant carbonaté gris verdâtre bien développé.

Les brèches lherzolitiques et calcaro-lherzolitiques apparaissent aussi bien à l'intérieur ou en bordure des quatre principaux massifs de lherzolite qu'à leur proximité dans les marbres jurassiques indifférenciés. Dans la lherzolite de l'étang de Lers, elles affleurent dans de bonnes conditions et selon des gisements comparables à ceux des brèches marmoréennes (Avé-Lallemant, 1967 ; Conqué, 1978). Les brèches organisées de la serre de la Piède montrent encore le litage peu perturbé de la lherzolite (« bancs bréchiques » de F. Conqué) et elles assurent localement la transition entre la lherzolite intacte et les brèches inorganisées. Ces dernières brèches peuvent aussi recouper directement la lherzolite et elles constituent alors soit une ceinture discontinue autour du massif qui est bien développée sur son bord sud-oriental (jusqu'à 150 m de large), soit encore plusieurs amas séquants à l'intérieur du massif, soit enfin des dykes microbréchiques de forme irrégulière qui sont massifs ou bien lités parallèlement aux épontes à cause d'une sorte de granoclassement. Dans les autres massifs, ce sont surtout les brèches de bordure qui ont été remarquées (Avé-Lallemant, 1967 ; Monchoux, 1970, 1971). Dans les marbres bréchifiés, ces brèches lherzolitiques forment soit des remplissages de fissures irrégulières et des dykes comparables aux précédents, soit les cheminées bréchiques de Lers (ravins au Sud du Courtal de Lers) : le remplissage de ces cheminées correspond à des affleurements métriques à pluridécamétriques de brèches qui sont le plus souvent allongés selon la direction WNW-ESE (carte 1/10 000 de P. Monchoux, 1971).

La **formation** de telles brèches résulte manifestement d'une bréchi-fication *in situ* de leur encaissant sous l'action de divers processus (frac-turation hydraulique : Dauteuil *et al.*, 1987 ; Masson, *in* Debroas *et al.*, 1977 ; Golberg, 1987 ; trempe : Minnigh *et al.*, 1980) que facilitent les cassures tectoniques. Les éléments ainsi formés sont restés sur place ou bien ils ont été plus ou moins déplacés ; ils ont même pu subir un transport non négligeable dans des conduits de taille et de forme variables (« filons » ou « cheminées » pour les plus grands) qui correspondent vraisemblablement aux anciennes cassures et à leurs intersections. Une telle origine est expliquée par le dégagement et la circulation interne de fluides très chauds et sous pression ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) qui résultent de l'interférence de divers phénomènes : effondrement, diapirisme, enfouis-sement, métamorphisme thermique, mise en place des lherzolites et plis-sements qui sont intervenus dans le fossé d'Aulus entre l'Albien et le Sénonien.

**c3-4 F. Turonien-Sénonien inférieur. Flysch à fucoides : brèches, cal-carénites et calcschistes.** Ce flysch calcaire de la première moitié du Crétacé supérieur constituait initialement la couverture du fossé d'Aulus. Aujourd'hui, il n'est plus conservé que dans cinq petites écailles aux trop rares affleurements et qui sont pincées le long des accidents bordiers du fossé.

- Dans le **massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs**, au Nord de la faille de Lers, le classique *lambeau d'Ercé* n'affleure qu'en deux points : dans le talus de la route D 32 (Casteras, 1933) et dans le lit du Garbet, en rive gauche, immédiatement à l'aval de l'usine électrique d'Angladure.

- Au Sud de la faille nord-pyrénéenne et d'Ouest en Est, ce sont les **écailles bordières de la zone axiale** suivantes :

- l'*écaille d'Esbints* qui est représentée par sa très étroite extrémité orientale nouvellement reconnue entre le château ruiné de la Garde et Couflens-de-Betmajou, à cheval sur cette carte et celle de Saint-Girons ;

- l'*écaille d'Aulus* identifiée sous la moraine du Garbet entre Aulus et le port de Saleix à la faveur de quelques affleurements naturels ou artificiels (talus de la route D 8 : fig. 8) ;

- l'*écaille de Vicdessos* dont seule l'extrémité occidentale affleure sur la carte à l'aval du vallon de Saleix (fig. 3, coupe 5) mais qui se développe plus à l'Est sur la carte du même nom où elle est confondue avec de l'Al-bien et notée c1.

Ces écailles sont comprises entre deux accidents subverticaux d'importance inégale à l'image de celles de Vicdessos ou plus à l'Ouest d'Uchentein (Debroas, 1987b) : dans chacun des cas la faille bordière du fossé sépare le sommet du flysch et les marbres tandis que l'autre faille n'affecte que sa partie inférieure, sa base ou son substratum (fig. 3,

coupe 5). Elles paraissent correspondre globalement à des lames de flysch très redressées ou verticales qui sont plus ou moins parallèles aux accidents bordiers. Les structures mineures et le métamorphisme lié à la première d'entre elles, la schistosité de flux SP2, sont inégalement développés dans le flysch : au Nord du fossé, à Ercé, les pélites sont les seules à être schistosées et elles n'ont subi qu'une diagenèse profonde, par contre, au Sud, le long de la faille nord-pyrénéenne, elles sont transformées en ardoises épi- ou anchimétamorphiques (J.P. Sagon, inédit) alors que les calcarénites et les brèches sont complètement schistosées, parfois même jusqu'au tectofaciès de « brèches œillées » (éléments étirés parallèlement à la SP2) ; les ardoises sont elles-mêmes déformées par deux clivages de fracture particulièrement bien développés à Vicdessos (Avé-Lallemant, 1967 ; Choukroune, 1976 ; Ravier, 1959).

Les **brèches** cartographiées associent des éléments grossiers, mal classés et inorganisés dans une matrice plus ou moins abondante ; à Ercé, au contact du granite, il s'agit de granite dans des pélites sombres et gréseuses alors qu'à Vicdessos, sur les calcaires éocétacés, ce sont des calcaires, des dolomies noires et, sans doute, des ophites dans des calcarénites. Dans chaque cas ces brèches sont épaisses de plusieurs mètres et elles se placent apparemment à la base du flysch. D'autres brèches, de faciès comparable mais non distinguées sur la carte, forment aussi des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur qui sont interstratifiés dans le flysch méridional.

Les **calcarénites** grises sont litho- et bioclastiques, parfois un peu quartzeuses, de granulométrie variable et avec les **calcschistes** gris ainsi que des schistes sombres plus pélitiques constituent une série rythmique bien stratifiée. Associés à des brèches et à des microbrèches les bancs de ces roches s'organisent en d'innombrables séquences turbiditiques granodécroissantes qui sont d'épaisseur très variable, plurimétrique à centimétrique, et qui peuvent être complètes (brèches à schistes) ou bien tronquées soit par le sommet (brèches, calcarénites), soit par la base (calcarénites, schistes). Ces turbidites calcaires sont aussi caractérisées par une base érosive et pour les plus complètes par un intervalle inférieur granoclassé ou massif, un intervalle médian à lamines, puis un passage plus ou moins progressif aux pélites de l'intervalle supérieur. À Aulus, ces turbidites paraissent plus souvent pélitiques qu'ailleurs et elles sont aussi associées à d'anciennes coulées boueuses représentées par des brèches à éléments non jointifs qui sont emballés dans une matrice pélitique sombre et abondante. À Sérac, elles renferment des lits de pélites vertes (Trias résédimenté ?).

Une telle série turbiditique très déformée, métamorphique et d'ailleurs longtemps confondue avec des formations dévonienne, liasique, aptienne ou albienne, est assimilée au flysch à fucoïdes turonien-sénonien inférieur (Debroas et Souquet, 1976) à cause :

- du remaniement de roches triasiques (cargneules, calcaires chamois et peut-être schistes verts), jurassiques (dolomies noires cristallines), éocènes (divers calcaires aux microfaciès caractéristiques) et néocènes (micrites turoniennes à pithonelles et *Globotruncana* à Ustou et Ercé) ;
- du remaniement de microfossiles albiens, cénomaniens et sans doute turoniens (orbitolines à Aulus, préalvéolines à Videssos) ;
- de la présence de *Globotruncana* (Ustou) et de *Marginotruncana* bicarénés (Ercé : Lanau, 1971) ;
- et, surtout, d'une ressemblance avec les faciès et les microfaciès du Flysch à fucoïdes non métamorphique de la zone nord-pyrénéenne qui est plus riche en microfaune et donc mieux daté (Saurat, Oust et Arbas, le plus calcaire des trois).

Le Flysch à fucoïdes des écaïlles bordières de la zone axiale se distingue toutefois de celui de la zone nord-pyrénéenne par moins de pélites et par davantage de brèches ; des brèches qui traduisent la proximité des escarpements limitant au Sud le sillon des flyschs nord-pyrénéens sans doute à peu de distance de la faille nord-pyrénéenne proprement dite, comme plus à l'Ouest dans la région d'Uchentein (Debroas, 1987b ; feuille Aspet, à paraître).

## QUATERNAIRE

### Formations glaciaires

**Gxa. Moraines de la phase d'expansion.** Elles sont relativement bien individualisées sur les grands appareils glaciaires qui occupaient les vallées de l'Alet et du Garbet.

Le glacier du Garbet, à l'étroit dans une vallée incisée dans les calcaires métamorphiques résistants, s'est étalé par dessus la rive gauche en un lobe entre le Tuc de Lane qu'il a submergé et le pic de Quer-Martit, débordant même probablement cette crête vers la vallée de l'Alet. À ce moment, l'épaisseur de la glace atteignait donc 650 m à Aulus. Lors d'un stationnement assez prolongé, il y a construit un cordon morainique continu à 1 150 m d'altitude. Dans le même temps, il poussait par le col de la Trape, en direction d'Ustou, une transfluence (Chevalier, 1954) qui a laissé sur sa rive gauche la moraine de Cruzous-Caubine barrant le vallon de Guzet. Vers l'aval, le glacier a construit la moraine latérale de Camp à 1 050 m, à quelque 4 km de son lobe frontal situé en aval de Comanie, à 550 m d'altitude. En rive droite, les petites vallées affluantes sont bourrées ou barrées par un matériel morainique formant cordons et replats dont l'altitude s'abaisse progressivement de 1 400 m sous le mont Béas (pic de Cayzardet) à 1 000 m à Camp-Long.

Sans le renfort de la transfluence du col de la Trape, le glacier de l'Alet n'aurait peut-être pas atteint la Bincarède où est conservée en rive gauche, moins abrupte et moins ensoleillée que la rive droite, une moraine relativement puissante.

Le matériel de ces moraines consiste en blocs émoussés de grande taille, certains dépassant 10 m<sup>3</sup>, essentiellement de granitoïdes du massif de Bassiès dans une matrice argilo-sableuse beige à brunâtre, pauvre en feldspath. Certains gros blocs sont altérés à la périphérie ; les plus petits le sont parfois à cœur. La moraine de Cruzous-Caubine comporte de nombreux éléments de schistes, grès et calcaires provenant du Cambrien et du Dévonien de la vallée du Fouillet. À propos de l'altération observée localement (la Bincarède), il faut signaler qu'il n'est nullement certain qu'elle ait été acquise *in situ* ; on peut tout aussi bien penser à des altérites anciennes transportées par le glacier. La faible altération des éléments et la fraîcheur des constructions morainiques n'incitent pas à faire remonter ces dépôts au-delà du Würm.

Par contre, le petit cordon de blocs de marbre noir accumulé à la fontaine d'Uneste, au pied du Tuc de l'Adosse, appartenait à un petit appareil local de basse altitude lié à une exposition favorable.

**Gxb. Moraines de la phase de retrait.** Au cours d'un amaigrissement rapide, le glacier du Garbet a édifié pendant des périodes de stationnement des bourrelets morainiques successifs, séparés par des zones tourbeuses, entre le Tuc de Lane et le pic de Quer-Martit ainsi que sur le plateau de Camp, respectivement à 1 100 m et 1 050 m d'altitude. Rien de semblable n'apparaît sur la rive droite trop raide à ces altitudes pour que du matériel s'y dépose et s'y maintienne.

**Gx. Moraines du stade d'extension glaciaire maximum.** Sont regroupés ici les dépôts glaciaires assurément laissés par les appareils du maximum glaciaire mais qu'aucune forme et aucun critère ne permettent de ranger dans l'une des phases précédentes.

Dans la vallée du Garbet il s'agit : des dépôts à gros blocs de granite du plateau de la Plagnole où les stationnements successifs du glacier en décrue ont laissé le cordon qui s'appuie à l'amont sur le Turon d'Isaac et, plus bas, des banquettes étagées ; en rive droite, au-dessus des Escales et sous le hameau de Camp-Long, des blocs granitiques de 0,40 m à 1 m de diamètre accompagnés de schistes altérés dans une matrice argilo-graveleuse ocre qui tapissent les replats et colmatent le vallon du Moula et des restes de cordons morainiques conservés sous les granges de Fougaryl ; plus en amont, des dépôts qui encombrent le vallon de Crambau, ceux du bois de Souleille et du replat de la Hille, à 1 300 m d'altitude.

Au col de la Trape, le glacier a laissé des cordons peu distincts constitués de granite, de schistes et de calcaires qui succèdent aux dépôts de la rive gauche du vallon du ruisseau de la Trappe. L'absence de formes de stationnement dans ce vallon peut s'expliquer par un recul ou une fonte sur place très rapides de la diffluence qui, d'après l'abondance des dépôts, devait être très chargée en matériel.

Dans la vallée de l'Alet, c'est aussi sur la rive gauche que la charge rocheuse du glacier est conservée peut-être parce que l'autre rive est plus raide et plus ensoleillée. La moraine obture le vallon du ruisseau de Bielle jusqu'à 900 m d'altitude.

Au confluent de la diffluence descendant du col de la Trape et du glacier issu des vallées d'Ossèse et des Cors, le piton 843 m (Tuc de Gaspar) a été submergé par la glace. Il est presque entièrement recouvert de blocs de granite et de micaschistes variés dont les dimensions dépassent souvent plusieurs mètres cubes. Vers l'amont, les replats du bois de Fougas aménagés en prairies, indiquent probablement la limite supérieure du glacier s'abaissant rapidement vers l'aval.

Dans la haute vallée du Salat, il ne semble pas exister de témoins de l'avancée de la glace plus au Nord que le village de Salau où se rejoignaient, lors du maximum, les langues glaciaires de la vallée des Cougnets et de la vallée des sources du Salat. Les dépôts morainiques recouvrent les pentes du bois de la Fourque jusque vers 1 000 m d'altitude.

Ni les flancs très raides de la vallée d'Angouls, ni son fond très étroit n'ont conservé de matériel permettant de reconstituer l'aspect de la langue glaciaire. Celle-ci n'a sans doute pas dépassé le bouchon (morainique ?) de gros blocs situé sous le hameau de Gouriès, ou un vallum signalé par M. Chevalier un peu en amont du hameau d'Angouls. Mais c'est à cette période qu'il faut certainement rapporter les petits arcs et bouchons morainiques situés vers 1 600 m en exposition nord (Pla de Ségura, cabane d'Assac) et plus bas (cabane d'Auzout).

Dans la vallée de l'Estours, on pourrait s'attendre à trouver au pied du mont Valier les traces d'un appareil relativement important. Or, le seul dépôt presque certainement glaciaire semble être l'accumulation de gros blocs dans une matrice sableuse qui se trouve au Nord de la cabane de l'Artigue. En aval, la vallée extrêmement tortueuse présente un aspect torrentiel typique. C'est que le versant est du mont Valier bénéficiait, comme aujourd'hui, d'un effet d'abri vis-à-vis des précipitations d'Ouest, que peu de neige était stockée sur des crêtes étroites et surtout, que la raideur des pentes entraînait rapidement la glace vers le bas en une grande chute de séracs dont les nombreuses crevasses accéléraient considérablement la fonte. Le petit glacier du Lameza a laissé des moraines autour des cabanes d'Arros.

Dans le massif des Trois-Seigneurs, le versant sud du pic de Barrès montre des cirques glaciaires étagés, mais les moraines liées à cet enlacement se situent dans la forêt de Freychinède et à Biert, encore qu'on ait pas départagé ce qui dans ce secteur pourrait revenir à la diffluence du glacier de Videssos dans la vallée de Suc. La transfluence de celui-ci par le port de Lers a été envisagée (Chevalier, 1954 ; Jalut *et al.*, 1982 ; Taillefer, 1985). Toutefois, il ne semble pas exister dans la vallée de Port de constructions ou marques (roches moutonnées ou striées) témoignant du passage d'une langue de glace. Mais les petits cirques du versant nord du Tuc de la Cahude ont vraisemblablement produit un appareil responsable du surcreusement de l'étang de Lers et qui expliquerait l'accumulation de blocs de lherzolite au Nord-Ouest de la cabane de Bastard, sur les mica-schistes du massif des Trois-Seigneurs.

**GFLx. Alluvions des obturations latérales.** L'occupation des vallées principales par les glaciers et la construction de moraines latérales ont provoqué dans les vallées affluentes la constitution d'obturations latérales perchées, à surface faiblement inclinée vers l'aval, bourrées de matériel fluvio-lacustre (sables et graviers à stratifications obliques, argiles, tourbes). Les plus importantes sont celle du Moula en rive droite de la vallée du Garbet et celle du vallon du ruisseau de Bielle. Des terrasses marquent les reculs du glacier. Le remplissage de la vallée est parfois insignifiant comme dans le vallon du Guzet ; il y a peut-être eu vidange des matériaux (chasse) par l'ouverture brutale d'une brèche dans le barrage morainique.

**Gy. Moraines du stade de retrait.** C'est dans la vallée de l'Alet qu'apparaît nettement, avec un arc morainique bien conservé entre le Trein et Sérac-d'Ustou, l'existence d'un stade pendant lequel les glaciers occupent une position basse dans les vallées principales. Ici, à ce moment, la transfluence du col de la Trape ayant depuis longtemps disparu, la langue de glace ne pouvait descendre que de la vallée de Saint-Lizier par l'échancrure aménagée entre Pontaud et le sommet 843 m. Cet arc se raccorde vers l'aval avec les moraines remaniées du maximum. Il est constitué de blocs de granite de 3 à 5 m d'arête.

S'il est sans doute possible de mettre en parallèle ce stade avec celui des moraines de Garrabet dans la vallée de l'Ariège (Taillefer, 1985, 1987), il est plus délicat d'en trouver l'équivalent dans l'étroite vallée du Garbet où les constructions morainiques n'ont pas résisté aux écoulements torrentiels. C'est pourquoi l'extrémité des moraines basses Gy indiquée vers le hameau des Grillons, à 700 m, est un peu arbitraire. Mais elle est compatible avec la pente d'un glacier dont la surface était encore à 1 000 m en amont d'Aulus.

Plus en amont, à Coumebière et sous le pic de Garias, des vallums morainiques emboîtés indiquent le recul en 3 ou 4 phases d'un petit appareil

qui fut bloqué vers l'aval par la langue issue de la vallée de l'étang du Garbet.

Dans la vallée de Saint-Lizier, puis en amont du verrou de Stillon, le matériel morainique est très présent sur les flancs. Mais on ne trouve une forme marquant un stationnement du glacier qu'au-dessus du verrou fermant au Sud la plaine d'Ossèse. Dans la vallée voisine du ruisseau des Cors, le bois des Illères (sous les anciennes mines de Carbauère) est encombré jusqu'à 1 300 m par de grands blocs de granite.

Dans la vallée de l'Estours, sont attribués à cette phase les cordons morainiques de la cabane d'Aula, à 1 500 m.

Plus élevées (1 850 m) mais exposées à l'Ouest, sont les moraines inférieures du cirque de Gêrac, construites par un appareil occupant la face nord du pic de Séron. Dans une situation très abritée, s'est maintenu à 1 500-1 650 m le petit appareil de la fontaine de Fontanech, au-dessus de l'étang de Guzet. Les autres vallées du massif de Bassiès (Fouillet, Ars) conservent sur les verrous un peu de matériel morainique : blocs de grande taille que leur position permet de distinguer de ceux qui relèvent des cônes d'éboulis subactuels. Dans ce massif, la raideur des pentes n'a pas permis la conservation du matériel. Sauf à l'étang du Turon d'Ars où une topographie favorable supporte des moraines latérales qui témoignent de l'existence sous la crête du pic de Turguilla d'un dernier glacier de quelque importance (comparable à l'actuel glacier d'Ossoue du Vignemale, par exemple).

Sur la rive gauche de la vallée de l'Artigue, versant Vicdessos, le matériel déposé autour de Moulinas entre 1 300 et 1 600 m d'altitude relève certainement du stade de retrait puisque la glace occupait la vallée au moins jusqu'à 1 800 m pendant le maximum.

## **Moraines d'altitude**

**Gza. Moraines du Tardiglaciaire.** La fin du Pléistocène est caractérisée par la presque disparition des glaciers. Il ne subsiste dans les expositions les plus favorables, au-dessus de 1 800 m sur les versants nord et nord-est, 2 000 à 2 100 m sur les versants sud et sud-ouest, que des glaciers de faible étendue, peu épais, construisant des moraines peu volumineuses à matériel généralement beaucoup plus fin que lors des phases précédentes. Dans quelques secteurs (Gêrac, mont Garias), ces moraines pourraient représenter du Gy tardif.

**Gzb. Moraines du Postglaciaire ancien.** À 1 950-2 000 m d'altitude en exposition nord, 2 100 m en exposition est et 2 250 à 2 400 sur les versants sud et ouest, des lobes et guirlandes morainiques occupent des couloirs et des replats aménagés à la périphérie des cirques au pied de parois abruptes. Leur volume est souvent très important, leurs formes sont très fraîches et

leur matériel consiste en gros blocs anguleux pouvant dépasser le mètre cube pratiquement sans matrice fine. En arrière des lobes frontaux, de petits arcs emboîtés témoignent d'étapes du retrait. Ces petits glaciers extrêmement chargés par les produits de la gélifraction active des crêtes devaient être par endroits plus ou moins à la limite des glaciers rocheux.

**Gzc. Moraines du Postglaciaire récent.** De petits arcs bien formés occupent au-dessus de 2 300 m d'altitude le fond de cirques et de couloirs exposés au Nord, en position d'abri et de suralimentation neigeuse, sous les sommets les plus hauts. Faute de connaître les petits glaciers qui devaient exister au début du XIX<sup>e</sup> siècle (fin du « petit âge de glace ») ou même plus tard, on ne peut qualifier ces formes dans leur ensemble de subactuelles, mais seulement de récentes. Cependant, on peut penser par comparaison avec des situations analogues dans les Pyrénées occidentales, que les arcs situés entre 2 800 et 2 950 m dans le massif de la Pique d'Estats étaient encore au contact de la glace il y a un siècle. Ces moraines se distinguent aussi de celles de la phase précédente par un matériel moins grossier, à matrice graveleuse abondante, très meuble.

### Formations fluviatiles

**FGx. Alluvions remaniant les moraines du maximum glaciaire.** Le matériel des moraines latérales instables sur les flancs, des moraines terminales des stades de retrait et des moraines médianes, laissé au fond des vallées, a été remanié par les eaux proglaciaires au cours de la fonte puis par les écoulements torrentiels ultérieurs. Il en est résulté une intrication d'amas de blocs et de dépôts à caractères fluviatiles comprenant des galcts, des graviers à stratifications obliques, des sables et des argiles, l'ensemble donnant une topographie confuse. Ces alluvions contiennent logiquement des matériaux apportés par les glaciers de la phase de retrait. L'érosion torrentielle subactuelle y a entaillé des talus de terrasse (Goulos, les Escales). Dans la vallée du Garbet, elles remplissent plusieurs bassins séparés par des verrous rocheux ; leur épaisseur y atteint probablement plusieurs dizaines de mètres d'après l'inclinaison des rives rocheuses.

**FGy. Alluvions remaniant les moraines du stade de retrait.** Elles ne diffèrent des alluvions FGx ni par leur origine donc par leur composition, ni par la dynamique de leur dépôt, mais seulement par leur place chronologique. Essentiellement distinguées en amont de l'arc morainique de Sérac-d'Ustou, elles ne remanient en effet que des dépôts contemporains et postérieurs à sa construction (encore qu'on ne puisse garantir l'absence de matériaux issus de moraines perchées du maximum glaciaire).

**FG. Fluvio-glaciaire indifférencié.** Accumulations dans des élargissements de vallées torrentielles de matériels grossiers, blocs et graviers, qui ne semblent pas résulter uniquement d'un épandage fluviatile mais du re-

maniement de bouchons morainiques (vallée de l'Artigue, vallée du ruisseau de Lameza).

**FK. Alluvions de colmatage de dépressions karstiques.** Dans les calcaires mésozoïques, des dépressions à contours sinueux ou circulaires (granges de la Plagne) d'origine karstique, à fond plat, sont colmatées en surface par des dépôts limoneux ocre couverts de prairies, provenant du remaniement des produits de la décalcification des pentes voisines.

**FL. Alluvions fluvio-lacustres.** Remblaiement par des alluvions torrentielles (blocs, graviers, sables granitiques) des lacs d'ombilics de la vallée du ruisseau d'Ars. Il en résulte un colmatage à surface subhorizontale du fond de la vallée. Il y a eu redistribution sous-aquatique des matériaux des cônes de déjection : la granulométrie est plus fine et la présence de niveaux argileux est possible.

**L. Alluvions lacustres.** Remplissage par des éléments fins (sables) provenant de l'érosion des versants et par des produits de leur décomposition (limon) de lacs d'ombilics glaciaires et de dépressions fermées (clots).

**T. Tourbières.** Certains lacs remblayés sont connus pour renfermer des tourbes en particulier ceux de la forêt de Freychinède, à l'Est du port de Lers. La coupe de la tourbière de la fontaine des Chasseurs montre de bas en haut (Jalut *et al.*, 1982) :

– un limon sableux peu argileux dont les minéraux (sillimanite) proviennent du massif des Trois-Seigneurs (la vallée de Biert étant comblée par la glace), à rares débris calcaires et végétaux (0,60 m). Daté par la méthode du  $^{14}\text{C}$  de  $21\,300 \pm 760$  à  $14\,700 \pm 800$  années B.P., il correspondrait au remplissage du lac pendant la période de fonte des glaces ;

– des niveaux clairs argilo-sableux (1,50 m) dont la teneur en carbonate de calcium, d'origine biochimique (plantes aquatiques), augmente vers le haut, à spores de characées et débris de mollusques et où apparaissent successivement des pollens de pin, de chêne, de noisetier et de sapin indiquant une augmentation progressive de la température estivale. Les niveaux les plus élevés ont été datés de  $5\,140 \pm 119$  années B.P. ;

– des couches de tourbe à quelques intercalations de lits argilo-sableux (1,80 m), contenant des pollens de hêtre et, dans le dernier mètre, des branches et des troncs, datées de  $2\,020 \pm 90$  années B.P.

Pour les auteurs, la période postglaciaire a débuté ici vers 10 650 années B.P.

**F. Alluvions indifférenciées en territoire espagnol.** Il s'agit des terrasses alluviales post-maximum glaciaire des vallées de la Noguera Pallaresa et du rio Lladorre.

**FC. Remaniement fluvial de colluvions.** Les produits de l'érosion accumulés au pied des versants ont été transportés et étalés à faible distance dans de petits bassins mal drainés (les Plagneaux). Ces débris ont encore les formes anguleuses des colluvions de pente.

Dans la haute vallée de Port, jusqu'aux abords du port et de l'étang de Lers, il s'agit de débris plus ou moins volumineux provenant des reliefs voisins (micaschistes, granites, lherzolites, peu de calcaires) emballés dans une matrice ocre quartzo-feldspathique assez argileuse. Les phénomènes de solifluxion, de coulées boueuses et de reprise torrentielle interèrent sur des pentes aux formes confuses.

**FC(G). Alluvions de la vallée de Port** remaniant éventuellement des moraines. En aval du pont de Peyre-Auselère, la vallée est encombrée de blocs de granite, de micaschistes et de pegmatite dont la taille peut atteindre et dépasser le mètre cube, emballés dans une matrice quartzo-feldspathique de teinte ocre, le tout provenant, semble-t-il, de coulées et d'écroulement sur les flancs. On ne remarque pas de blocs de marbre. Il n'est guère possible à première vue de distinguer des blocs allochtones venus par la transfluence du port de Lers envisagée par certains auteurs. Mais c'est cette hypothèse que veut rappeler la notation (G).

**Fz, Fy-z. Alluvions subactuelles et récentes.** Aux épisodes humides du Tardiglaciaire et du Postglaciaire, correspondent de petites plaines alluviales construites dans les élargissements des vallées. Elles sont généralement inondables et montrent d'ailleurs des traces de débordements ou de divagations torrentiels historiques, par exemple en aval d'Aulus et de Sérac-d'Ustou (Fz).

En amont de son confluent avec le Salat, l'Alet entaille d'une dizaine de mètres une étroite terrasse probablement plus ancienne que les dépôts précédents, sans relation directe avec la moraine terminale de la Bincarède (Fy-z).

**Jy. Cônes de déjection contemporains du stade de retrait.** Nombreux cônes en éventail construits dans les vallées principales au débouché des vallées et vallons affluents après le retrait de la glace du maximum. Leur profil se raccorde bien en général aux alluvions remaniant les moraines mais peut aussi avoir été tranché par les érosions torrentielles ultérieures (Goulos). Ils sont bien fixés par la végétation et portent en raison de leur fertilité des cultures, des prairies et des villages (Escot, Aulus). Le lit du torrent incise en général profondément le cône et peut donner lieu lors des crues à une reprise d'érosion entraînant du matériel qui se dépose en aval en formant un nouveau cône (Sérac-d'Ustou).

**Jz. Cônes de déjection tardiglaciaires et postglaciaires.** Constructions encore actives, peu ou pas fixées par la végétation et comportant des traces

de chenaux récents. Ils sont situés dans les hautes vallées et dans les cirques qui se trouvaient encore englacés pendant le stade de retrait, excepté celui du ruisseau de Guzet qui se raccorde aux alluvions récentes d'Aulus et celui de Peyre-Auselère, dans la vallée de Port, situé au débouché d'une vallée à morphologie typiquement torrentielle dont le bassin de réception est activement raviné.

### Formations de versants

**A. Altérites.** Au Nord de l'étang de Bassiès, la crête culminant à 1977 m est en fait un véritable plateau, la « plaine de Roc-Nègre », peu incliné vers l'ENE, entièrement constitué par une arène provenant de l'altération de la granodiorite sous-jacente.

**SC. Solifluxion de dépôts de pente périglaciaires.** Au pied de certains grands versants se sont étalées, sous l'effet de la solifluxion en période humide, des nappes de colluvions dues à la gélifraction. Il s'agit de dépôt à surface irrégulière, en bourrelets, ravinés, de débris anguleux généralement fins dans une matrice limoneuse parfois abondante. Fixés par la végétation ou artificiellement par des murettes, ils ont constitué des emplacements propices aux prairies et aux cultures (Rouze, Raufaste, Ricatouse).

Une coulée boueuse formée en amont du ravin de Fraychet aux dépens des schistes siluriens tendres s'est étalée en rive droite du ruisseau des Cors.

**C. Colluvions.** Matériaux anguleux plus ou moins fins tapissant les versants et colmatant leur pied ou le fond de quelques vallons mal drainés.

**Ey. Éboulis fixés contemporains de la phase de retrait des glaciers.** Au pied des versants calcaires exposés au Sud, en particulier en rive droite de la vallée de l'Alet, éboulis plus ou moins consolidés par des carbonates de fragments anguleux de 1 à 10 cm de longueur. On peut observer dans quelques petites carrières pour empierrement, une alternance de lits de matériel grossier et de matériel fin à matrice argileuse (grèzes litées). Leur épaisseur dépasse souvent la dizaine de mètres. Ils recouvrent localement le fluvio-glaciaire. Ils résultent de la gélifraction des reliefs calcaires sous un climat encore très froid.

**E. Cônes et franges d'éboulis vifs ; cônes d'avalanches.** Accumulations fonctionnelles de débris ordonnés, non ou peu fixés par la végétation, qui tapissent les replats au pied des parois des cirques (pic Rouge de Bassiès) et des crêtes de la haute montagne, ainsi qu'à plus basse altitude à la base des grands escarpements (vallon de Saleix, bois de Lauzère, etc.). De nombreux cônes bien formés, au débouché de couloirs dans les vallées principales, sont liés au fonctionnement des avalanches et

de torrents intermittents en sorte qu'ils représentent une transition avec les cônes de déjection.

## ROCHES MAGMATIQUES

### Plutons hercyniens

#### Massif de Bassiès

Ce pluton de 85 km<sup>2</sup> est intrusif dans les terrains cambriens et dévoniens dont il recoupe la stratification et les accidents tectoniques éohercyniens. Ses limites sont subverticales dans l'ensemble mais localement subhorizontales (pic de Gérard), contournées, mais aussi planes sur d'assez longues distances comme si le magma avait utilisé des diaclases pour sa mise en place. La schistosité majeure hercynienne (S2) se moule tout autour. Il est recoupé au Nord-Est par la faille nord-pyrénéenne.

Ainsi que l'avait signalé J. Lagasquie (1984), ce massif apparaît (Debon, 1986) comme une seule entité structurale au sein de laquelle il n'existe aucun critère granulométrique, textural, minéralogique ou chimique susceptible d'être utilisé pour l'établissement de limites cartographiques objectives. J. Lagasquie avait remarqué une fluidalité discrète marquée par l'orientation des biotites, verticale et parallèle au sens de l'allongement SW-NE du massif. F. Debon distingue un « corps principal » à intrusions leucocrates (« corps leucocrates ») flanqué de quelques stocks de roches sombres (« stocks externes »). Pour cet auteur, le « corps principal » n'est pas homogène. Il présente, en effet, une zonation progressive et centripète : les charges pondérales en quartz (26,5 à 33 %) et feldspaths (54 à 62 %) ainsi que le rapport feldspath potassique/plagioclase tendent à augmenter vers l'intérieur du pluton, en direction d'un axe SW-NE, tandis que celle en minéraux colorés diminue (19 à 6 %).

Adamellites et, dans une moindre mesure, granites et granodiorites, forment le *corps principal*, à biotite acajou ( $\pm$  cordiérite pinnitisée et rare muscovite dans les termes les plus clairs ;  $\pm$  allanite dans les termes les plus colorés ;  $\pm$  tourmaline ; pas d'amphibole). Le feldspath potassique est souvent quadrillé (microcline) tandis que les plagioclases sont zonés et plus ou moins déstabilisés (séricite, saussurite). Apatite, zircon et rares opaques sont des accessoires ubiquistes. Ces roches sont à grain moyen ou fin, parfois à tendance porphyroïde, souvent un peu cataclastiques. Enfin, les enclaves ignées sombres « microgrenues », de taille décimétrique à métrique, y sont assez fréquentes. Globalement, le corps principal représente une association magmatique de type alumino-cafémique (fig. 9) et de nature calco-alcaline (fig. 10), banale quant à son rapport Mg/Fe + Mg.

Les **corps leucocrates** sont essentiellement constitués de granites s.s. (fig. 10), peralumineux (secteur I du diagramme AB, *i.e.* celui des roches à muscovite dominante sur la biotite ; fig. 9), en moyenne et comparativement à la composition granitique prise comme référence (tabl. 1). Sur le diagramme de la figure 9, ces corps leucocrates se situent à l'écart de la lignée évolutive définie par les roches du corps principal. Considérés isolément ils représentent une association alumineuse, pauvre en quartz, leucocrate, à caractère sodi-potassique.

Les **stocks externes**, situés à l'extrémité occidentale du pluton, sont constitués de quartz diorites et de tonalites métalumineuses à grain très fin ou microgrenues, à biotite, amphibole et clinopyroxène (fig. 9). Leur richesse en K et en biotite les localise dans le domaine granodioritique du diagramme de nomenclature (fig. 10). Comparées à la composition granodioritique prise comme référence (tabl. 1), ces roches sont fortement excédentaires en minéraux colorés Fe, Mg, Ti, Al et Ca mais déprimées en quartz, Si, feldspaths, alcalins (Na et K), Ba, Rb et Sr, à rapport Mg/Fe + Mg élevé. Un très important hiatus géochimique sépare ces stocks externes du corps principal (fig. 9 et 10).

L'étude du pluton par la technique de la mesure systématique de la *susceptibilité magnétique et de son anisotropie*, technique résumée dans la partie de cette notice traitant des conditions d'établissement de la carte, couplée avec l'examen microstructural de lames minces, a donné les résultats exposés ci-après et reportés sur la carte (les contours ne sont généralement pas appréciables à l'oeil). Ils renforcent les caractères obtenus par les méthodes classiques de terrain et d'analyse chimique. Le nombre de stations de mesure est de 84 (Gleizes, 1992 ; Gleizes *et al.*, 1991).

Il existe une zonation régulière et normale, c'est-à-dire plus riche en fer en périphérie, ainsi qu'une structuration planaire et linéaire homogène sur la plus grande partie de la surface de ce pluton. Hormis le petit secteur situé à l'extrémité occidentale, au Nord du pic de Marterat, à susceptibilité élevée ( $35 \text{ à } 50 \times 10^{-5} \text{ SI}^*$ ) et correspondant aux petits stocks de diorite quartzique à grain fin, les valeurs de la susceptibilité vont de  $25 \times 10^{-5} \text{ SI}$  à moins de  $5 \times 10^{-5} \text{ SI}$ . Les valeurs les plus élevées ( $19 \text{ à } 25 \times 10^{-5} \text{ SI}$ ) correspondent aux granodiorites à biotite formant une bande très étroite le long de la bordure orientale. Les valeurs les plus fréquentes ( $15 \text{ à } 17 \times 10^{-5} \text{ SI}$ ) correspondent aux monzogranites à biotite (adamellites). La transition vers les granodiorites ( $17\text{-}19 \times 10^{-5} \text{ SI}$ ) est progressive sur un kilomètre de largeur environ ; au contraire, la transition très rapide vers les monzogranites à deux micas situées au centre du pluton ( $< 12 \times 10^{-5} \text{ SI}$ ) n'a pas pu être individualisée sur la carte. Les valeurs les plus basses, inférieures à  $6 \times 10^{-5} \text{ SI}$ , correspondent à des petits stocks sécants de

---

\* SI = unité de susceptibilité magnétique dans le système international

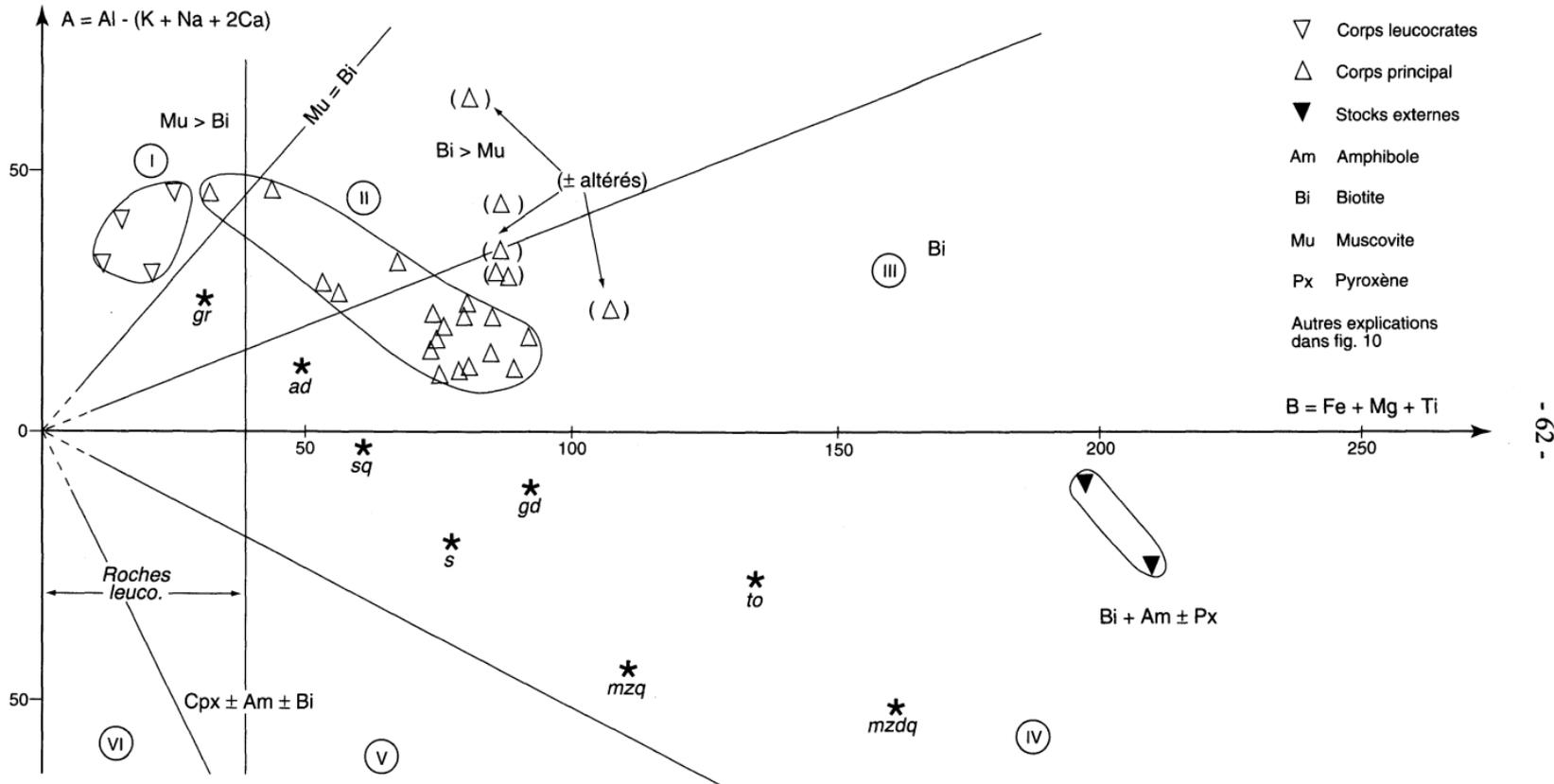
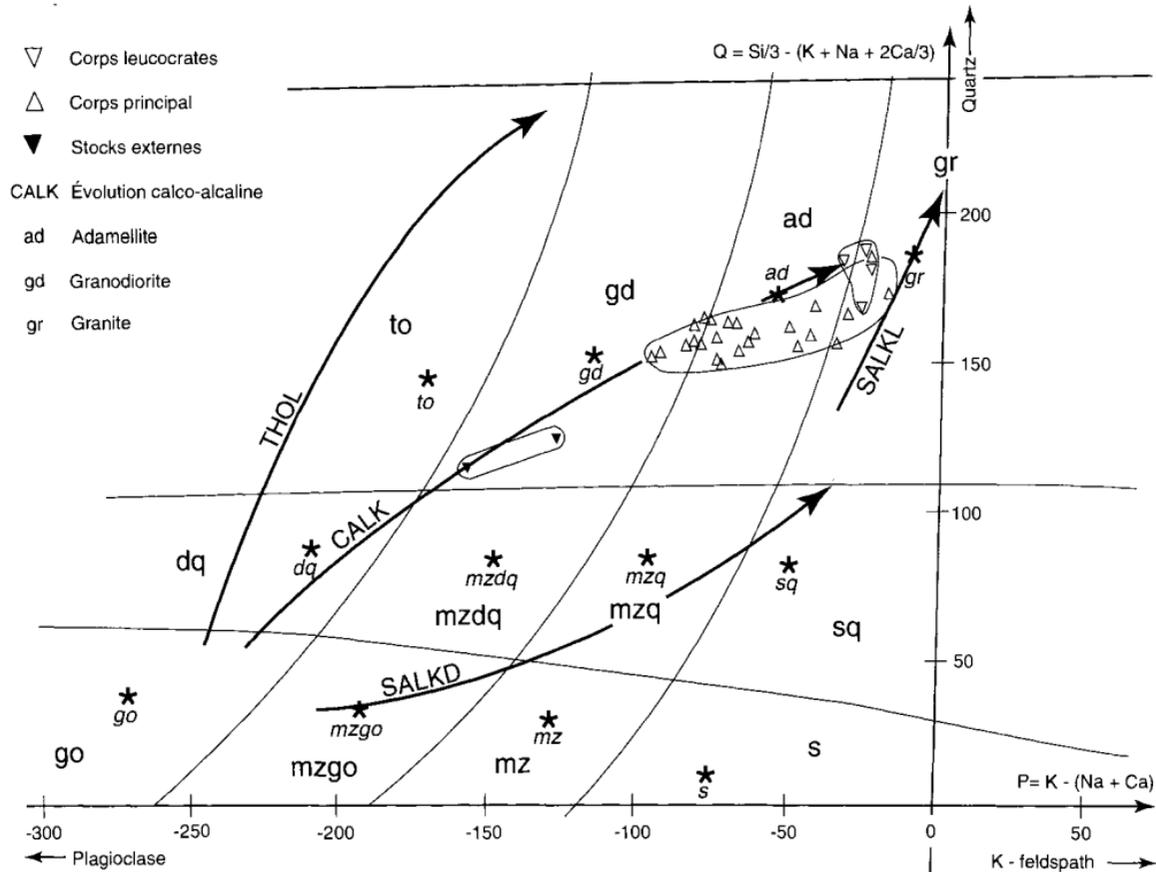


Fig. 9 - Distribution des granites de Bassiès dans le diagramme AB ou des minéraux caractéristiques



**Fig. 10 - Distribution des granites de Bassiès dans le diagramme QP ou de nomenclature (Debon et Le Fort, 1988)**  
 Les compositions prises comme référence sont indiquées par des astérisques

UNITÉ Faciès	CORPS LEUCOCRATES	CORPS PRINCIPAL				STOCKS EXTERNES	COMPOSITION DE RÉFÉRENCE			
		Granite	Adamellite	Granodiorite	Ensemble		Quartz-diorite	Granodiorite	Adamellite	Granite
n	4	2	13	7	22	2	36	208	194	94
SiO <sub>2</sub>	73,91	71,54	67,94	67,20	68,03	57,13	55,22	67,02	71,58	73,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	15,23	15,85	16,22	15,91	17,81	16,97	15,38	14,39	13,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,77	3,43	3,80	3,40	7,15	8,16	4,01	2,31	1,54
MnO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,11	0,15	0,08	0,05	0,03
MgO	0,25	0,49	1,16	1,26	1,13	4,14	4,17	1,43	0,60	0,32
CaO	0,81	1,40	2,81	3,39	2,87	6,75	7,98	3,77	1,80	0,84
Na <sub>2</sub> O	3,64	3,13	3,13	3,15	3,14	2,36	3,08	3,54	3,58	3,27
K <sub>2</sub> O	4,85	4,86	4,06	3,54	3,97	2,27	1,39	2,99	4,23	5,13
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,23	0,40	0,45	0,40	0,81	0,94	0,50	0,29	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,12	0,10	0,09	0,10	0,15	-	-	-	-
P.F.	0,72	0,99	0,93	0,90	0,93	0,74	1,55	0,98	0,78	0,77
TOTAL	99,89	99,81	99,87	100,06	99,94	99,42	99,61	99,70	99,61	99,57
Quartz %	32,4	31,7	28,3	28,1	28,5	20,3	14,8	27,0	30,8	33,3
Colorés %	3,3	6,7	13,9	15,3	13,7	36,6	39,1	16,4	8,6	5,4
Feldspaths %	64,3	61,6	57,8	56,6	57,8	43,1	46,1	56,6	60,6	61,3
Ba ppm	426	430	577	551	555	442	335	579	552	414
Rb ppm	208	222	161	140	160	82	39	103	171	235
Sr ppm	92	111	179	180	173	200	358	322	195	126
n	1	1	2	1	4	-	-	-	-	-
U ppm	2,7	4,5	2,8	2,0	3,0	-	-	-	-	-
Th ppm	9,2	13,6	15,8	13,6	14,7	-	-	-	-	-

**Tableau 1 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des principales unités du pluton de Bassiès.** Analyses K. Govindaraju (C.R.P.G., Nancy). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t = fer total, P.F. = perte au feu. Les pourcentages de quartz, colorés et feldspaths ont été calculés à partir des analyses chimiques et correspondent à des teneurs pondérales ; la muscovite est comptée avec les feldspaths. Pour comparaison, des compositions de référence sont données (Debon et Le Fort, 1988). D'après Debon (1986), Debon et Zimmermann (1988).

leucogranite, qui apparaissent au cœur du pluton dans le secteur du pic de la Croix-des-Lauzes.

En suivant l'évolution centripète des faciès les plus basiques aux plus acides, les types pétrographiques suivants ont été délimités (Gleizes, 1992).

$\eta^{1-2}$ . **Diorite quartzite**. Roche sombre à grain très fin ou microgrenue à quartz, plagioclase, rare feldspath potassique, biotite, hornblende, clinopyroxène et minéraux opaques abondants. Il s'agit des « stocks externes sombres » de F. Debon.

$\gamma_b^4$ . **Granodiorite à biotite**. Roche grenue à quartz, plagioclase nettement plus abondant que le feldspath potassique, biotite plus ou moins chloritisée. Elle constitue une frange externe à l'Ouest et au Sud du pluton.

$\gamma^{3-4}$ . **Monzogranite à tendance granodioritique**. Roche grenue, grisâtre, relativement riche en minéraux foncés, à quartz, feldspath plagioclase un peu plus abondant que le feldspath potassique, biotite, apatite, zircon. Elle constitue la périphérie du pluton.

$\gamma_b^{3M}$ . **Monzogranite à biotite**. Roche claire, grenue, à quartz, feldspath potassique et feldspath plagioclase en quantités égales, biotite et à allanite. Elle forme l'essentiel du massif.

$\gamma_{bm}^{3M}$ . **Monzogranite à biotite et muscovite**. Roche grenue à quartz, feldspath potassique et feldspath plagioclase en quantités égales, à biotite, muscovite, tourmaline, apatite, zircon, sphène et ilménite. Le passage entre monzogranite à biotite et monzogranite à deux micas est rapide mais progressif. Cette roche constitue la partie centrale du pluton.

$\gamma^{1-2}$ . **Leucogranite**. Roche très claire, à grain fin, à quartz, feldspath potassique, plagioclase peu abondant, biotite généralement chloritisée, muscovite, apatite et rare grenat. Elle constitue au cœur du pluton des intrusions irrégulières, aux limites tranchées ou pas.

**Structure et mise en place**. Selon G. Gleizes (1992) et G. Gleizes *et al.* (1991), la direction générale de toutes les structures (foliations et linéations magmatiques) est N55°E parallèle à l'axe du pluton et à ses bordures principales. On voit bien que la partie nord du pluton a été tronquée par la faille nord-pyrénéenne puisque ses structures internes viennent buter contre cette faille. Dans l'ensemble, les foliations dessinent une sorte de dôme, avec des pendages très redressés sur les bordures et des valeurs faibles le long de l'axe du pluton. Les linéations sont presque partout faiblement plongeantes, excepté au long de la bordure sud du pluton et,

localement, dans l'axe de celui-ci. Les microstructures dans le pluton sont presque partout magmatiques à submagmatiques sauf :

– le long des deux bordures principales où la déformation a connu un continuum de l'état magmatique à l'état solide, et se poursuit d'ailleurs avec la même géométrie dans l'encaissant immédiat ;

– suivant des zones de cisaillement d'orientation moyenne N120°E (Blès et Gros, 1980 ; Lamouroux *et al.*, 1980), généralement de largeur déci- à décamétrique et bien repérables sur le terrain par leur couleur verte due à la chlorite secondaire ; certaines de ces zones de cisaillement ont été représentées sur la carte. Exceptionnellement, on rencontre des couloirs de cisaillement de largeur plurihectométrique, par exemple en bordure sud du massif (lac de Romedo) où le jeu est en cisaillement dextre et inverse.

Le pluton fait donc ressortir deux signatures structurales très différentes, interprétées tectoniquement de la façon suivante (Gleizes *et al.*, 1991) : (1) la signature la plus ancienne (foliations redressées et linéations sub-horizontales NE-SW ; microstructures magmatiques) est contemporaine de la mise en place du magma ; elle serait due à l'étirement du magma en cours d'injection dans une structure décrochante de l'encaissant, de direction NE-SW, nettement oblique sur la direction générale de la chaîne des Pyrénées ; (2) la seconde signature (structures WNW-ESE ; microstructures subsolidus) correspond aux couloirs de cisaillement affectant le granite après sa cristallisation. Considérant que cette seconde signature est la seule qui soit exprimée dans les plutons du massif des Trois-Seigneurs, ces auteurs s'estiment fondés à penser qu'elle s'identifie à la phase majeure hercynienne D2 qui serait donc légèrement postérieure à la mise en place du pluton de Bassiès\*.

Cependant, C. Lamouroux *et al.*, (1980), se basant sur l'observation de paragenèses de basse température (grands cristaux de quartz, muscovite, chlorite) et des figures de déformation (des cristaux de quartz et de feldspath), la présence de lits parallèles de quartz et de micas, de plis à axes verticaux,... ces couloirs de cisaillement sont nés au cours de l'orogénèse alpine.

Pour J.L. Blès et Y. Gros (1980), ces « failles NW-SE à schistosité », jalonnées de mylonite, sont contemporaines de la mise en place de filons d'aplite, pegmatite, diorite et quartz, donc tardihercyniennes. Ces auteurs ont étudié le jeu et les relations chronologiques entre elles des nombreuses fractures subverticales qui affectent le massif, mettant en évidence le caractère polyphasé de cette tectonique cassante.

---

\* Note ajoutée en cours d'impression. Une nouvelle étude structurale des relations du métamorphisme de contact avec des déformations successives de l'encaissant (Evans *et al.*, 1997) confirme la mise en place du pluton avant le replissement D2 (100, vertical) de son encaissant régional.

**Géochronologie isotopique.** La méthode Rb/Sr sur roches totales appliquée au corps principal a donné pour celui-ci des âges de  $276 \pm 16$  Ma,  $284 \pm 81$  Ma et  $290 \pm 17$  Ma (Debon et Zimmermann, 1988 ; Majoor, 1988 ; Majoor et Priem, 1987). Selon les mêmes sources, les âges Rb/Sr et K/Ar donnés par les minéraux indiquent, dans la partie nord du pluton, 280, 286 et 291 Ma (Majoor, 1988 ; Zimmermann, données inédites, 1988). Ces âges impliquent soit que la déformation majeure, postérieure à la mise en place du magma (Gleize *et al.*, 1991), s'est déroulée pendant le Permien (Autunien), soit que la mise en place fut post-tectonique, et qu'en conséquence la chronologie proposée ci-avant est à reprendre\*. L'absence de terrains permien ne permet pas de vérifier qu'elle fut leur mode de participation éventuelle aux événements ; le volcanisme permien est-il l'expression en surface de ce magmatisme ?

Rappelons que des âges identiques ont été obtenus par la méthode Rb/Sr (Vitrac-Michard *et al.*, 1980) dans les granodiorites de la Maladeta ( $277 \pm 7$  Ma).

### **Massif de Ribérot**

$\Upsilon^4_R$ . **Granodiorite à biotite et hornblende.** Roche à grain moyen, à feldspath plagioclase (andésine) en cristaux automorphes de 3 à 5 mm zonés, feldspath potassique (microcline) interstitiel, quartz interstitiel, biotite brun-rouge parfois chloritisée, hornblende vert pâle en amas (3 à 5 mm) de cristaux maclés résultant de la pseudomorphose de minéraux ferromagnésiens dont l'ensemble représente 10 à 15 % de la roche (d'après J. Boissonnas, feuille Pic de Maubermé, 1970).

Dans les diagrammes de classification chimico-minéralogiques, cette roche métalumineuse se situe dans les tonalites ou les granodiorites (Debon *et al.*, 1991).

Le contact avec le Dévonien encaissant, dont il recoupe la stratification et la schistosité, est tranché. Au premier abord on ne distingue pas d'orientation des minéraux ferromagnésiens.

### **Massif de Salau**

$\Upsilon^4_S$ . **Granodiorite à biotite et hornblende, porphyroïde au centre du massif.** Une granodiorite relativement sombre, à grain fin, à texture équi-granulaire (0,5 à 1 mm) forme une auréole externe de 100 à 250 m de large. Elle paraît s'amincir et disparaître en profondeur. Cette « granodiorite apicale » est constituée selon P. Soler (1977), de quartz cristallin ou

---

\* *Note ajoutée en cours d'impression.* Une datation U/Pb sur zircons du monzogranite à biotite (Nord-Est du massif) a fourni un âge, par intercept supérieur à  $312 \pm 2$  Ma (Paquette *et al.*, 1997), en accord avec les études structurales. Il exclut l'âge « permien » obtenu par le système Rb/Sr.

xénomorphe interstitiel, de feldspath plagioclase zoné (An 20-60), de microcline peu abondant, de biotite abondante et accessoirement de zircon et d'apatite. En bordure de l'encaissant, ici presque partout carbonaté, existent les variétés suivantes :

– quartz-diorite, semblable à la granodiorite mais où le feldspath potassique est absent et la proportion de feldspath plagioclase est plus importante, avec très localement, contre les barégiennes, du grenat almandin (assimilation de sédiments argileux ?) ;

– diorite quartzifère à plagioclase, biotite et hornblende abondantes donnant à la roche une teinte sombre et quartz accessoire. La biotite englobe de petits plagioclases et est elle-même souvent englobée dans une hornblende. Ces termes basiques (gabbro et tonalite selon F. Debon *et al.*, 1991) ne paraissent pas former une bande continue sur le pourtour de l'intrusion ;

– en de rares endroits, au contact de l'encaissant, une roche à épidote fibreuse et amphibole, sphène, quartz et calcite, dérivant vraisemblablement par métasomatose (apport de Ca et Fe) d'une roche à plagioclase et pyroxène formée au contact des calcaires.

Une granodiorite plus riche en feldspath potassique (20 %) occupe le cœur du massif ; elle est porphyroïde sauf dans la partie sommitale avec des phénocristaux de microcline pouvant atteindre 1 cm de longueur.

La distribution des analyses chimiques dans les diagrammes montrent que les deux types pétrographiques relèvent de deux lignées : l'une caractérisée par de fortes teneurs en fer (granodiorite apicale), l'autre à composition calco-alkaline typique des granites des Pyrénées. Il semble donc qu'il y ait eu intrusion dans un premier temps des diorites et de la « granodiorite apicale » et dans un deuxième temps de la granodiorite porphyroïde. Une étude géochimique et pétrologique détaillée a été réalisée par L. Raimbault et J.L. Kaelin (1987).

Quant à l'âge de cette intrusion, plus précisément sa position par rapport à la phase de déformation majeure hercynienne responsable de la schistosité majeure de l'encaissant, il n'y a pas accord entre les auteurs. Pour J.L. Kaelin (1982) et P. Soler (1977), la granodiorite est postérieure à la phase synschisteuse. Pour D. Charuau (1974) et C. Derré (1973), elle est antérieure. Les premiers soulignent que la granodiorite ne présente pas de schistosité et que les zones laminées et les mylonites observées se rapportent à une phase cassante ultérieure. Les seconds avancent que la schistosité affecte la granodiorite et se superpose au métamorphisme thermique, la déformation des biotites, par exemple, n'étant pas de type fluidal mais cataclastique. La difficulté réside dans l'attribution de la (ou des) schistosité observée à telle ou telle phase de déformation.

## Massif d'Aurenère

$\gamma^4$ . **Granodiorite**. Petit pointement situé sur le versant espagnol de la Portenech d'Aurenère, au-dessus de la vallée de la Pallaresa, intrusif dans des alternances schisto-calcaires de la base du Dévonien. Une minéralisation en scheelite s'est déposée au contact d'une roche qui semble rappeler la granodiorite de Salau.

## Massif de Soulcem

$\gamma^{1-2}$ . **Granite à muscovite et pegmatites associées**. Dans l'angle sud-est de la feuille affleurent plusieurs petits corps leucocrates intrusifs dans les micaschistes, riches en pegmatites et comportant des inclusions de micaschistes. Ils appartiennent à un ensemble plus important centré sur le Pla de Soulcem, dans la vallée voisine de Mounicou (feuille Vicdessos).

Le faciès le plus courant est à grain fin, apparemment non orienté, à quartz, feldspath plagioclase (albite), microcline, muscovite et rare grenat. Il s'agit de granite à composition peralumineuse acide, d'origine crustale.

Une datation par la méthode Rb/Sr sur roche totale a donné un âge de  $292 \pm 13$  Ma (Majoor, 1988). La mise en place est postérieure à phase de déformation hercynienne majeure, et s'est faite pendant l'élévation thermique maximum, au cœur du dôme structuro-métamorphique tardif (Verhoef *et al.*, 1984).

## Massifs du pic des Trois-Seigneurs et d'Ercé

Dans le massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs, trois granitoïdes à bords nets sont intrusifs dans la série cambrienne. Deux d'entre eux, celui d'Ercé à l'Ouest et celui du pic des Trois-Seigneurs à l'Est, distants de 5 km seulement, tous les deux recoupés au Sud par la faille du col Dret (élément de la faille nord-pyrénéenne), ont en commun quelques faciès ainsi que l'a montré la méthode de la mesure de la susceptibilité magnétique (Gleizes, 1992). De plus, les microstructures magnétiques mises en évidence par la mesure de l'anisotropie de cette susceptibilité magnétique, indiquent des modalités de mise en place semblables et probablement simultanées. Pour ces raisons, les descriptions pétrographiques des faciès sont regroupées ci-après. La disposition de ces derniers fait apparaître : dans le pluton d'Ercé, une zonation concentrique et continue des tonalites vers des monzogranites, conforme aux observations de J. Lagasquie (1984), appréciable seulement à l'échelle du pluton dont la plus grande partie se trouve sur la feuille Saint-Girons ; et dans le massif du pic des Trois-Seigneurs, une disposition en bandes parallèles arquées, inhabituelle.

$\eta^2$ . **Granodiorite et tonalite**. Roche sombre, grenue, à feldspath plagioclase (50 %), biotite abondante (25 %), quartz (20 %) et hornblende

(5 %). La susceptibilité magnétique  $\chi$  varie de  $32 \times 10^{-5}$  SI à  $25 \times 10^{-5}$  SI en allant vers le centre du massif d'Ercé, et du Sud vers le Nord dans le massif du pic des Trois-Seigneurs. Des enclaves orientées de gabbrodiorites à quartz, plagioclase (andésine), biotite et hornblende et des microdiorites sont signalées (L. Roux, inédit) en bordure du massif des Trois-Seigneurs.

$\gamma^4$ . **Granodiorite à biotite.** Roche grenue à feldspaths plagioclases (oligoclase-andésine, 45 %), quartz (25 %), microcline (15 %), biotite (15 %) et hornblende rare ; les minéraux accessoires sont nombreux : sphène, apatite, zircon, ilménite. Dans le massif des Trois-Seigneurs, les enclaves basiques sombres à grain fin, riches en biotite et amphibole, sont nombreuses ; elles sont aplaties, soulignant la foliation magmatique, et parallèles à la foliation magnétique. Dans ce pluton les valeurs de la susceptibilité magnétique décroissent vers la bordure nord jusqu'à  $19 \times 10^{-5}$  SI. Dans celui d'Ercé, ce faciès pétrographique correspond aux valeurs comprises entre 30 et  $19 \times 10^{-5}$  SI.

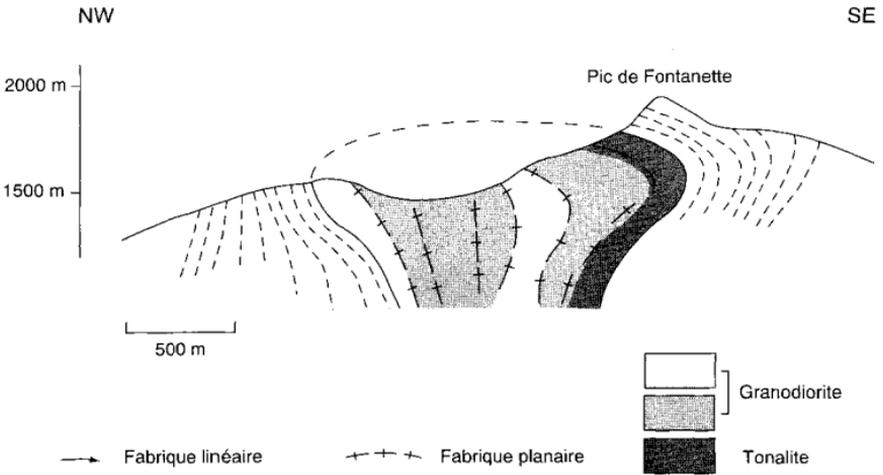
$\gamma^{3-4}$  E. **Granite monzonitique à tendance granodioritique.** Roche grenue à quartz, biotite, feldspath plagioclase un peu plus abondant que le feldspath potassique. La susceptibilité magnétique évolue de 19 à  $15 \times 10^{-5}$  SI.

$\gamma_{bE}^3$ . **Granite monzonitique à biotite.** Roche grenue à feldspath potassique et feldspaths plagioclases (oligoclase-andésine), quartz (30 %) en quantités égales, biotite (10 %) et allanite.

**Structure et mise en place.** Du point de vue structural, dans la petite partie du pluton d'Ercé contenue dans la feuille, les foliations magnétiques ont une direction N-S, sont très redressées et concordantes dans l'ensemble avec la foliation majeure de l'encaissant (Gleizes, 1992). Cette disposition s'accorde avec l'allure des foliations magmatiques observées par J. Lagasque. Les linéations magnétiques ont une orientation subméri-dienne et des plongements vers la bordure du massif. L'examen microscopique de lames minces ne montre que des microstructures magmatiques ; il n'y a pas de microstructures de déformation notable, surimposée à l'état solide : le pluton n'a donc pas subi de déformation après sa cristallisation. À proximité de la faille du col Dret, on note seulement une fracturation du granite, sans modification de la structure interne de la roche.

Dans le pluton des Trois-Seigneurs, les directions des structures planaires et linéaires suivent dans l'ensemble la forme arquée du pluton, donc sont E-W à l'Est, et N-S dans la partie occidentale où les structures viennent buter sur la faille de col Dret. Les foliations ont des pendages subverticaux dans l'axe du pluton. En bordure du pluton, ils sont faibles à moyens et convergent vers l'intérieur du pluton, marquant une forme évasée (fig. 11). Ces données sont dans l'ensemble cohérentes avec celles

obtenues par la mesure directe des foliations visibles sur les affleurements et reportées aussi sur la carte (L. Roux et J.L. Pons), sauf pour la partie sud du pluton. Ces foliations sont concordantes avec la foliation métamorphique des roches encaissantes. Les linéations sont subhorizontales le long de l'axe du pluton et plongent faiblement ( $10^\circ$  à  $30^\circ$ ) vers le Sud-Ouest en bordure nord et vers le Nord-Ouest en bordure sud. Cette disposition en éventail souligne encore la forme évasée du pluton. Enfin, les microstructures, partout magmatiques, même à proximité de la faille de col Dret qui n'induit qu'une déformation cataclastique, indiquent que la courbure du pluton a été acquise au cours de sa mise en place (Gleizes, 1992).



**Fig. 11 - Coupe transversale de la granodiorite du pic des Trois-Seigneurs**  
(Gleizes, 1992)

**Géochronologie.** Aucun âge isotopique fiable n'a encore été obtenu. Un âge de  $310 \pm 5$  Ma, obtenu par la méthode Rb/Sr sur roche totale par J.M. Bickle *et al.* (1988), a été estimé trop important par ses auteurs eux-mêmes, en regard d'un âge d'environ 280 Ma obtenu par la méthode U/Pb sur zircon (William, inédit).

### **Massif de Garrassoula (la Ruse)**

Situé entre les massifs granodioritiques d'Ercé et du pic des Trois-Seigneurs, ce petit massif est coiffé dans sa partie centrale plus élevée par son encaissant micaschisteux à faible pendage vers l'Est qui constitue la crête des granges de Garrassoula au sommet 1 687 m dénommé la Ruse sur les anciennes cartes. Il s'agit d'un corps à composition de granite monzonitique peralumineux homogène auquel sont associés des corps apliques et pegmatitiques.

$\gamma_{\text{bm}}^2$ . **Leucogranite à muscovite et biotite.** Roche gris clair à grain moyen, isotrope, sauf en quelques secteurs où les micas dessinent une structure planaire, constituée par ordre d'importance décroissante de feldspath potassique, quartz, plagioclase, muscovite, biotite, minéraux accessoires et sillimanite. Des analyses modales montrent une composition de monzogranite à la limite de syénogranite (Mercier, 1988).

Le feldspath potassique, prédominant, se présente sous deux formes : subautomorphe à automorphe de taille variable (0,5 mm à 4 mm) présentant de nombreuses perthites ; ou xénomorphe (jusqu'à 5 mm) moins riches en perthites. Il contient de nombreuses inclusions de plagioclase en petits cristaux très corrodés, quartz en gouttelettes ou en sections à tendance automorphe, biotite plus ou moins chloritisée, minéraux accessoires et parfois sillimanite en fine baguette.

Le quartz est abondant, en plages mono- ou polycristallines, xénomorphes, atteignant jusqu'à 3 mm, et qui présentent souvent une extinction roulante. Il corrode le plagioclase et la biotite. En revanche à son contact le feldspath potassique montre des contours automorphes. On le trouve en inclusion dans ce dernier mais aussi dans le plagioclase et dans la muscovite.

Le plagioclase (An 10-15) présente des cristaux parfois subautomorphes mais le plus souvent xénomorphes avec des dimensions variables (jusqu'à 5 mm). Il est corrodé par le quartz et le feldspath potassique au contact duquel il développe des bourgeons de myrmékite. On le trouve en inclusions dans le feldspath potassique. Lui-même renferme quelques lamelles de biotite, des gouttelettes de quartz, de l'apatite et du zircon.

La muscovite, parfois très abondante, apparaît en lamelles automorphes plurimillimétriques. Elle est souvent associée à la biotite.

La biotite est en lamelles millimétriques parfois très corrodées par le quartz et le feldspath potassique. On la trouve en inclusion dans les minéraux blancs.

Parmi les minéraux accessoires, l'apatite et la tourmaline sont les plus représentées, le zircon est peu fréquent.

La sillimanite est très rare. Elle apparaît sous forme de fines baguettes en inclusion dans le feldspath potassique, généralement ourlée par de la muscovite. Elle est relictuelle et témoigne de l'origine anatectique de ce granite acide dont la susceptibilité magnétique (Gleizes, 1992) est très constante et faible ( $3 \text{ à } 5 \times 10^{-5}$  SI).

Au point de vue structural, l'anisotropie de la susceptibilité magnétique montre que les foliations sont faiblement à moyennement pentées, plutôt vers le Sud-Est, subconcordantes avec les foliations de l'encaissant. Les linéations sont faiblement plongeantes, plutôt organisées selon NE-SW, au moins dans la partie occidentale. L'examen microscopique révèle que les microstructures sont totalement magmatiques.

### Filons et petits corps

**P. Pegmatites.** Roches claires, à gros grain, à quartz, feldspath potassique, muscovite, biotite rare, tourmaline et parfois béryl. Leur susceptibilité magnétique est très faible ( $0,5 < K < 2,5 \times 10^{-5}$  SI).

Elles constituent des amas importants, certains plurihectométriques, autour du granite de Garrassoula qu'elles semblent envelopper, témoignant d'un hydrothermalisme important. Elles sont moins abondantes autour du massif du pic des Trois-Seigneurs où là aussi elles sont orientées parallèlement à la foliation métamorphique majeure. On en rencontre également, non cartographiables, recoupées par les corps granitiques leucocrates de Soulcem.

**Y. Filons de granitoïdes variés.** Au voisinage des granodiorites de Salau et d'Aurenère s'allongent des sills blanchâtres, microgrenus, atteignant 1 à 2 km de long. Ils recoupent la granodiorite de Salau. Ils ont dans et près de celle-ci une composition granodioritique et une structure à grain fin. À quelque distance c'est une composition granitique, parfois dioritique et une structure microgrenue à quartz automorphe (Derré, 1978). Ils sont généralement disposés selon la stratification et sont parfois plissés comme elle, selon C. Derré, principalement lors de la phase majeure hercynienne. Ils sont affectés, selon cet auteur, par la schistosité majeure S2 liée à cette phase, schistosité soulignée par des biotites de deuxième génération. Des similitudes entre celles-ci et celles de la granodiorite de Salau indiqueraient qu'elles ont cristallisé pendant l'épisode thermique dû à la montée de ce pluton. Le réseau le plus développé de ces dykes et sills plissés par D2 se trouve à l'Est de Salau et Saubé.

Jusqu'à 1 km environ de la bordure du massif de Bassiès s'observent des dykes et des sills, dont l'épaisseur peut atteindre 20 m, de granodiorite à structure plutôt porphyrique. Ils paraissent du même âge que le batholite. J. Zandvliet a signalé des dykes aplitiques en bordure même et dans la granodiorite, qui sont plus récents qu'elle.

Aux alentours des migmatites de Biert, de petits amas lenticulaires de microgranites, passant à des pegmatites et à des aplites, sont intercalés dans les terrains cambriens métamorphiques suivant la foliation majeure de ceux-ci. Ils paraissent de cristallisation syncinématique.

**Q. Quartz.** Dans le massif des Trois-Seigneurs, des lentilles de quartz massif blanc, d'origine hydrothermale, sont disposées parallèlement à la foliation principale des micaschistes. Ils sont particulièrement nombreux le long de la bordure nord de la granodiorite des Trois-Seigneurs. Certains recoupent nettement la granodiorite.

## Roches d'origine mantellique

$\pi^2$ . **Lherzolites.** Roches d'aspect massif, à patine brun rougeâtre, grenue, ultramafique (très riche en Fe et Mg). La localité type est l'étang de Lers (anciennement Lherz), le terme ayant été proposé par La Metherie, en 1797. Ce sont des roches de type périclase, à olivine, pyroxène très riche en Fe et Mg (hypersthène), pyroxène calcique (diopside) et spinelles. Elles constituent plusieurs petits massifs mis en place tectoniquement au sein des marbres mésozoïques de la bande d'Aulus. Pour l'essentiel, leur cristallisation s'est faite dans des conditions de température et de pression très élevées correspondant à des profondeurs de l'ordre de 50 km, soit sous la discontinuité de Mohorovicic (Moho) dans le manteau supérieur.

À la suite de la première étude d'ensemble présentée par A. Lacroix en 1894, de nombreux travaux pétrologiques, structurologiques et géochimiques ont été publiés sur les lherzolites des Pyrénées, essentiellement celles de la région de Lers qui présentent la plus grande variété de types de roches. On trouvera les principales références bibliographiques dans le chapitre sur les lherzolites de la Synthèse des Pyrénées (vol. 2, à paraître) qui constitue une mise au point détaillée sur la question et dont les principales interprétations sont reprises ci-après.

• **Conditions de gisement.** Ces corps se sont mis en place dans leur encaissant actuel sous forme d'écaillés tectoniques. Dans la région de Lers, ils affleurent à proximité d'écaillés infracrustales de roches catazonales (granulites) (cf. fig. 13) montrant la coexistence dans la même structure de témoins du manteau supérieur et de la croûte inférieure (Azambre et Ravier, 1978 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984). Le contact entre les lherzolites et les roches carbonatées encaissantes est souvent marqué par une bréchification importante qui affecte aussi bien les lherzolites que les calcaires. Plusieurs hypothèses sur l'origine de ces brèches ont été proposées : tectonique (Lacroix, 1900), sédimentaire (Choukroune, 1973 ; Lacroix, 1892), explosive ou hydraulique (Avé-Lallemant, 1967 ; Minnigh *et al.*, 1980 ; Ravier, 1959). La dernière, reprise par O. Dauteuil *et al.* (1987), semble rendre compte du caractère particulier de ces brèches qui seraient dues à des réactions métamorphiques de décomposition des carbonates libérant des fluides riches en CO<sub>2</sub> et entraînant la fracturation hydraulique des roches carbonatées et des lherzolites.

Au contact des lherzolites apparaissent localement (Lers et Freychinède) de minces formations friables contenant saphirine, kornerupine, gédrite, corindon, cordiérite, phlogopite (Monchoux, 1972). Elles sont interprétées comme le produit de la transformation par la lherzolite de roches crustales en profondeur à 800-900 °C et 6-9 kbar (Monchoux, 1970) mais sans doute à plus faible pression (Minnigh *et al.*, 1980 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984).

• **Lithologie.** Les différents massifs (fig. 12 pour celui de Lers) sont constitués principalement de lherzolites à spinelles litées ; le litage est défini par la présence de niveaux parallèles de websterites à spinelle. On observe, en outre, la présence de pyroxénites à grenat, de bandes continues de harzburgites ou de lherzolites harzburgitiques et de filons tardifs de pyroxénites à amphibole ainsi que des veines minces de hornblendites. La serpentinisation est faible et généralement localisée dans les plans de fracture. Les fabriques observées (Avé-Lallemant, 1967) résultent d'un écoulement plastique à hautes températures et pressions et sont caractéristiques des péridotites issues du manteau supérieur.

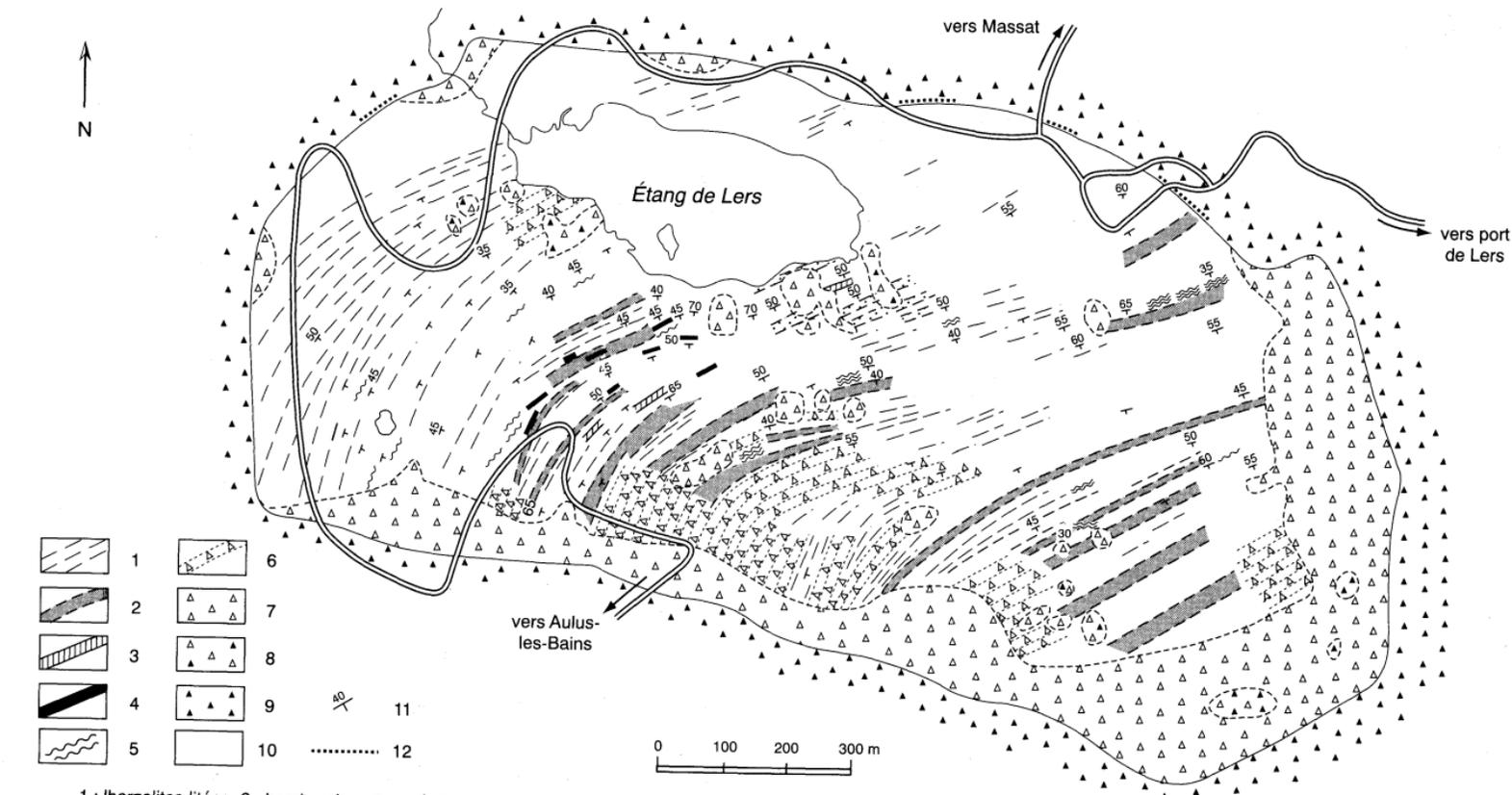
– *Péridotites* Les péridotites sont affectées par une foliation matérialisée par un aplatissement des minéraux et une linéation bien exprimée par les cristaux noirs de spinelles. Il existe des termes intermédiaires entre les lherzolites avec un rapport Opx/Cpx\* relativement constant (environ 2-4), et les harzburgites (Opx/Cpx voisin de 10). Les minéraux accessoires (< 1 %) sont constitués par de la pargasite, des sulfures de Cu-Fe-Ni et exceptionnellement de l'ilménite (Conquéré, 1978 ; Lorand, 1989a). Les variations des compositions en éléments majeurs et traces lithophiles indiquent que les lherzolites sont des résidus après une fusion partielle de faible degré (< 10 %) de liquide restant (Bodinier *et al.*, 1988 ; Loubet et Allègre, 1982). Les sources mantelliques des lherzolites pyrénéennes sont situées dans le champ de stabilité des lherzolites à grenat avec fusion partielle par décompression adiabatique au cours d'une montée de diapir asthénosphérique.

Les structures indiquent deux stades de déformation plastique et de recristallisation (Conquéré et Fabriès, 1984a,b). Le premier stade produit des structures à gros grains. Les fabriques d'olivine (Avé-Lallemant, 1967) indiquent une direction de fluage contrôlée par des systèmes de glissement compatibles avec un stade de déformation plastique à haute température et faible contrainte. Un deuxième épisode de déformation cisailante et de recristallisation présente les caractères de déformation de basse température et contrainte élevée (Fabriès *et al.*, 1991 ; Vétil *et al.*, 1988). Les structures correspondantes de type porphyroclastiques sont très inégalement développées et peuvent conduire dans certains cas à des textures d'ultramylonites. Les compositions des minéraux reflètent cette évolution en deux étapes : les données géothermobarométriques à partir des cœurs des porphyroclastes de pyroxènes indiquent, pour le premier épisode, des températures proches de 950 °C pour des pressions de 8 à 17 kbar. Le deuxième épisode a eu lieu à plus basses températures et pressions : 600-750 °C pour des pressions supérieures à 9 kbar.

– *Pyroxénites.* Trois types de pyroxénites ont été distingués (Conquéré, 1977, 1978). Le plus fréquent correspond au litage webstéritique centimétrique à bord diffus ou bord net concordant sur le plan de foliation avec parfois étirement et structures lenticulaires. Le deuxième type est repré-

---

\* Opx : orthopyroxène ; Cpx : clinopyroxène



**Fig. 12 - Constitution lithologique du complexe de Lers (Conquéred, 1978)**

senté par des gros bancs à bords nets généralement zonés dont les compositions varient depuis des orthopyroxénites ou webstérites à spinelle jusqu'à des clinopyroxénites riches en grenat. Le troisième type, rare, correspond à de gros bancs de clinopyroxénite à grenat affectés par des plis très ouverts, et localement discordants sur le plan de foliation (Avé-Lallemant, 1967). Ces pyroxénites (« ariégites » ; Lacroix, 1901) ont une structure généralement porphyroclastique avec de gros cristaux de pyroxènes, spinelle et/ou grenat dans une matrice finement grenue composée des mêmes minéraux. Dans certains lits épais, les mégacristaux de pyroxènes renferment des exsolutions de pyroxènes, spinelle et/ou grenat indiquant que les associations minérales actuelles résultent de la recristallisation subsolidus de paragenèses à ortho- et clinopyroxènes riches en Al (Conquéré, 1977, 1978 ; Sautter et Fabriès, 1990).

Quant à l'origine de ces pyroxénites, la plupart des auteurs s'appuyant sur le zonage systématique des pyroxénites en lits épais proposent un modèle magmatique résultant d'un processus de ségrégation cristalline (Bodiner *et al.*, 1987a ; Conquéré, 1977) par « cristallisation d'écoulement magmatique » dans les conduits des filons. Les pyroxénites litées ont des compositions chimiques de cumulats séparés à haute pression de magma tholéiitiques et seraient en équilibre avec des liquides semblables aux tholéiites continentales (Bodiner *et al.*, 1987a).

Les données géothermobarométriques indiquent que le processus de cristallisation d'écoulement magmatique, contemporain du premier stade de déformation, a débuté vers 1 350 °C et  $16 \pm 2$  kbar, et que le refroidissement isobare s'est achevé vers 950 °C et 12-15 kbar. Le deuxième épisode s'est traduit par une troisième génération d'exsolution dans les mégacristaux de pyroxène et par la déstabilisation du grenat (kelyphitisation).

– *Filons riches en amphibole.* Suivant la proportion d'amphibole, on distingue des pyroxénites à amphibole constituées de kaersutite, clinopyroxène, orthopyroxène rare, spinelle et/ou grenat et des hornblendites contenant au moins 90 % de kaersutite existant avec du phlogopite (« lherzites » de A. Lacroix, 1917). Les minéraux accessoires sont des oxydes ferrotitanés (ilménite, rutil, magnétite ; Conquéré, 1978 ; Lorand *et al.*, 1990) et des sulfures de Fe-Ni-Cu (Lorand, 1989b). Les pyroxénites à amphibole sont généralement concentrées dans des zones d'injection de veines souvent parallèles qui recoupent le plan de foliation mais sont affectées par la même foliation pénétrative que les péridotites encaissantes avec textures porphyroclastiques secondaires.

Les hornblendites se présentent en lentilles à l'intérieur des filons de pyroxénites à amphibole ou en veines isolées sécantes sur la foliation au sein des péridotites massives. Ces roches sont généralement affectées par la foliation pénétrative mais se seraient mises en place tardivement par rapport aux pyroxénites à amphibole.

L'origine magmatique des filons riches en amphibole a toujours été admise. Sur la base de leurs compositions chimiques en éléments majeurs et traces, ces veines à amphibole ont été interprétées comme des cumulats cristallins formés à haute pression et haute température à partir des basaltes alcalins (Bodinier *et al.*, 1987b ; Conquéré, 1971 ; Loubet et Allègre, 1982). Dans les veines minces ou en bordure des plus épaisses, il y a un rééquilibrage chimique entre les veines et leurs péridotites encaissantes.

Des données radiométriques obtenues sur les amphiboles de ces roches indiquent des âges de cristallisation proches de 100 Ma (Golberg *et al.*, 1986, Verschure *et al.*, 1967 ; Montigny, inédit), c'est-à-dire contemporains de la mise en place du magmatisme alcalin de surface (Montigny *et al.*, 1986).

### Magmatismes mésozoïques

**∅. Trias. Dolérites (ophites).** Roches massives, sombres, prenant par altération une teinte verte et un aspect en peau de serpent (*ophis*) dû à leur structure faite de grands cristaux de pyroxène englobant des petites lattes de feldspath plagioclase.

Les ophites sont des dolérites généralement liées à des formations du Trias supérieur dans lesquelles elles se sont mises en place, d'après les mesures géochronologiques (Montigny *et al.*, 1982), à l'Infralias. Ces intrusions ont été désolidarisées de leur encaissant originel et morcelées par la tectonique pyrénéenne.

Les ophites présentent des compositions relativement homogènes avec comme minéraux principaux de l'olivine, des pyroxènes (augite et pigeonite), des plagioclases calciques et des oxydes de Fe et de Ti. Ces roches présentent dans certains cas des faciès de cumulats à structure pœcilitique et orthopyroxène, d'autre part des faciès pegmatitoïdes comportant une phase interstitielle micropegmatitique (Azambre *et al.*, 1987).

Dans le domaine pyrénéen, la presque totalité des ophites est affectée par des transformations tardi- à postmagmatiques qui oblitérent plus ou moins complètement les paragenèses originelles, ces transformations peuvent être liées à une évolution de type deutérique ou à l'intervention du métamorphisme pyrénéen (Azambre *et al.*, 1987).

C'est dans la zone axiale que l'on trouve les ophites les moins transformées, associées à des sédiments triasiques peu ou pas métamorphiques. Les ophites de Rouze sont localement fraîches et caractérisées par des assemblages à augite, pigeonite, plagioclase calcique, micropegmatite, biotite et amphibole tardimagmatiques ; l'olivine est transformée en phyllites. Dans la même zone ou près de Guzet-Neige, les ophites sont caractérisées

par des paragenèses du faciès des schistes verts : actinote, épidote, albite, chlorite, parfois muscovite, et leurs structures initiales sont parfaitement reconnaissables. Seul le clinopyroxène magmatique est, dans certains cas, conservé, ainsi que, parfois, le plagioclase calcique.

Dans le fossé d'Aulus les ophites ont subi des transformations dans les faciès des amphibolites (Golberg et Leyreloup, 1990). Dans la région de Lers apparaissent plusieurs affleurements de petite taille d'ophites entièrement recristallisées et dont la texture est devenue granoblastique parfois à joints triples (Ravier et Azambre, 1986). Les principaux minéraux néoformés, amphibole alumineuse, clinopyroxène, plagioclase et scapolite, sont à l'équilibre et ont cristallisé à des températures de l'ordre de 550 °C. Ces transformations sont directement liées au métamorphisme pyrénéen ce qui a permis d'obtenir un âge sur amphibole de la phase statique du métamorphisme qui est de 95 Ma (Montigny *et al.*, 1986). Les autres ophites du fossé d'Aulus ont subi des transformations moins poussées, avec conservation des structures magmatiques originelles et parfois du pyroxène initial, mais appartenant également au faciès amphibolite avec apparition de scapolite et hornblende.

**θ. Albien. Gabbros.** En dehors de quelques blocs de gabbros alcalins métamorphisés, associés au Trias du Courtal d'Agnes, le magmatisme alcalin crétacé est représenté par deux gisements de gabbros découverts et décrits par A. Lacroix (1901). Il s'agit d'affleurements ne dépassant pas quelques centaines de mètres carrés situés le long d'accidents, le premier au port de Saleix, le second au Sud-Ouest du col Dret, au lieu-dit les Plagnaux à proximité d'une ophite et d'une écaille de granulite (Azambre et Ravier, 1978). Ces intrusions sont constituées par des gabbros alcalins à olivine, clinopyroxène, kaersutite, biotite, plagioclase, apatite, sphène et oxydes ferrotitanés avec des structures gabbroïques à doléritiques, plus ou moins pœcilitiques ou porphyriques dans les faciès de bordure. Le gisement des Plagnaux est en grande partie constitué par des gabbros picritiques (melagabbros) particulièrement bien conservés, à texture de cumulat (pœcilitique), avec dans l'ordre de cristallisation : spinelle, olivine, clinopyroxène, kaersutite, orthopyroxène, biotite et plagioclase. Cette roche a fait l'objet d'une datation K/Ar (Montigny *et al.*, 1986) qui indique un âge de 107-109 Ma.

Par ailleurs, ces intrusions et en particulier les faciès gabbroïques, ont subi les effets du métamorphisme pyrénéen, contrôlé par un réseau de fractures, qui a entraîné l'apparition de paragenèses du faciès amphibolite : scapolite, amphiboles alumineuses et biotite, se superposant ou remplaçant les assemblages magmatiques originaux. L'âge plus récent (95 Ma) du métamorphisme statique dans ce secteur est ainsi compatible avec la chronologie des événements magmatiques et métamorphiques.

## TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

### Métamorphisme régional hercynien

Un métamorphisme régional prograde, de haute température et basse pression, affecte les séries grésopélitiques cambriennes. Son intensité croît du Nord vers le Sud dans le massif des Trois-Seigneurs, et de façon concentrique vers le leucogranite de Soulcem, dans l'angle sud-est de la feuille (Pla-Subra), en bordure de l'ensemble gneissique du massif de l'As-ton. L'intensité va de la zone à séricite-chlorite à la zone à sillimanite et, dans le massif des Trois-Seigneurs, jusqu'aux migmatites. Les isogrades délimitent des zones d'intensité qui sont chacune caractérisées par l'existence d'une association minérale stable dans les conditions de température et de pression auxquelles les terrains ont été soumis. On a distingué la zone à biotite ( $Z^{bt}$ ), la zone à andalousite ( $Z^{and}$ ), la zone à sillimanite ( $Z^{sil}$ ) et la zone à sillimanite-orthose ( $Z^{sil-kfs}$ ). Ces minéraux sont facilement identifiables à l'œil nu ou à la loupe. D'une façon générale, les isogrades coupent la stratification ; elles sont aussi obliques à la foliation, ou schistosité principale synmétamorphe, ainsi qu'aux contours des massifs granitiques.

Dans le *massif des Trois-Seigneurs*, cette foliation est toujours fortement inclinée et moule la granodiorite. Cependant, à proximité de ce pluton, une schistosité de crénulation moins inclinée, soulignée par l'orientation de lamelles de biotite et de muscovite (Mercier, 1988) et d'une deuxième génération d'andalousite (Kriegsman, 1989), recoupe la foliation principale ; elle est plan axial de plis traduisant un raccourcissement vertical peut-être contemporain de la mise en place de la granodiorite des Trois-Seigneurs (Gleizes, 1992). Pour A. Mercier, ces phases se situent dans le continuum du métamorphisme régional, tandis que selon J. Kriegsman, la deuxième, plus intense s'est produite après le raccourcissement vertical, et avant l'intrusion de la granodiorite.

Dans le *secteur de Pla-Subra*, à chaque zone de métamorphisme croissant correspond une foliation moins pentée que dans la précédente (plus précisément la foliation initiale est transposée dans un plan moins incliné) en relation avec une phase de déformation particulière (aplatissement vertical) ; il en a résulté la formation d'un dôme structuro-métamorphique (Verhoef *et al.*, 1984) centré sur le granite de Soulcem, dont la datation Rb/Sr à  $292 \pm 13$  Ma (Majoer, 1988) donne aussi l'âge de cette culmination du métamorphisme associé, comme dans les Trois-Seigneurs, à un raccourcissement vertical.

**$Z^{bt}$ . Zone à biotite.** Dans le *massif des Trois-Seigneurs*, elle n'apparaît, sur cette feuille, qu'à l'Ouest du granite de Garrassoula. Selon A. Mercier (1988), la biotite et la muscovite associées apparaissent d'abord dans les lits gréseux, en fines lamelles le plus souvent agglomérées, puis dans les lits pélitiques et phylliteux. En fait, il y a passage progressif à des mica-

chistes à débit schisteux accentué, à patine satinée de teinte grise à gris foncé, dans lesquels l'observation microscopique montre des lamelles de biotite et de muscovite de 100 à 200  $\mu\text{m}$  orientées selon une schistosité et formant de minces rubans alternant avec des lits quartzeux à plagioclase (An 10-15). On trouve en sus les minéraux suivants : chlorite, apatite, zircon, tourmaline et épidote rare. Pression et température sont estimées à 1,5-2 kbar (6 à 8 km de profondeur) et à 380 °C.

Dans le *secteur de Pla-Subra*, le passage est également progressif entre des schistes à muscovite-chlorite et des schistes à biotite + muscovite. Les lamelles de biotite, de quelques millimètres de long, sont disposées parallèlement à la foliation majeure, ici S2, plan axial de plis droits, serrés, d'orientation W-E (Verhoef *et al.*, 1984 ; Zwart, 1965).

**Z<sup>and</sup>. Zone à andalousite.** L'apparition de ce minéral en baguettes sombres et trapues, centimétriques, est facile à déceler.

Dans le *massif des Trois Seigneurs*, on observe des paragenèses variées :  
andalousite  $\pm$  chlorite + muscovite + biotite ;  
andalousite  $\pm$  chlorite + muscovite + biotite + grenat ;  
andalousite + muscovite + biotite  $\pm$  chlorite + cordiérite ;  
auxquelles participent le quartz et le plagioclase oligoclase.

La staurotide est présente à la base de la zone ; elle apparaît en reliques dans l'andalousite et serait (Mercier, 1988) le témoin (de même qu'une première génération de biotites obliques par rapport à la foliation majeure qui les déforme) d'un épisode métamorphique plus précoce que celui dont les manifestations sont les plus perceptibles.

À *Pla-Subra*, il faut signaler les dimensions des cristaux d'andalousite qui ont de quelques centimètres à quelques décimètres (jusqu'à 50 cm). Ils sont répartis et non orientés dans le plan de la schistosité majeure. Ces andalousites contiennent des inclusions de biotites réparties en deux groupes (Verhoef *et al.*, 1984) : les unes dessinent une crénulation de la schistosité de la zone à biotite, les autres matérialisent une deuxième schistosité bien moins redressée. La croissance de l'andalousite leur est postérieure. La staurotide est commune et possède également des reliques d'une foliation.

**Z<sup>sil-ms</sup>. Zone à sillimanite-muscovite.** Dans le *massif des Trois-Seigneurs*, la sillimanite est associée à l'andalousite dans la partie externe de sa zone de cristallisation. La transformation complète de l'andalousite en sillimanite n'a lieu en fait que vers la base de la zone où elle se présente avec son habitus prismatique classique. Ce minéral donne aux micaschistes lorsqu'il est abondant une teinte gris argent et un aspect feutré. Au Sud du pic de la Fontanette, les prismes de sillimanite peuvent atteindre 2 cm et plus de long.

Les paragenèses sont identiques à celles de la zone précédente, la sillimanite remplaçant l'andalousite. Cependant, en bordure de la granodiorite des Trois-Seigneurs, il y a développement de feldspath potassique et la composition devient : feldspath potassique + sillimanite + quartz + biotite + plagioclase + [muscovite] + opaques + tourmaline + grenat. Les prismes de sillimanite sont allongés dans le plan de la foliation. La biotite et la muscovite apparaissent en lamelles primaires également.

Les cipolins lités présents dans cette zone ont les compositions suivantes : pour les lits calcaires, calcite + amphibole + quartz + plagioclase (An 60) + diopside + sphène + épidote + minéraux opaques ; pour les lits grésocarbonatés, quartz + plagioclase (An 50 - 60) + diopside + feldspath potassique + amphibole + calcite + sphène + épidote + opaques.

La comparaison des résultats obtenus par diverses méthodes, telle celle de la teneur en Si des muscovites, a amené A. Mercier (1988) à estimer que la pression et la température ont atteint dans cette zone  $2,9 \pm 0,3$  kbar et 620-640 °C de façon très générale.

Au *Sud-Est de Pla-Subra*, la sillimanite fibreuse se présente parfois en rosettes de 1 à 2 cm de diamètre. Elle remplace progressivement la biotite et l'andalousite et est elle-même localement remplacée par de la muscovite tardive.

Z<sup>sil-kfs</sup>. **Zone à sillimanite-orthose. Gneiss de Biert : métatexites (ζM).** Des roches à aspect de gneiss font en quelques centaines de mètres la transition entre les micaschistes à sillimanite et la zone de l'anatexie (diatexites et granites) située plus à l'Est (feuille Vicdessos). Elles affleurent sur la feuille Aulus-les-Bains à l'Est du port de Lers, au-dessus du hameau de Biert.

Elles se caractérisent par un rubanement plus ou moins régulier de lits clairs essentiellement constitués de quartz et de feldspaths potassique et plagioclase, et de lits sombres riches en biotite, à sillimanite et cordiérite ou à aspect micaschisteux. Ce rubanement est parallèle à la foliation déterminée par l'orientation des minéraux phylliteux dans les lits sombres (Mercier, 1988). Les rubans clairs ont une épaisseur millimétrique à centimétrique, jusqu'à 5 cm, et occupent un volume peu important de la roche qui est ainsi plutôt sombre.

Les conditions de température et de pression correspondant à leur formation ont été évaluées à au moins 3 kbar et 670 °C.

ξ. **Micaschistes de la forêt d'Oust.** Ils apparaissent en contact anormal avec le granite d'Ercé, au Nord, sur la feuille Saint-Girons, et les marbres aptiens de la serre de la Plagne, au Sud, dont ils sont localement séparés par une petite écaille d'ophite. Ils constituent une formation assez altérée

(patine brune), largement couverte de dépôts superficiels, qui paraît homogène sur les affleurements de la route forestière de Mirabat.

Ce sont des métapélites à texture lépidoblastique bien marquée. La paragenèse syncinématique comporte : plagioclase (An 25), quartz, biotite, cordiérite altérée et sillimanite fibreuse ; des porphyroblastes de muscovite et d'andalousite sont obliques sur la schistosité. Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, les oxydes de fer et la tourmaline (dravite riche en fer). Cette paragenèse est caractéristique d'un métamorphisme de haute température–basse pression, conditions qui sont bien connues à la fin de l'hercynien mais qui sont également celles du métamorphisme d'âge crétacé. Les micaschistes de la forêt d'Oust sont, toutefois, à rattacher sans ambiguïté au métamorphisme hercynien en raison, notamment, de leur texture qui est bien différente de celle des métapélites mésozoïques.

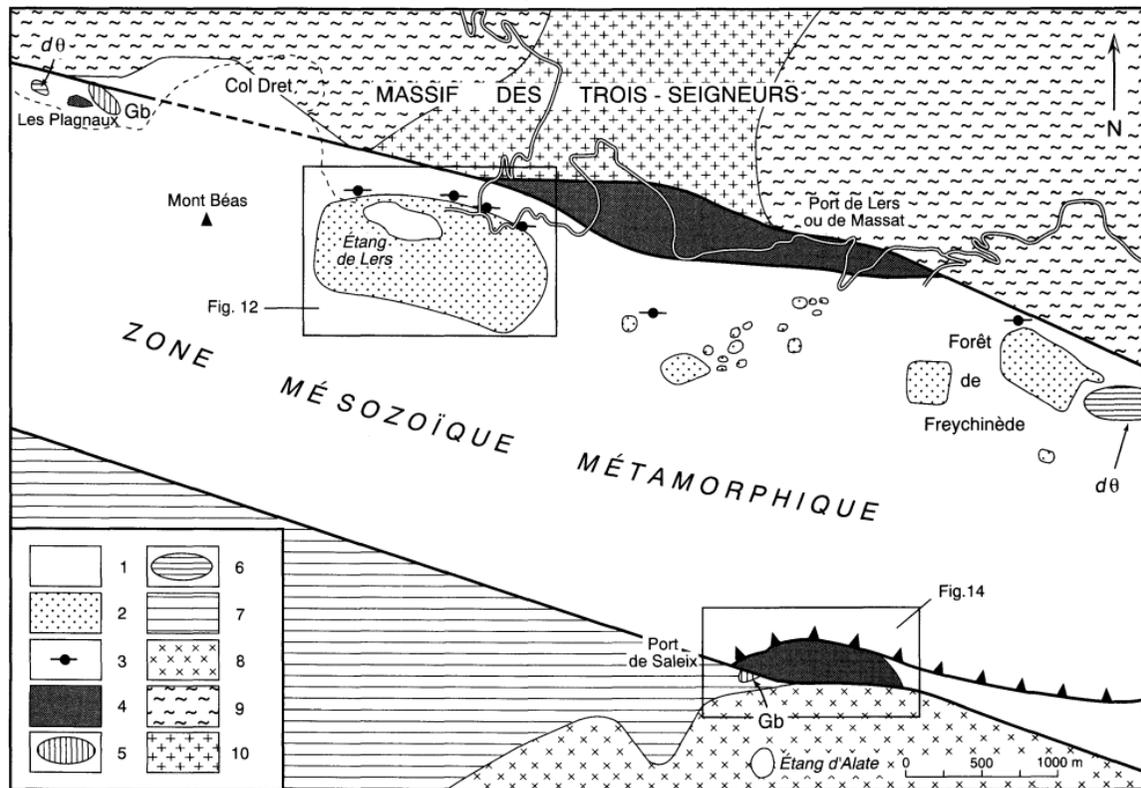
**ζ. Gneiss de Fougarous (Sérac-d'Ustou).** Ils constituent une petite écaille mise en place tectoniquement entre les marbres éocrétaqués et ceux du Dogger, au Nord-Est de Sérac-d'Ustou. Malgré de mauvaises conditions d'affleurement, le matériel paraît essentiellement constitué par une alternance de niveaux clairs et sombres (gneiss et amphibolites).

Les gneiss, avec un litage quartzo-feldspathique bien visible, comportent généralement des porphyroclastes de plagioclases puis des minéraux synschisteux : biotite, grenat de type almandin, sillimanite, plagioclase (An 30), quartz, enfin de la muscovite tardive. Il s'agit apparemment de métagrauwackes.

Les metabasites sont représentées par des amphibolites à texture grano-blastique, à hornblende, plagioclase (An 50), biotite tardive, sphène, apatite et, localement, le long des fractures, scapolite qui remplace partiellement le plagioclase.

Les conditions de formation de ces paragenèses métamorphiques sont celles du faciès des amphibolites. L'étude thermobarométrique de ces deux paragenèses suggère une pression de 5 kbar pour une température de 700 °C. La présence de plagioclases scapolitisés indique, par ailleurs, que ces roches hercyniennes ont subi l'influence du métamorphisme secondaire d'âge crétacé.

**G. Granulites (les Plagnaux, Lers, port de Saleix).** Sur la feuille Aulus, plusieurs écaillés de roches granulitiques ont été identifiées (Azambre et Ravier, 1978), puis étudiées en détail sur le plan pétrologique (Vielzeuf, 1984). Ces écaillés sont situées sur les accidents qui limitent au Nord (Lers, Plagnaux) et au Sud (port de Saleix), le fossé d'Aulus–Vicdessos (fig. 13).



- 1: terrains mésozoïques métamorphiques; 2: lherzolites; 3: roches à saphirine (Monchoux, 1972);  
 4: formations granulitiques; 5: gabbros alcalins (Gb); 6: ophites ( $d\theta$ ); 7: sédiments paléozoïques;  
 8 : granite de Bassiès; 9: micaschistes et gneiss; 10: granodiorite

**Fig. 13 - Schéma de situation et carte géologique montrant les relations entre écailles granulitiques - lherzolites - zone primaire axiale au Sud et massif nord-pyrénéen (Trois-Seigneurs) au Nord (Vielzeuf, 1980)**

L'écaille située à l'Est du port de Saleix (fig. 14), qui présente la plus grande variété de types pétrographiques, est essentiellement constituée par des granulites paradérivées (kinzigites) avec un niveau de marbres à minéraux et des intercalations de pyriclasites et de charnockites acides ; dans la partie orientale, affleure un ensemble de pyriclasites avec des niveaux anorthositiques constituant un fragment de chambre magmatique intracrustale (Vielzeuf, 1984). Une orthogranulite de cette écaille a été datée par la méthode U/Pb sur zircon et un âge de  $310 \pm 10$  Ma a été retenu (Postaire, 1982). Cet âge représenterait aussi bien l'âge de mise en place de la roche que celui du métamorphisme granulitique (Vielzeuf, 1984).

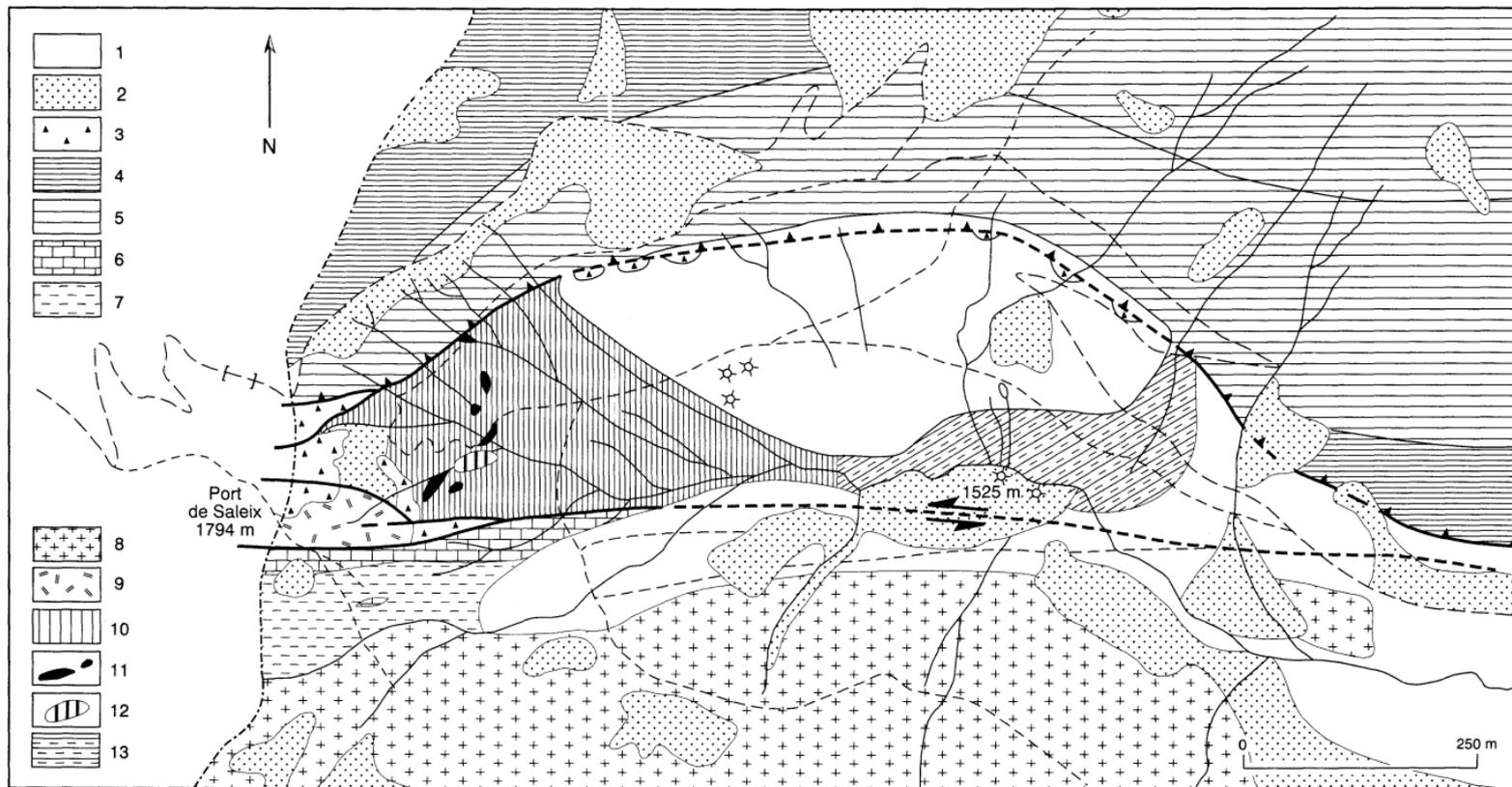
L'écaille de Lers, qui est la plus étendue mais également la plus altérée, comporte des paragneiss alumineux à passées migmatitiques ainsi que des pyriclasites plus ou moins rétro-morphosées.

À l'Ouest du col Dret, au lieu-dit les Plagnaux, affleure une écaille de roches granulitiques avec des paragneiss, des pyriclasites et des marbres à minéraux.

Cinq types principaux de roches ont été distingués dans ces écaïlles : les paragneiss, les marbres à minéraux, les charnockites acides, les pyriclasites quartziques à grenat et les pyriclasites (charnockites basiques).

• **Paragneiss alumineux (kinzigites s.l.).** Bien représentés, ils alternent avec les granulites basiques. Leur composition minéralogique primaire comporte : quartz, orthose perthitique, plagioclase, grenat, silicates d'alumine (sillimanite prismatique, disthène rare) et des minéraux accessoires (rutile, graphite, pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite et ilménite). Les minéraux secondaires sont la biotite, la cordiérite, l'andalousite, la muscovite, la chlorite et plus rarement l'orthopyroxène. Les conditions de pression de l'assemblage primaire, estimées en utilisant le baromètre grt-pl-sil-qtz sont de l'ordre de 6,2 à 6,8 kbar pour une température de 750 °C (Vielzeuf, 1984). Les évolutions rétro-morphiques sont plus ou moins importantes. Ces paragneiss alumineux représenteraient des restites après fusion partielle et recristallisation à partir d'un matériau pélitique.

• **Paragneiss à orthopyroxène.** Ces roches se présentent sous forme de niveaux minces « interstratifiés » dans les paragneiss alumineux. Ils contiennent de l'orthopyroxène, du grenat, du plagioclase, du feldspath potassique, du quartz et de la biotite. Secondairement, l'orthopyroxène peut se transformer en cummingtonite et le grenat en cordiérite et biotite. Les baromètres utilisant l'association opx + grt + pl + qtz indiquent une pression de l'ordre de 7 kbar pour 750 °C. Ces roches pourraient provenir, par le même mécanisme que précédemment, d'un matériau de type grau-wackeux.



1: glaciaire; 2: éboulis; 3: brèches polygéniques; 4: calcaires mésozoïques métamorphiques; 5: marnes mésozoïques métamorphiques; 6: calcaires ordoviciens; 7: schistes ordoviciens; 8: granite de Bassiès; 9: gabbro amphibolique; 10: granulites indifférenciées; 11: marbres à minéraux; 12: pyriclasites quartziques à grenat; 13: complexe stratifié de pyriclasites

**Fig. 14 - Contexte géologique de l'écaille de Saleix (Vielzeuf, 1980)**

• **Charnockites acides.** Les charnockites sont des formations à orthopyroxène exprimé essentiellement orthodérivées et ayant cristallisé dans les conditions du faciès granulite. Dans la région de Lers, ces roches sont peu fréquentes, essentiellement dans l'écaille de Saleix et représentent des assemblages minéralogiques et des textures différentes. Les principaux minéraux sont le quartz, le plagioclase, l'orthopyroxène (+ apatite, zircon, ilménite, pyrrhotite, pyrite) et éventuellement biotite, clinopyroxène, grenat, feldspath alcalin.

Un des échantillons à pl-opx-grt-qtz décrit en détail (Vielzeuf, 1980) a permis de proposer une pression de 7 kbar pour 750 °C. Un autre type de charnockite, observé seulement à Saleix (Azambre et Ravier, 1978) est une roche à gros grain, à texture équante, formée d'orthose perthitique, de plagioclase acide, d'orthopyroxène, et, en faibles proportions, de quartz, clinopyroxène, grenat, ilménite, zircon, apatite, rutile. Les pressions moyennes obtenues pour cet assemblage sont de 7,5 kbar. L'orthopyroxène présente des figures de déstabilisation complexes.

Les caractères chimiques de ces roches sont en faveur d'une origine orthodérivée à partir d'une lignée à tendance calco-alcaline.

• **Pyriclasites quartziques à grenat.** Ces roches, observées localement à Saleix (Vielzeuf, 1980), présentent à l'équilibre quartz, plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, grenat et contiennent en outre une faible quantité d'amphibole brune, de minéraux accessoires (zircon, apatite, ilménite, pyrite) et des minéraux secondaires (amphibole bleu-vert, biotite, scapolite) dans des filonnets recoupant la roche. Les conditions de cristallisation retenues par ces roches sont  $7,5 \pm 0,5$  kbar et 750-800 °C (Vielzeuf, 1984). Par leur composition chimique ces roches pourraient correspondre à une intrusion magmatique tholéiitique recristallisée dans les faciès granulite.

• **Pyriclasites** (charnockites basiques). Les granulites basiques sont présentes dans toutes les écailles mais sont mieux développées à Saleix où elles se présentent soit en intercalations dans la série paradérivée, soit en « massif » correspondant à un fragment de complexe stratifié à l'Est de l'écaille de Saleix. Plusieurs types de roches sont distingués : pyriclasites s.s. (norites) à plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène,  $\pm$  amphibole brune et biotite ; anorthosites s.s., anorthosites à deux pyroxènes et anorthosites à deux pyroxènes et amphibole brune ; pyriclasites à grenat constituées de clinopyroxène, orthopyroxène, grenat, plagioclase.

La rétrogenèse se traduit par l'apparition de cummingtonite et de biotite aux dépens des pyroxènes, et le long de zones de fracture par l'apparition d'amphibole verte (hornblende-actinote) et de scapolite (aux dépens du plagioclase).

Les compositions chimiques de ces différentes roches indiquent des affinités essentiellement tholéiitiques. Signalons l'étude géochimique détaillée de ce « complexe basique granulitique » par C. Pin (1989) qui y caractérise une origine à partir d'un manteau « appauvri ».

• **Marbres à minéraux.** Les formations carbonatées catazonales n'ont été reconnues que dans les écaillés de Saleix et des Plagnaux (Azambre et Ravier, 1978 ; Lacroix, 1900) où elles apparaissent en bancs plus ou moins bréchiques de quelques mètres d'épaisseur. Ce sont des roches inhomogènes avec des proportions variables des minéraux suivants : calcite, dolomite, forstérite, humites *s.l.*, phlogopite, spinelle vert, clinopyroxène, plagioclase, apatite, rutile, sphène. L'évolution rétro-morphique se traduit par la cristallisation de carbonates, phlogopite, clinohumite et clinopyroxène secondaires et par l'apparition de trémolite, clinocllore, serpentinite, clinozoïsite, amphibole bleu-vert, scapolite.

La température minimale des assemblages primaires d'après les travaux expérimentaux est de 700 °C (Vielzeuf, 1980).

• **Clinopyroxénites et paragenèses calciques.** Dans les trois écaillés de la région de Lers apparaissent, à différents niveaux en contact ou non avec les calcaires catazonaux, des roches formées essentiellement de clinopyroxène, grenat calcique, épidote, zoïsite, et de manière subordonnée calcite, plagioclase, amphibole bleu-vert, sphène, quartz. Ces paragenèses peuvent provenir dans certains cas de la transformation d'une roche carbonatée au contact d'une pyriclasite (Azambre et Ravier, 1978), ou, plus généralement, de processus métasomatiques tardifs (Vielzeuf, 1984) pouvant être liés au métamorphisme pyrénéen.

**En conclusion,** les conditions primaires de cristallisation des paragenèses de la région de Lers sont estimées autour de 750-800 °C,  $7 \pm 0,5$  kbar. Ce sont les pressions les plus importantes relevées pour les granulites des Pyrénées (Vielzeuf, 1984) ce qui est étayé par l'absence de cordiérite primaire et les conditions d'équilibre réalisées dans les pyriclasites quartziques à grenat.

Les évolutions rétro-morphiques des granulites ont été rapportées à un phénomène d'amincissement crustal posthercynien (Vielzeuf, 1980). Cependant, un certain nombre de transformations rétrogrades (paragenèses à scapolite, hornblende-actinote, biotite) présentes dans différents types de roches (pyriclasites, charnockites, marbres), et souvent en liaison avec un réseau de fractures, sont à rapporter au métamorphisme pyrénéen (Azambre et Ravier, 1978). Des mesures Rb/Sr sur deux couples biotites-roches totales des paragenèses granulitiques de Saleix indiquent des âges de 81 et 93 Ma témoignant d'une reprise par le métamorphisme pyrénéen (Vielzeuf, 1984). Les parts respectives des rétro-morphoses pyrénéennes et hercyniennes sont encore à préciser.

### **Métamorphisme de contact des plutons hercyniens**

L'élévation de la température accompagnant l'intrusion des magmas a provoqué des transformations minéralogiques des terrains encaissants dans une zone dont la largeur, variable, peut atteindre 1 km. Sa limite externe

est repérée sur le terrain par l'apparition, décelable à l'œil, de minéraux tels que la muscovite, la biotite et l'andalousite groupés en petits amas noduleux grisâtres ou en taches sombres millimétriques. À proximité du granitoïde, la roche extrêmement durcie prend un aspect corné (*cornéenne*). Les calcaires massifs sont transformés en *marbres* à grands cristaux de calcite contenant parfois de gros grenats. Les alternances calcaréo-pélitiques, en particulier celles de la base du Dévonien, ont donné des « *barégiennes* » à lits rosés et verts à grenat et pyroxène, lits blancs à calcite et pyroxène, lits sombres à micas noirs.

C'est sur le pourtour du massif de Bassiès que les caractères du métamorphisme de contact sont le plus facilement observables. Ils sont communs au métamorphisme développé autour des autres massifs. On note qu'il n'y a pas de métamorphisme de contact autour de la granodiorite des Trois-Seigneurs et du granite leucocrate de Garrasoula, probablement parce qu'il existait un certain équilibre thermique entre les magmas et l'encaissant en cours de métamorphisme. Pour ce qui est du secteur de Salau, l'étude de l'importante minéralisation en pyrrhotite à scheelite, qui est ici associée au métamorphisme de contact, s'est accompagnée d'une étude précise de ce dernier (Charuau, 1974 ; Derré, 1973 ; Derré *et al.*, 1980 ; Soler, 1977) mettant en évidence d'une part son étendue vers l'Ouest qui permet de soupçonner le prolongement de la granodiorite dans cette direction, et d'autre part plusieurs stades de cristallisation corrélés avec les principales phases de déformation.

Le contact entre le granitoïde et la roche encaissante est en général tranché ; on ne signale que localement une injection de magma lit par lit sur quelques décimètres d'épaisseur dans les schistes d'origine argileuse. Ceux-ci sont transformés sur quelques centaines de mètres en cornéennes à andalousite et cordiérite. Ces minéraux sont représentés le plus souvent par des nodules allongés, centimétriques, de muscovite et séricite de rétro-morphose, au milieu desquels ils subsistent parfois à l'état de relique. Le fond de la roche est finement grenu à biotite abondante, quartz et clinozoïsite. Tout près du contact, les cornéennes contiennent du feldspath plagioclase (An 20-25) parfois de grands cristaux de feldspath potassique à inclusions de biotite, ainsi que des cristaux de corindon au cœur de l'andalousite (Zandvliet, 1960). Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et des minerais. La tourmaline et de grandes plages de muscovite ont parfois remplacé nombre d'entre eux. Dans la partie externe de la zone, on observe que des schistes tachetés d'agrégats millimétriques sombres à base d'andalousite séricitisée.

Dans les sédiments gréseux se sont formés peu de cristaux d'andalousite et de cordiérite mais beaucoup de biotite dans un fond de quartz recristallisé, à feldspaths près du contact, à séricite, muscovite, apatite et zircon.

Dans le secteur de Salau, le métamorphisme de contact intéresse presque essentiellement des calcaires. À quelque distance de la granodiorite, les alternances de calcaires et de pélites argileuses contiennent de l'albite, de l'épidote, de la chlorite, de la biotite et de la trémolite. La pyrrhotite apparaît dans les niveaux pyriteux. Dans les niveaux détritiques on trouve la tourmaline, le sphène et l'ilménite. Ces minéraux caractérisent le faciès des « *cornéennes à albite-épidote* ».

Plus près de la granodiorite (50 m environ), les alternances de calcaires et de pélites argileuses passent à des lits à silicates calciques : des lits de calcaire recristallisé à diopside alternent avec des lits à diopside, idocrase et grossulaire. À ces minéraux s'ajoutent le zircon, le sphène, l'apatite, la tourmaline et des sulfures. Il s'agit là de « *barégiennes* » dans le vrai sens du terme, caractérisant le faciès des « *cornéennes à hornblende* ». De nombreux plis de toutes dimensions affectent ces roches rubanées ; ils sont rapportés à la phase majeure de plissement hercynien qu'accompagne une schistosité qui déforme les minéraux de ce métamorphisme thermique, de même que la bordure de la granodiorite (Charreau, 1974 ; Derré, 1973).

Les calcaires et les dolomies massives sont largement recristallisés (cipolins) et la matière organique transformée en graphite rassemblé en rubans sombres et contournés.

Le long du contact de la granodiorite se sont développés des *skarns* massifs à hédénbergite, grenat et scheelite (qui paraît contemporaine du pyroxène) aux dépens des cipolins rubanés, épais de quelques centimètres à 1 m, et des *skarns rubanés* (« skarnoïdes ») formés par l'alternance de rubans riches en pyroxène, épidote et scheelite, et de rubans à pyroxène, épidote et grenat, provenant de la transformation des cornéennes à silicates calciques par apport de fer, de manganèse, de silice, de tungstène et départ de calcium. C'est en remplacement de ces *skarns* que se rencontre la minéralisation en pyrrhotite et scheelite à teneur économique en tungstène.

La température estimée de ce métamorphisme varie de 485 °C à 540 °C selon les positions dans l'auréole et les phases de cristallisation (Derré, 1978 ; Derré *et al.*, 1980). Les circulations de fluides ont joué, semble-t-il, un rôle primordial dans les transformations métasomatiques et le dépôt des concentrations de minerais (Fontailles *et al.*, 1988).

### **Métamorphisme pyrénéen**

Un métamorphisme régional essentiellement thermique, dit « pyrénéen », s'est développé au cours du Crétacé et de manière discontinue dans les fossés albo-cénomaniens de la partie méridionale de la zone nord-pyrénéenne. Ce métamorphisme, qui s'est manifesté dans un contexte d'extension, est associé à un flux de chaleur élevé résultant de l'amincissement crustal pendant le mouvement transformant senestre de l'Ibérie par

rapport à l'Europe (Choukroune et Mattauer, 1978). Ce métamorphisme présente des caractéristiques à la fois statiques et dynamiques qui ont entraîné plusieurs interprétations sur les relations avec les déformations, les unes insistant sur l'aspect statique (Ravier, 1959), les autres sur l'aspect syncinématique (Choukroune, 1976), enfin les dernières montrant l'existence de paragenèses à la fois anté- et syn- à postcinématiques (Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987).

L'intensité du métamorphisme est variable. Les conditions paroxysmales déterminées dans la partie orientale de la chaîne (Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987) sont de l'ordre de 600 °C pour des pressions ne dépassant pas 3 kbar.

Le métamorphisme pyrénéen qui est le plus souvent isochimique (Ravier, 1959) est contrôlé par des circulations de fluides (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl) (Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987). Les sédiments mésozoïques affectés présentent des compositions variées avec essentiellement des formations carbonatées.

### **Fossé d'Aulus**

• **Minéralogie.** Le quartz est fréquent. Les carbonates sont représentés par la calcite surtout et par la dolomite. Les feldspaths, orthose et surtout plagioclase calcique proche du pôle anorthite, sont ubiquistes et forment des porphyroblastes subautomorphes dans les marbres ou des microcristaux arrondis dans les autres formations. Les scapolites, minéraux typiques du métamorphisme pyrénéen, apparaissent en prismes allongés bien visibles dans les marbres ou en plages xénomorphes dans les roches calcaropélitiques. Les micas trioctaédriques sont abondants : phlogopite dans les marbres, biotite dans les niveaux plus pélitiques. La muscovite est fréquente et généralement syn- à postcinématique. Le talc est rare, ainsi que la margarite qui apparaît avec la chlorite et la muscovite dans certains marbres peu métamorphiques. Les chlorites sont abondantes (clinochlore). Les amphiboles sont représentées surtout par des actinotes-trémolites en grandes baguettes dans les marbres, mais aussi par des amphiboles alumineuses (hornblende) dans les formations rhétiennes. Les clinopyroxènes (diopside) sont fréquents en microcristaux dans certains niveaux calcaropélitiques. Les minéraux du groupe épidote-zoïsite sont abondants surtout à la base de la série (Rhétien, Lias). Les minéraux opaques sont représentés par des sulfures de fer, mais aussi par des oxydes dans certains marbres. Le sphène et la tourmaline sont des minéraux accessoires fréquents, l'apatite, le rutile ainsi que l'allanite sont plus rares. Les silicates d'alumine (sillimanite, andalousite) et la cordiérite ont été observés dans les grès pélitiques du cap de Paillé.

• **Nature des sédiments, assemblages minéralogiques et relations avec la déformation**

– *Méta-évaaporites et roches associées du Trias (ou de l'infra-Lias)*. Les compositions sont variées allant d'argilites à des termes argilo-carbonatés contenant généralement du magnésium et du chlore, et qui, dans la plupart des cas, ne sont pas orientés (paragenèses statiques). Dans ces séries, un niveau repère est facilement identifiable : il s'agit de roches tachetées parfaitement équantes, nommées par A. Lacroix « cornéennes micacées » et qui correspondraient à d'anciennes argilites évaporitiques (Ravier et Thiébaud, 1982). Elles sont constituées par des scapolites zonées, des phlogopites, des épidotes-zoïsites ou du diopside, du sphène, des tourmalines et parfois de la calcite.

Des niveaux plus carbonatés leur sont associés ainsi que des roches correspondant à des assemblages variés impliquant d'importantes circulations de fluides (faciès de type skarn). Les principales phases minérales : amphiboles (hornblende), micas (biotite-phlogopite), scapolites, plagioclases calciques, diopside et carbonates apparaissent en proportions très variées avec parfois individualisation de roches mono- ou biminérales (diopsidites, amphibolites).

– *Niveaux grésopélimitiques*. Exceptionnels dans les Pyrénées, ils forment un petit affleurement au cap de Paillé et sont à rattacher au Rhétien ou au Lias. Ce sont des roches à grain fin à sillimanite anté- à syn-SP1, parfois andalousite et cordiérite anté-SP1, phlogopite, feldspaths (plagioclase et orthose) et rutile syn-SP1, enfin muscovite post-SP1.

– *Termes calcaro-pélimitiques*. Ce sont des roches à grain fin, de couleur sombre, dont les compositions varient avec les teneurs en carbonates.

Les plus pélimitiques sont situés dans le Lias moyen. Malgré leur richesse en alumine (de l'ordre de 20 % dans les « cornéennes » du pic de Cayzardet ; Ravier, 1959), les silicates d'alumine n'apparaissent pas en raison des teneurs relativement élevées en CaO (7 %) ce qui entraîne la formation d'anorthite. En fonction des variations de composition et surtout de la nature des fluides qui interviennent (CO<sub>2</sub> ou H<sub>2</sub>O) deux paragenèses minéralogiques principales sont observables avec quartz, plagioclase, orthose, biotite ± calcite, pyrite et soit zoïsite, trémolite, soit diopside. La foliation SP1 est marquée par les micas.

Plusieurs niveaux calcaro-pélimitiques sont interstratifiés dans les marbres du Crétacé inférieur. Ils sont moins riches en alumine que les précédents et présentent des pourcentages variables de carbonates. Les paragenèses les plus complètes comportent plagioclase, orthose, scapolite, biotite ± muscovite, ± trémolite, pyrite. Feldspaths et scapolites sont généralement anté-SP1, biotite et muscovite sont synschisteuses.

– *Marbres*. Bréchiques ou non, les marbres peuvent être plus ou moins dolomitiques. Ils sont parfois dépourvus de minéraux du métamorphisme ou peuvent comporter un certain nombre de néoblastes souvent automorphes et visibles à l'œil nu : scapolite, trémolite, anorthite, orthose

(anté-SP1 dans les faciès déformés), phlogopite, muscovite, chlorite, pyrite ou oxyde de fer.

### **Terrains de couverture : le flysch sénéonien**

Situés de part et d'autre du fossé d'Aulus, les sédiments calcaro-grésopélitiques turono-sénéoniens sont peu ou pas métamorphiques. Au Nord du fossé (flysch d'Ercé), les sédiments n'ont pas subi d'effet thermique alors qu'au Sud, le flysch d'Aulus est, d'après les données radiocristallographiques (J.P. Sagon, inédit), situé dans l'anchizone ou l'épizone avec apparition de muscovite (ou localement paragonite). Ce type de transformation s'observe dans les écaillés de flyschs néocrétacés situées le long de la faille nord-pyrénéenne, en particulier celle de Vicdessos.

### **Conditions du métamorphisme HT-BP**

La pression peut être appréciée en prenant en compte l'épaisseur de la colonne lithostratigraphique. Une pression de l'ordre de 1,5 à 2 kbar paraît raisonnable. En ce qui concerne la température, les mesures thermométriques ont pu être obtenues à partir des paragenèses minérales. Les températures s'étalent pour l'essentiel entre 450 et 600 °C. Les valeurs les plus élevées de l'ordre de 600 °C (pour 2 kbar) ont été obtenues sur les formations triasico-liasique de Fontête-Rouge-Paillé (quartzite à sillimanite, amphibolites plagifères à diopside). Les formations attribuées au Rhétien au Courtal d'Agnes indiquent des températures atteignant 550 °C. Les calcaro-pélites du Lias moyen à zoïsite ou à diopside se seraient équilibrées autour de 460-500 °C. Pour les calcaro-pélites du Crétacé inférieur, on obtient des températures de l'ordre de 450 °C. Seules, les formations jurassiques (Dogger, Malm) de Saleix-Bizourtouse (flanc sud du fossé) indiquent des températures plus basses, 300-350 °C, avec notamment des paragenèses minérales à margarite, chlorite.

### **Âge du métamorphisme**

Quelques datations ont été effectuées sur des formations métamorphiques du fossé d'Aulus. Il s'agit, soit de sédiments avec des paragenèses statiques : les « cornéennes micacées » du col d'Agnes qui ont fourni des âges sur biotites par la méthode K/Ar de  $93 \pm 3$  Ma (Montigny *et al.*, 1986), par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de  $98 \pm 2$  Ma (Golberg et Maluski, 1988), ou des brèches carbonatées du col d'Agnes ( $95 \pm 2$  sur biotites,  $96 \pm 5$  sur amphibole ; Golberg et Maluski, 1988), soit d'une méta-ophite de Lers ( $93 \pm 5$  en K/Ar sur amphibole ; Montigny *et al.*, 1986). Ces mesures indiquent donc pour les paragenèses statiques du Trias (ou infra-Lias) un âge de l'ordre de 95 Ma. Il est important de noter que cet âge est sensiblement postérieur à celui de la mise en place du magmatisme pyrénéen (107-109 Ma pour le gabbro d'Éret) et aux valeurs obtenues sur les amphiboles

des filons hydratés recoupant la lherzolite de l'étang de Lers, qui sont de l'ordre de 100 à 105 Ma.

En ce qui concerne le métamorphisme de basse température des flyschs sénoniens, celui de Vicdessos, épizonal et riche en mica blanc, a été daté sur roche totale autour de 80 Ma (Montigny *et al.*, 1986), âge qui, malgré les réserves à faire pour ce type de mesure, est vraisemblable, confirmant l'existence de deux épisodes métamorphiques distincts.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### Cambrien

La puissante série argilo-clastique cambrienne qui occupe une grande partie de la feuille, tant dans la zone axiale que dans la zone nord-pyrénéenne, serait, avec ses microconglomérats et conglomérats, transgressive sur les massifs anciens, tel l'Aston où les formations inférieures du Cambrien (de Canaveilles et de Cabrils) ne sont pas connues, en direction d'une aire continentale située vers le Nord et vers l'Ouest.

Selon B. Laumonier (1996), la partie inférieure de cette série (Formation d'Alos), de type plate-forme, bien caractérisée par des quartz limpides de type rhyolitique dont la présence constitue peut-être un écho de manifestations volcaniques anciennes et lointaines, jalonne cette transgression marine sur une zone subsidente. Avec les carbonates et dépôts carburés de Belcaire et de Gérard (Formation de Lleret-Bayau ou de Lladorre) apparaît un épisode euxinique en climat chaud. Puis, la sédimentation détritique rythmée et plus fine représentée seulement au cirque de Gérard (Formation d'Alins) annonce la sédimentation, flyschöide et distale, donc en milieu marin plus profond, de la série de Jujols (Cambrien supérieur) non représentée ici.

### Silurien-Dévonien-Carbonifère

La série reprend sur cette feuille avec les terrains siluriens dont les rapports normaux avec le substratum ne sont pas conservés. Leurs ampélites pyriteuses, riches en matière organique, à rares bancs carbonatés zoogènes témoignent d'un milieu de sédimentation calme, peu profond, en climat humide et chaud, dans des bassins côtiers abrités des influences continentales (couvert forestier ?) et océaniques.

Au Dévonien se succèdent, en parfaite concordance, des dépôts néritiques à peu profonds, carbonatés, et des dépôts de talus ou de bassin, à dominante argileuse, peu clastiques, dont l'alternance résulte probablement de saccades eustatiques qui tendent cependant vers le haut niveau marin. La tectonique hercynienne a rapproché ici, de part et d'autre de l'accident

du port de Salau, des terrains relevant de deux domaines paléogéographiques (Bodin, 1988). Dans le Dévonien « sud » la série, pour la partie connue (Dévonien inférieur à moyen) comporte relativement peu de carbonates, est peu zoogène, plutôt à dominante pélitique, en somme distale. Alors que dans le Dévonien « nord », la dominante carbonatée indique un milieu de plate-forme plus néritique ; on ne trouve pas, en particulier, au Dévonien supérieur les détritiques puissants qui, dans des régions plus occidentales traduisent l'existence d'une fosse sensiblement parallèle à l'axe de la chaîne (Frasnien à faciès « série de Sia »).

Le comblement paraît atteint à la fin du Dévonien avec le dépôt des calcaires bioclastiques et argiles rouges qui donneront les griottes. L'épisode des jaspes, phosphates et pyroclasites de la base du Carbonifère correspondrait à une quasi-émersion.

Le volcanisme auquel il a été fait allusion est peut-être un signe précurseur du bouleversement hercynien qui se traduit d'abord, pour ce qui est de la dynamique sédimentaire, par le retour de la mer sur la plate-forme (calcaires à chailles) puis, et surtout, par l'invasion des sédiments terrigènes du Culm namurien dans des sillons à subsidence rapide nouvellement apparus. On n'a pas sur cette feuille de données concernant les modalités d'apport de ces matériaux, mais on sait que peu au Nord (massif nord-pyrénéen de l'Arize) et à l'Ouest (Barousse) ils sont le fait de puissants courants turbiditiques se déplaçant d'Est en Ouest, construisant de grands cônes détritiques profonds. Il s'y joignait des venues latérales à olistolites du substratum provenant de hauts-fonds ou de zones émergées ou de sédiments carbonatés de plate-forme pénécemporains (Delvolvé, 1996 ; Mirouse *et al.*, 1983). Les restes fossiles, plantes et bivalves nombreux, polypiers attestent un climat chaud et humide et des milieux marins récifaux.

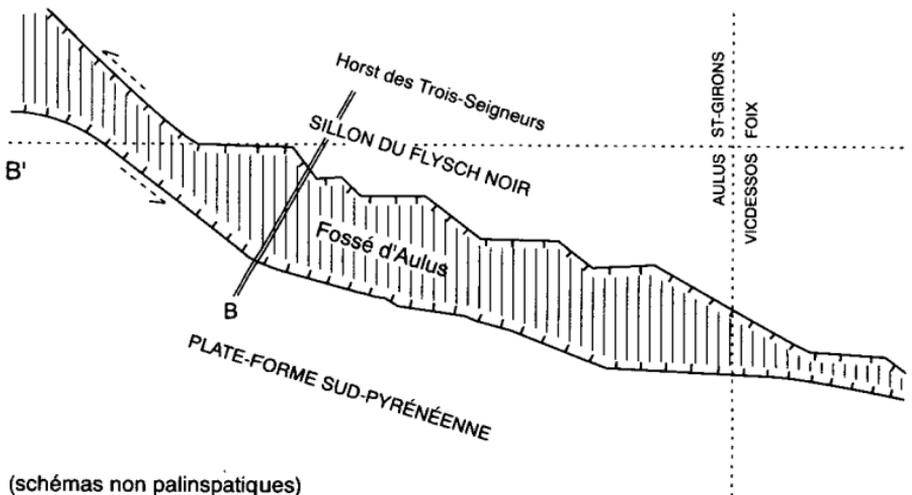
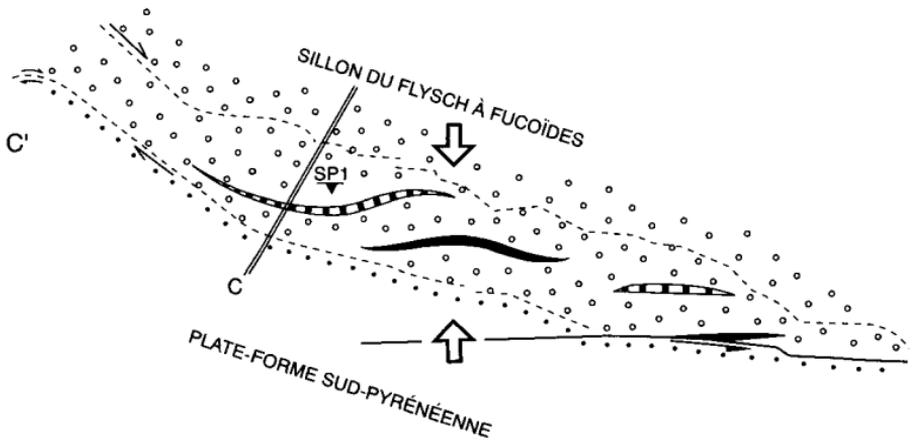
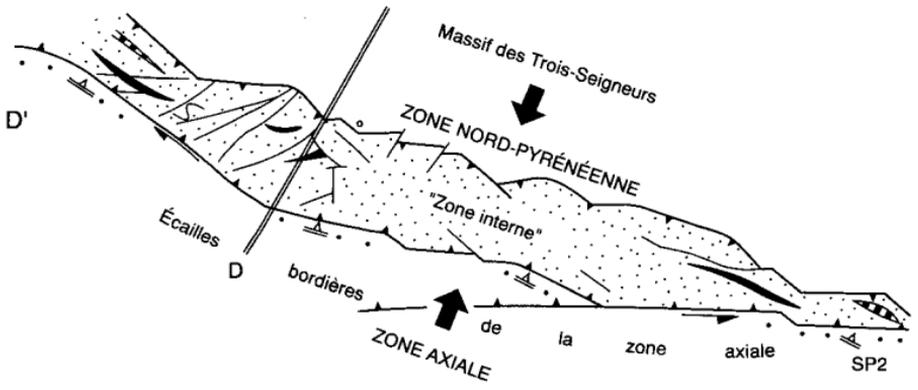
## Mésozoïque

Bien qu'ils soient localisés et métamorphisés, les terrains mésozoïques de cette carte fournissent encore des informations utiles, quoique fragmentaires et généralement indirectes, sur les paléogéographies, la tectonique synsédimentaire et le magmatisme contemporains de leur formation.

Du **Permien au Trias inférieur**, malgré l'absence de témoin des terrains continentaux correspondant qui scellent la discordance post-hercynienne (grès rouges), on peut envisager que l'érosion des reliefs de la chaîne hercynienne conduit ici comme ailleurs jusqu'à une pénéplanation complète du socle paléozoïque.

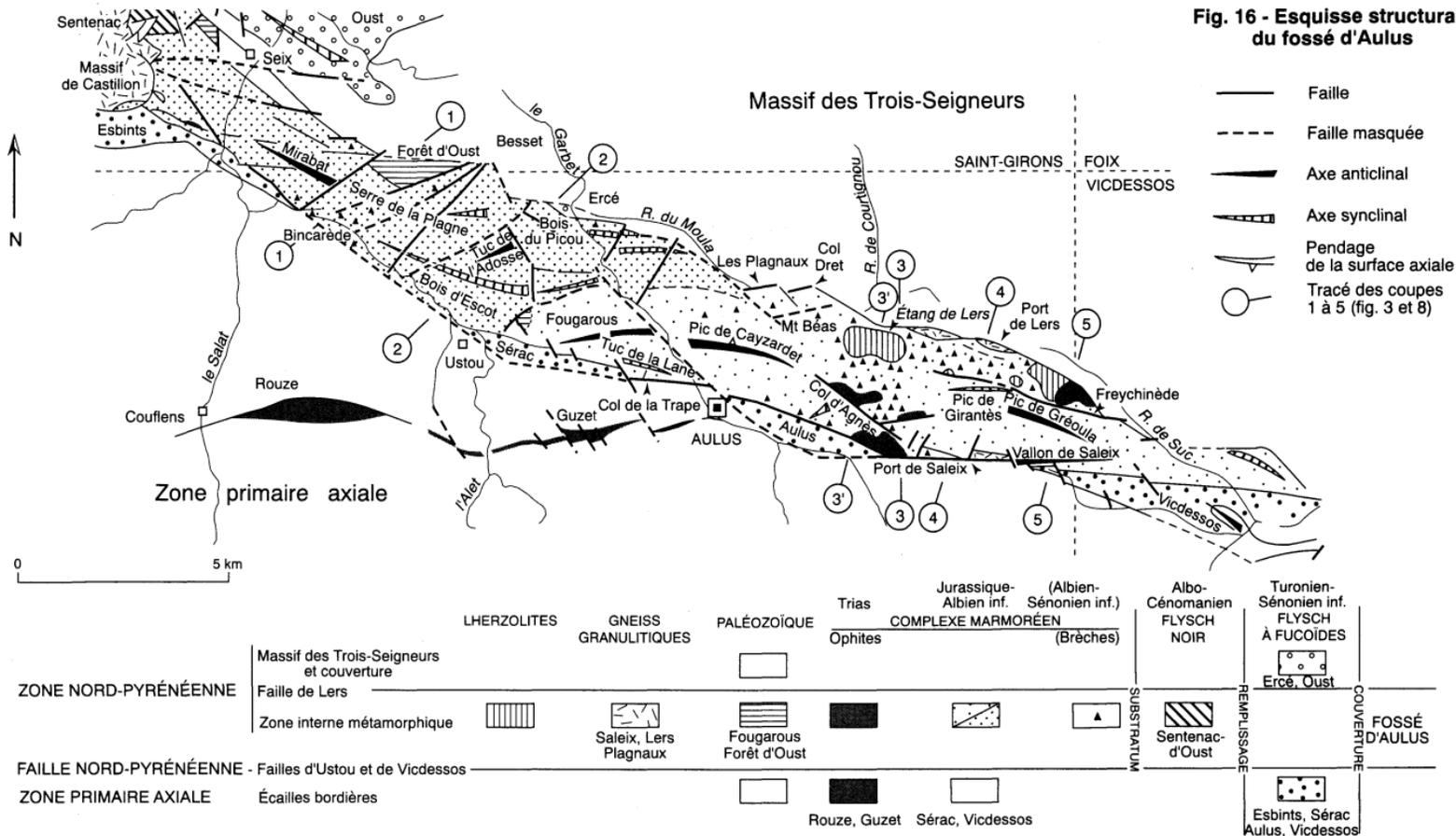
Du **Trias supérieur à l'Albien inférieur**, la similitude constatée entre les formations du complexe marmoréen et celles carbonatées non métamorphiques équivalentes, indique que rien ne permet encore de





(schémas non palinspatiques)

Fig. 16 - Esquisse structurale du fossé d'Aulus



subdiviser le territoire de la carte (fig. 15A) alors qu'il appartient successivement aux trois édifices majeurs qui se succèdent sur l'ensemble du domaine pyrénéen.

D'abord, au *rift subaérien avorté du Trias supérieur* (env. 230 à 205 Ma) par ses argiles évaporitiques et ses carbonates déposés en milieu lagunaire ou marin très peu profond et confiné, ainsi que par ses abondantes dolérites tholéiitiques (ophites) dont l'intrusion à faible profondeur dans les dépôts précédents, signe la fin d'une fracturation distensive de la croûte continentale au tout début du Jurassique (Azambre *et al.*, 1987).

Ensuite, aux *plates-formes marines carbonatées du Jurassique et du début du Crétacé inférieur* (env. 205 à 121 Ma) par ses formations calcaires, dolomitiques et marneuses, nombreuses, peu épaisses et déposées dans des environnements sous-marins peu profonds (intertidaux à circo-littoraux) et peu subsidents (cf. fig. 5 : 1 500 m/85 Ma). Seuls les épais marbres noirs néocomiens de Fougaril appartiennent alors à l'extrémité occidentale des séries de plate-forme les plus complètes du « bassin languedocien » assez bien individualisé et clairement ouvert à l'Est (Peybernès, 1978, 1982).

Enfin, au *rift sous-marin avorté de l'Aptien et de l'Albien inférieur* (env. 121 à 107 Ma) par ses formations épaisses et essentiellement marneuses qui correspondent au remplissage du « bassin axial pyrénéen » *s.s.* (Peybernès, 1982), l'un des bassins décakilométriques, quadrangulaires, assez profonds (circo-littoraux), subsidents (fig. 5 : 1 000 m/ 15 Ma), ceinturés de plates-formes récifales urgoniennes et qui accidentent alors un large domaine pyrénéen entre les continents européen et ibérique.

De *l'Albien moyen-supérieur au Sénonien inférieur*, le fonctionnement synsédimentaire de la faille nord-pyrénéenne détermine des escarpements qui partagent définitivement le territoire de la carte en deux domaines paléogéographiques et structuraux bien distincts (fig. 15). Au Sud, la *plate-forme sud-pyrénéenne* à sédimentation carbonatée peu profonde occupait une marge ibérique sur l'emplacement de la future zone axiale ; ses dépôts sont actuellement conservés hors de la carte au sein de la couverture de la zone axiale décollée et glissée vers le Sud de la fin du Crétacé à l'Éocène (nappes du versant sud de la chaîne). Au Nord, le classique *sillon nord-pyrénéen*, un véritable rift composite et étroit (la « zone transformante nord-pyrénéenne » de Choukroune et Mattauer, 1978), était découpé en petites unités pluridécakilométriques : des fossés profonds et subsidents à sédimentation de flysch, tel le *fossé d'Aulus*, ou bien des horsts diversement érodés avant d'être à leur tour couverts de flysch, tel le *massif des Trois-Seigneurs* (Debroas, 1985).

Pendant *l'Albo-Cénomanién* (env. 107 à 94 Ma), le *fossé d'Aulus* s'ouvre par effondrement synsédimentaire entre ses failles bordières qui le séparent de la plate-forme sud-pyrénéenne à sédimentation absente ou

réduite et du *horst des Trois-Seigneurs* érodé jusqu'au granite et sans doute émergé (fig. 15 B et B').

Cette ouverture du fossé est attestée par :

- la position structurale actuelle de son substratum secondaire anté-flysch qui est resté partiellement effondré entre les terrains primaires de la zone axiale et du massif des Trois-Seigneurs ;
- la conservation à son extrémité occidentale d'un unique témoin de son remplissage sédimentaire de Flysch noir pétilo-gréseux et conglomératique (flysch ardoisier de Sentenac-d'Oust ; fig. 16) ;
- l'intrusion le long de ces accidents bordiers et dès l'Albien (109-107 Ma) de gabbros témoins d'un magmatisme alcalin de rift continental ;
- le développement contemporain du flux géothermique anormalement élevé qui est à l'origine du métamorphisme pyrénéen HT-BP dont les paragenèses statiques cristallisent vers le milieu du Cénomanién (env. 95 Ma).

Elle s'effectue entre des failles bordières normales et décrochantes d'amplitude décakilométrique senestre en accord avec :

- les déplacements d'un même ordre de grandeur constatés de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne entre le socle primaire des massifs nord-pyrénéens (Soula *et al.*, 1986) et entre les séries néocomiennes de l'extrémité du bassin languedocien (Peybernès, 1982) ;
- l'ouverture en « pull-apart » des fossés voisins de la Ballongue, le long de la faille nord-pyrénéenne, ou des Baronnie et de Camarade le long du futur chevauchement frontal nord-pyrénéen (Debroas, 1987a, 1990, 1995 et volume 2 de la Synthèse des Pyrénées, à paraître).

Elle s'accompagne enfin de la mise en place, au cœur même du fossé, du *diapir du col d'Agnes* et de la *bréchification* des marbres encaissants, également cénomaniénne (env. 95 Ma dans la cheminée du col d'Agnes).

Pendant le *Turonien et le Sénonien inférieur* (env. 94 à 84 Ma), le *fossé d'Aulus*, ses failles bordières ainsi que le bord septentrional de la *plate-forme sud-pyrénéenne* et le *horst des Trois-Seigneurs* sont recouverts par le Flysch à fucoides (fig. 15 C et C'). Ce flysch est alimenté en calcarénites par la plate-forme sud-pyrénéenne, alors qu'il s'accumule sur le bord méridional d'un sillon nord-pyrénéen à peine élargi depuis l'Albien et au pied même d'escarpements pourvoyeurs de brèches que détermine localement le jeu synsédimentaire des branches méridionales de la faille nord-pyrénéenne (faille Vicdessos – port de Saleix – Couflens ?). Aujourd'hui détruits, ces escarpements étaient vraisemblablement comparables à celui situé plus à l'Est sur la carte voisine Aspet (en préparation) et qui est conservé entre le Flysch à fucoides d'Uchentein et le Paléozoïque de la zone axiale (regard nord, env. 1 000 m de rejet vertical, peu ou pas de rejet horizontal ; Debroas, 1987b).

## **Quaternaire**

Pendant la période froide et humide du Pléistocène supérieur, alors que la limite des neiges persistantes se situait vers 1 700 m (Chevalier, 1954), les vallées ont été inégalement englacées. Celles de l'Alet et du Garbet ont été occupées par des appareils vigoureux ; en effet ceux-ci disposaient en altitude de larges zones d'alimentation en neige, à la surface du granite de Bassiès, sous des crêtes élevées (2 500 à 2 840 m), exposées au Nord-Ouest et donc, comme de nos jours, à pluviométrie importante. Les dépôts marginaux de ces glaciers, étagés sur les flancs de ces grandes vallées entre 1 200 m à l'amont et 600 m à l'aval (Alet) et remaniés au fond des vallées par les écoulements torrentiels, constituent l'essentiel des terres agricoles.

Dans la partie occidentale de la feuille, les langues glaciaires qui ne disposaient, par suite de la dissection poussée du relief dû à son hétérogénéité géologique, que de surfaces d'alimentation restreintes, à plus basse altitude et sous des crêtes moins élevées (la longue arête du pic de Geu aux Cuns d'Aula n'atteint jamais 2 500 m), relativement abritées des précipitations d'Ouest par la crête du mont Valier (2 838 m), n'ont jamais pu se réunir et pousser vers l'aval un appareil de quelque importance. Les vallées étroites et torrentielles ne disposent dès lors que de faibles dépôts alluviaux.

Dans l'angle sud-est de la feuille, les hauts sommets du massif du Montcalm (> 3 000 m) ont porté sur leur versants septentrionaux des appareils glaciaires tributaires du glacier de Videssos qui rejoignait le puissant appareil de la vallée de l'Ariège que les moraines et les alluvions proglaaciaires encombrant entre Foix et Tarascon.

Sur le versant espagnol, l'exposition méridionale d'une bonne partie des pentes ramenait très haut (2 100-2 200 m) la limite des neiges permanentes lors du maximum glaciaire, et les précipitations neigeuses étaient globalement moins abondantes que sur le versant français. Mais étant donné l'importante surface comprise au-dessus de cette limite, des appareils importants ont occupé les vallées de la Pallaresa, de Tabescan et de Lladorre.

## **Granitoïdes hercyniens**

Les compositions chimiques des plutons fournies par les analyses (Debon *et al.*, 1991) font apparaître qu'ils présentent des associations minérales comparables. Excepté la granodiorite des Trois-Seigneurs mise en place dans une zone de métamorphisme hercynien intense, ils sont tous montés jusqu'à des niveaux peu profonds. On peut donc avancer qu'ils ont en commun leur origine et leur mode de mise en place.

Sur le modèle du granite de Bassiès (Debon, 1986), il s'agit globalement d'associations magmatiques de type alumino-caféémique et de nature calcoalcaline, banales quant au rapport Mg/Fe + Mg. Selon F. Debon, le corps

principal du granite de Bassiès ne montre aucune discontinuité pétrographique, chimique, isotopique ou structurale primaire : il s'agit d'une intrusion typiquement monophasée dont les différents termes pétrographiques apparaissent comagmatiques. Sa zonation chimico-minéralogique, graduelle, pourrait résulter d'une convection-cristallisation progressive et centripète, amorcée en profondeur et achevée *in situ*.

Situés plus ou moins à l'écart de l'évolution chimique et isotopique du corps principal, les corps leucocrates auraient une origine distincte.

Par son âge de mise en place et son rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial, le corps principal est semblable aux autres plutons pyrénéens (notamment aux granodiorites de la Maladeta :  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7117 \pm 3$ ) tout comme il l'est par sa nature calco-alcaline et sa richesse en enclaves sombres « microgrenues ». Il pourrait donc avoir, lui aussi, une origine hybride (mantellique et continentale), à forte contribution crustale.

Cependant, pour G. Gleizes (1992), l'étude de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie appliquée à ces granitoïdes (sauf Ribérot et Salau) montre : qu'il existe une zonation pétrographique normale des tonalites à l'extérieur aux monzonites au centre ; et que les foliations magnétiques à fort plongement sur le pourtour, faible plongement au centre, sensiblement concordantes avec la foliation de l'encaissant, ainsi que les linéations, dessinent pour chaque massif une structure d'aspect diapirique et rendent compte de l'étirement du magma en cours d'injection. Cette zonation semble refléter, pour cet auteur, la mise en place de magmas successifs rythmée par des ouvertures saccadées le long de zones de décrochement. Il n'y aurait pas concordance rigoureuse des mises en place : le granite de Bassiès paraissant lié à un décrochement antérieur à celui qui aurait permis la mise en place des granodiorites du massif des Trois-Seigneurs.

### **Magmatismes mésozoïques**

Par leurs compositions chimiques et minéralogiques, les ophites sont des dolérites typiquement tholéiitiques (Azambre *et al.*, 1987). La géochimie des éléments traces et les données isotopiques du Sr et Nd (Alibert, 1985) montrent la signature d'un magmatisme continental issu d'une source mantellique enrichie en éléments incompatibles. Ces dolérites représentent un des témoins de la vaste province tholéiitique péri-atlantique liée aux contraintes distensives précédant l'ouverture de l'Atlantique nord. Elles se sont mises en place en sills dans les sédiments du Lias inférieur par des failles profondes. Peut-être la faille de Couflens était-elle l'une d'entre elles.

Le magmatisme créacé représenté ici par des petites intrusions de gabbros peut, dans d'autres secteurs des Pyrénées, être effusif (laves et

pyroclastites). Ses caractères géochimiques sont ceux de séries mises en place dans un contexte de rift continental (Lefur-Balouet, 1985).

### **Roches d'origine mantellique : lherzolites**

Ces roches ultramafiques, associées à la série mésozoïque du fossé d'Aulus de façon tectonique, ont des compositions chimico-minéralogiques à périclase, pyroxènes, spinelles et grenat compatibles avec les pressions et les températures régnant au sommet du manteau : 15 kbar et 1 300 °C, soit vers 50 km de profondeur.

Selon B. Azambre, la grande diversité des caractères pétrologiques et géochimiques des massifs lherzolitiques pyrénéens montre l'évolution complexe du manteau supérieur sous la zone nord-pyrénéenne avant l'orogénèse alpine. L'événement le plus ancien est une fusion partielle de faible degré (< 10 % de liquide extrait) qui a débuté dans le champ de stabilité des lherzolites à grenat (> 75 km de profondeur). Le manteau lithosphérique ainsi créé a été modifié par plusieurs épisodes de magmatisme et de déformation plastique.

Les péridotites, situées au toit de diapirs mantelliques, ont d'abord été traversées à des profondeurs de 45-50 km par des magmas tholéitiques qui ont donné naissance à des dykes de pyroxénites anhydres. Ces filons ont subi une rotation tectonique lors d'un épisode de déformation plastique de haute température, puis ont recristallisé, en même temps que les péridotites, dans les conditions du faciès lherzolites à spinelle, au cours d'un épisode de refroidissement isobare de 1 200 à 900 °C. Cet épisode correspondrait à l'évolution du manteau sous-continentale lors du cycle orogénique hercynien.

Avant la fin du refroidissement isobare (atteinte de l'équilibre thermique), les massifs ont subi un métamorphisme diffus mais général, qui a provoqué la cristallisation de pargasite accessoire dans toutes les roches du litage. Ce métasomatisme diffus serait antérieur à l'individualisation des bandes harzburgitiques.

Le dernier épisode magmatique correspondrait au magmatisme basaltique alcalin qui s'est développé au Crétacé moyen dans toutes les Pyrénées. La circulation des basaltes alcalins à travers les péridotites aurait donné naissance aux pyroxénites à amphibole et hornblendites. La mise en place de ces veines à environ 10-15 kbar, quand les massifs étaient situés à quelques kilomètres au-dessous du Moho dans une lithosphère sub-continentale épaisse de 35-40 km, est contemporaine d'une déformation plastique, de forte contrainte et de basse température, qui a engendré des textures mylonitiques et une recristallisation hétérogène dans les péridotites. Ces zones de cisaillement intralithosphérique seraient liées aux mouvements de décrochement, au Crétacé moyen, de la péninsule ibérique par

rapport à la plaque européenne. Ces mouvements sont aussi responsables de l'introduction tectonique des massifs dans la croûte inférieure. La mise en place dans les niveaux superficiels est liée à la phase compressive alpine.

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

### CYCLE CALÉDONIEN

Aucune déformation particulière aux terrains cambriens ne semble avoir été observée ici, à la différence de certains secteurs de la partie orientale de la chaîne (Laumonier, 1996). Pour autant, la discordance régionale de l'Ordovicien supérieur laisse supposer des déformations en grand, des mouvements verticaux, dont le volcanisme ordovicien en plusieurs points de la chaîne est peut-être un écho, et qui se rattacheraient à une phase calédonienne plutôt en distension.

### CYCLE HERCYNIEN

#### Zone axiale

La grande période orogénique hercynienne, qui s'étend du Westphalien au Permien inférieur d'après certaines datations récentes des granitoïdes qui lui sont liés, est polyphasée.

• La **première phase de déformation (D1)** est responsable de plis couchés de toutes dimensions, d'axes souvent NE-SW, et d'une schistosité de flux (S1) subhorizontale, faiblement marquée par la cristallisation de phyllites orientées parallèlement au plan axial des plis (Charuau, 1974 ; Déramond, 1971 ; Derré, 1978 ; Colchen, inédit). Le plus souvent parallèle à la stratification (S0), cette schistosité n'est pas facile à mettre en évidence. Quant aux plis, il faut pouvoir observer leurs charnières qui sont généralement aiguës. Cette schistosité S1, toujours « crénelée » par la schistosité ultérieure, disparaît dans les niveaux élevés du Dévonien et le Carbonifère, comme dans le secteur du Pont-de-la-Taule dans la vallée du Salat. Les plis ouverts P1, à plan axial souvent redressé, sont alors aschisteux.

Ainsi, les géologues hollandais ne mentionnent pas cette phase de déformation dans le Cambrien de la Pallaresa (Verhoef *et al.*, 1984 ; Zandvliet, 1960 ; Zwart, 1965). C'est qu'elle est masquée par les effets de la phase de déformation suivante. G. Gleizes (1992) lui attribue, dans un secteur protégé, selon lui, de cette déformation par le granite de Bassiès (près du port de Marterat), une foliation S0-S1 orientée N10°E et inclinée de 30° vers l'Ouest. Selon cet auteur, il existe au Sud du massif de Bassiès d'assez nombreuses preuves (plis) de cette phase D1 (comm. orale). J. Déramond (1971) signale vers la Pallaresa des plis précoces millimétriques à centi-

métriques ; ce sont de petits plis de type semblable et très aplatis ayant de ce fait une allure de plis isoclinaux. Cependant, les grandes structures auxquelles ils correspondent n'ont pu être observées. L'étude récente de I. Capellàisolà (1994), sur une transversale du col de Crusous au lac de Mariola, le confirme.

Dans les terrains dévono-carbonifères, l'existence de cette phase D1 permet d'expliquer les structures extrêmement complexes dues à la superposition de la déformation suivante. Ainsi, de grandes structures couchées d'amplitude hectométrique à kilométrique, ont été mises en évidence par exemple au Pont-de-la-Taule, au pic de Galèdre, au mont Valier, au pic d'Assacs (Déramond, 1971), dans le secteur des Cuns d'Aula, au Tuc de la Raspe (Colchen, inédit). Ce sont des plis flexuraux dépourvus de schistosité de plan axial. Selon J. Déramond, le passage du type flexural au type semblable est probablement dû à l'augmentation de la profondeur et à une variation dans la lithologie. Les axes étaient NNE-SSW et le déversement vers le Nord-Ouest.

À cette phase D1 appartiennent le grand chevauchement du pic de Geu scellé à l'Ouest et à l'Est respectivement par le granite de Marimaña (cf. schéma structural) et par le granite de Bassiès, et la faille du port de Salau qui est recoupée par les sills de microgranite issus de la granodiorite de Salau (Bodin et Ledru, 1986) ou celle d'Aurenère.

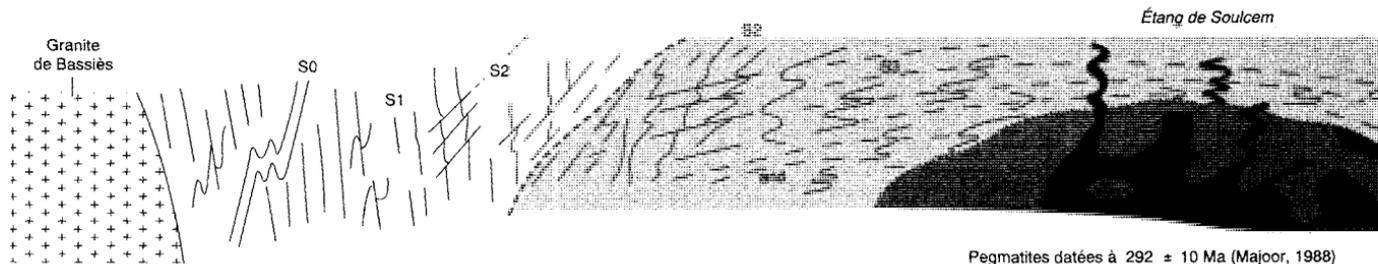
L'ensemble de ces mouvements tangentiels conduit à un épaississement considérable. Comme on en connaît dans d'autres secteurs des Pyrénées, il n'est pas impossible que cette phase D1 représente la déformation majeure hercynienne, celle qui a permis le transfert de grands volumes de matériel. Le sens des mouvements paraît être globalement du Nord vers le Sud.

• La **deuxième phase (D2)** est responsable de la structuration en plis généralement à plans axiaux subverticaux, dissymétriques, parfois déversés, d'orientation N110°E. Ils sont accompagnés par une schistosité de crénelation S2 parallèle à leurs plans axiaux et donc subparallèle à la stratification dans leurs flancs. Ces plis qui affectent toute la série paléozoïque s'observent de la microstructure à l'échelle hectométrique ou plus. Ils reprennent les plis de la phase D1 donnant des figures d'interférence dont la cartographie rend compte : croissants et champignons bien marqués par les calcaires dévoniens à l'Ouest et à l'Est de Salau. La schistosité de crénelation très pénétrative masque largement la schistosité précoce S1. En somme, cette déformation est la plus évidente ; c'est pourquoi elle est qualifiée de « principale » ou « majeure ».

La direction de S2 est modifiée à l'approche du massif de Bassiès, passant de N110°E à N70°E c'est-à-dire prenant une direction parallèle à celle de ses bordures nord et sud, et à N140°E le long de sa bordure occidentale ; cette foliation (il y a des minéraux néoformés dans le plan du clivage) moule donc les contours de la granodiorite ; elle semble de plus en affecter fortement la bordure. Ainsi, la déformation D2 paraît postérieure à la mise en place du pluton ou au plus tôt contemporaine (Gleizes, 1992). À l'appui

N

S



F1 : domaine à structures de première génération; F1 + F2 : domaine à structures de première et deuxième générations;  
 F1 + F2 + F3 : domaine à trois générations de structures (d'après Verhoef *et al.*, 1984, *in* Vissers, 1992, modifié);  
 S0 : stratification; - - - - : isograde de l'andalousite; ..... : isograde de la sillimanite  
 L'étang de Soulcem se trouve à 2,5 km à l'ESE de Pla-Subra, sur la feuille Vicdessos

**Fig. 17 - Coupe du dôme métamorphique de Soulcem montrant le développement progressif de foliations subhorizontales et l'augmentation du métamorphisme**

de cette chronologie, G. Gleizes décrit, à l'Est du port de Marterat, un pli ouvert replissant S0-S1 avec une schistosité de plan axial fruste, non assimilable à la schistosité S2, à minéraux de métamorphisme de contact orientés dans son plan, et qu'il rapporte à la mise en place de la granodiorite ; la schistosité pénétrative S2 n'étant pas représentée c'est que ce secteur s'en trouvait protégé par le pluton déjà en place. Ceci situe l'événement D2 au Permien inférieur selon les âges géochronologiques de la granodiorite récemment proposés. Il en serait de même pour celle de Salau qui est fortement affectée, cataclasée même, par la S2, selon C. Derré. Cependant, D. Charreau a défendu une opinion inverse.

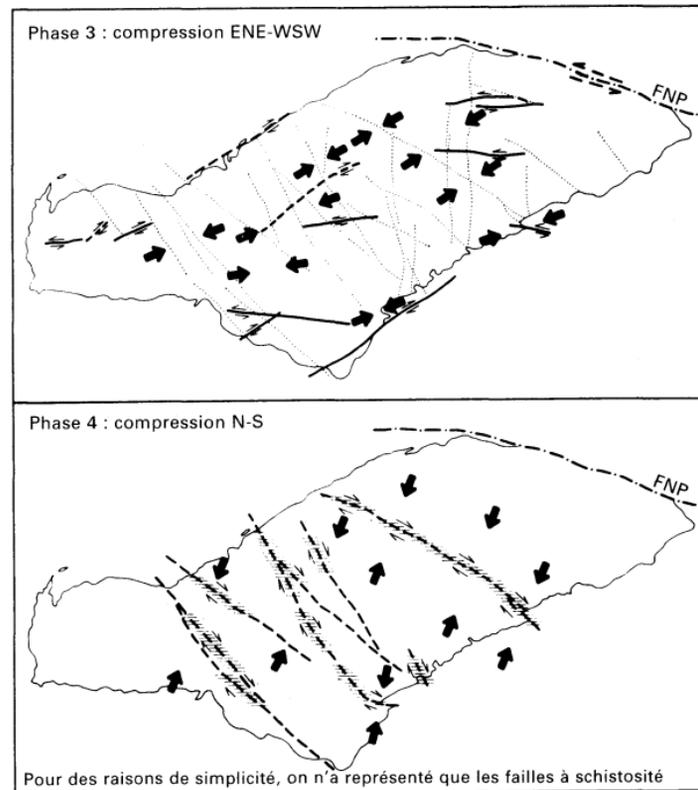
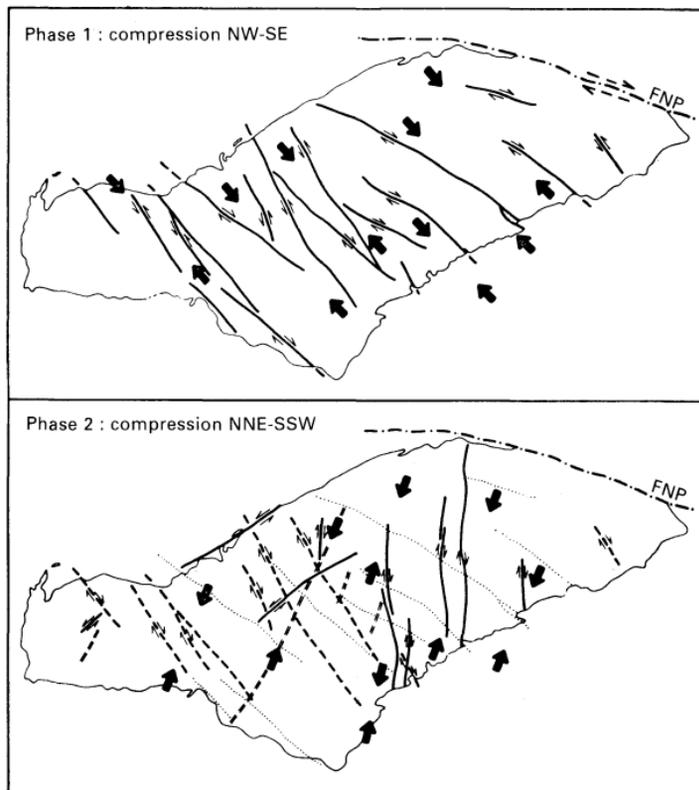
Dans le secteur de Pla-Subra-Moncalm, la foliation majeure se moule aussi autour de la périphérie du massif gneissique de l'Aston et des zones de métamorphisme qui l'auréolent (Lapré, 1965 ; Zwart, 1965), ce qui permet d'établir une relation chronologique entre la déformation majeure et le métamorphisme. En fait, selon P.N.W. Verhoef *et al.*, (1984), on observe les transformations suivantes selon l'augmentation du métamorphisme (fig. 17) :

– dans la zone à biotite, la foliation principale S1 (c.-a.-d. S2 si l'on admet l'existence de la déformation précoce antérieure S1 à régime de plis couchés) à fort pendage vers le Sud à Pla-Subra et marquée par des lamelles de biotite contemporaines de la fin de la déformation F1 (c'est-à-dire D2), est progressivement crénelée par une déformation F2 s'exprimant par une foliation S2 soulignée par une nouvelle génération de biotite, et à fort plongement vers le Nord ;

– cette S2 est à son tour plissée par une troisième phase F3 générant une foliation S3 à pendage faible à moyen vers le Nord. S2 et S3 transposent tour à tour dans leur plan les structures précédentes et ont pu être localement considérées comme la « déformation majeure » prenant une disposition en dôme. Des cristaux d'andalousite qui contiennent des inclusions (biotite) soulignant la foliation S2 sont entourés par de l'andalousite plus jeune, post-F3. La croissance des andalousites est donc post-F2, syn- et post-F3. La cordiérite contient également des reliques de la foliation S2 ; dans le secteur du Pla-Subra elle remplace localement l'andalousite post-F3 et est donc postérieure à cette déformation. Même conclusion quant à la sillimanite qui corrode la biotite et l'andalousite.

Les relations entre l'augmentation du métamorphisme et l'évolution de la déformation (tabl. 2) indiquent que dans ce secteur le maximum thermique du métamorphisme régional s'est produit à un stade relativement tardif de la déformation hercynienne (post-F3). La datation à  $292 \pm 10$  Ma des leucogranites associés fixe la fin de F3 (Majoor, 1988).

Immédiatement à l'Est de la feuille (vallée de Mounicou, des muscovites et biotites associées à la foliation S1 principale (S2 ici) ont été datées à 305 Ma (Majoor, 1988).



1 : direction de compression ; 2, 3 et 4 failles de décrochement : apparaissant (2), rejoignant (3), ne rejoignant pas (4) lors de la phase compressive considérée ; 5 : jeu dextre ; 6 : jeu senestre ; 7 : couloir de fracturation par diaclases ; F.N.P. : faille nord-pyrénéenne

→ ← 1    /    - - - 3    ····· 4    // 5    // 6    - - - 7

Fig. 18 - Histoire structurale des failles de décrochement du granite de Bassiès (Blès et Gros, 1980)

Minéraux	Phases de déformation		
	F1	F2	F3
Biotite	-----		
Andalousite		-----	-----
Staurotide		-----	•••
Cordiérite			-----
Sillimanite			-----

Croissance incertaine
Croissance
Déclin  
•••

**Tableau 2 - Relations entre la croissance des cristaux et les déformations dans le dôme métamorphique du Pla de Soulcem (d'après Verhoef *et al.*, 1984, modifié).**

Dans le haut Salat, ont été décrits des plis relevant d'une **déformation D3** accompagnée d'une schistosité grossière N140°E ; il s'agit de plis en chevrons et de flexures affectant les structures antérieures ; les plis N110°E sont redressés ou même renversés par cet épisode (Charuau et Derré, 1976 ; Déramond, 1969). Enfin une **déformation D4** a donné des plis N70°E à charnières arrondies et large courbure accompagnés d'une schistosité grossière. D. Charuau (1974) avait envisagé que ces deux familles de plis formaient un système de plis conjugués et relevaient peut-être d'une phase pyrénéenne tendant à la mise en dôme régionale.

Dans le massif de Bassiès, plusieurs phases de fracturation successives (fig. 18), assurément postérieures à la phase D2, ont été reconnues (Blès et Gros, 1980). Selon un résumé dû à M. Colchen :

- *première phase : compression NW-SE.* Cette phase a provoqué la formation de failles de décrochements de direction NW-SE à WNW-ESE pour les failles dextres et NW-SE à NNW-SSE pour les failles senestres. Des remplissages aplitiques et aplo-pegmatitiques ainsi que des remplissages à quartz et tourmaline se sont ensuite produits dans certains de ces plans de failles. Ces remplissages ont été vraisemblablement suivis par la mise en place de filons de diorite dans les failles les plus importantes du système de compression NW-SE ;

- *deuxième phase : compression NNE-SSW.* Lors de cette phase de compression horizontale sont apparues des failles N-S dextres et de rares failles NE-SW senestres. Les failles NNW-SSE senestres apparues lors de la phase de compression précédente ont joué en coulissages horizontaux dextres ;

- *troisième phase : compression ENE-WSW.* Au cours de cette phase sont apparus : des décrochements dextres NE-SW à ENE-WSW et des décro-

chements senestres E-W à ENE-WSW ; des failles inverses d'orientations très dispersées mais dont les stries sont alignées en moyenne suivant la direction de compression ENE-WSW ;

– *quatrième phase : compression N-S*. Cette phase correspond à une reprise de la compression NNE-SSW qui s'était manifestée antérieurement (deuxième phase). Le même système de failles N-S dextres et NE-SW senestres a rejoué.

Les deux premières phases, et particulièrement la première suivie par un remplissage filonien d'aprites ou de diorites, sont certainement tardi-hercyniennes. Pour J.L. Blès et Y. Gros, la mylonisation des failles NW-SW a pu se produire soit lors de la deuxième phase tardi-hercynienne, soit lors de la quatrième qu'ils attribuent à l'Éocène. Pour C. Lamouroux *et al.*, (1980) il s'agit d'un phénomène alpin (paragenèse froide). Pour G. Gleizes ces bandes de cisaillement à fort mouvement dextre inverse seraient contemporaines de la déformation hercynienne D2.

La fracturation est mise en relation d'une façon générale avec l'activité en coulissage de la zone de faille nord-pyrénéenne (mouvement dextre tardi-hercynien, mouvement senestre pyrénéen au sens large). Pour G. Gleizes, le massif de Bassiès se serait mis en place pendant et immédiatement après le fonctionnement d'un cisaillement d'orientation NE-SW anté-déformation D2, la phase de remplissage des filons NW-SE correspondant à un allongement du pluton aussitôt après sa cristallisation.

### **Massif des Trois-Seigneurs**

Dans les terrains cambriens du massif des Trois-Seigneurs, on reconnaît une *déformation D1* se traduisant par une *schistosité de flux S1* caractérisée par la cristallisation de séricite et de biotite parallèlement au plan de stratification (L. Roux, inédit). Elle est pratiquement masquée sur la feuille par une *deuxième déformation D2* responsable de la *foliation majeure S2* à fort plongement, bien développée dans les zones du métamorphisme à andalousite et à sillimanite, plan axial de plis serrés de type isoclinal à semblable.

Ces deux déformations correspondent, ici comme dans la zone axiale, à un raccourcissement N-S considérable. Il est accompagné, selon L.M. Kriegsman (1989), par une *première phase de métamorphisme hercynien* avec formation de minéraux (andalousite, biotite) dans les plans de la foliation S2 et de phénomènes d'anatexie avec muscovite. À cette phase d'épaississement de la croûte, cause possible de l'élévation de la température, auraient succédé, toujours selon L. M. Kriegsman : une *phase de raccourcissement D3* dans le sens vertical, responsable de la formation de plis peu inclinés et d'une *schistosité de crénulation S3*, parallèle à leurs plans axiaux, plongeant faiblement dans des directions comprises entre le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, suivie d'une *deuxième phase de*

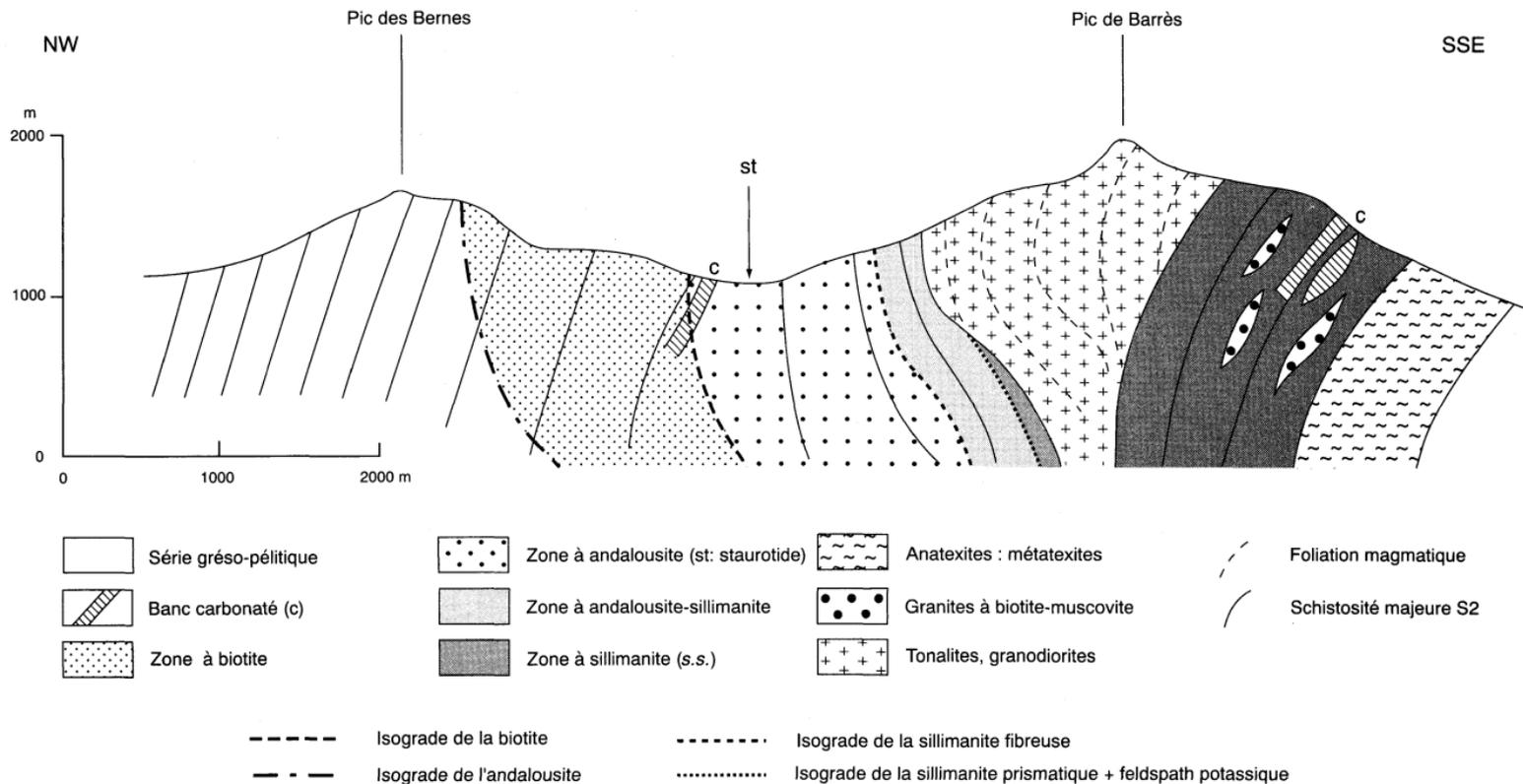


Fig. 19 - Coupe N-S du massif des Trois-Seigneurs

**métamorphisme** produisant des andalousites contenant la foliation S3 – l'isograde de l'andalousite pourrait être post-D3 – et s'achevant par la mise en place des granites d'anatexie de Garrassoula ; une **extension W-E** permettant en dernier lieu la montée des magmas du pic des Trois-Seigneurs et d'Ercé qui repoussent la foliation S2 laquelle se moule alors autour d'eux.

La coupe N-S du massif (fig. 19), dessinée par A. Mercier (1988) à partir des observations de L. Roux et des siennes, montre, pour le secteur du massif représenté sur la feuille Aulus, une disposition des surfaces thermiques du métamorphisme hercynien (isogrades de la biotite, de l'andalousite et de la sillimanite) apparemment sécantes sur les pendages de la schistosité S2. Sur les flancs nord et ouest de la granodiorite du pic des Trois-Seigneurs, surfaces isogrades et foliations paraissent s'accorder avec la forme du pluton granodioritique ; ce dispositif est compatible avec le schéma d'évolution décrit ci-dessus.

Pour G. Gleizes, se basant sur les similitudes structurales entre les plutons et l'encaissant, la mise en place des magmas serait bien liée à l'extension W-E, mais serait contemporaine du métamorphisme de l'encaissant. Le granite d'Ercé, monté plus haut dans la croûte, possède une anisotropie plus faible que celle de la granodiorite des Trois-Seigneurs qui est pratiquement foliée, mais sans déformation plastique des minéraux. Pour cet auteur, le faible plongement à l'Ouest des linéations magnétiques de la granodiorite des Trois-Seigneurs et des linéations d'intersection de la foliation S3 avec les structures D2, pourrait s'expliquer par un basculement tardif vers l'Ouest, qu'il rattache plutôt aux événements tertiaires.

Considérant que les granulites du port de Lers, datées à 310 Ma (Postaire, 1983), ont subi un métamorphisme rétrograde caractérisé par des assemblages à andalousite, ce qui implique une décompression considérable de ces roches, et que celle-ci ne peut guère correspondre qu'à l'extension fin Wesphalien à début Permien connue régionalement (bassins d'effondrement), L.M. Kriegsman conclut que le maximum de métamorphisme au niveau des granulites s'est produit avant la période d'extension, tandis que le maximum de métamorphisme dans le massif des Trois Seigneurs (la 2<sup>e</sup> phase à andalousite-sillimanite ; cf. *supra*) s'est produit après cette période, c'est-à-dire après le Westphalien D.

### CYCLE ALPIN

Bien que le complexe marmoréen soit encore incontestablement effondré entre les terrains primaires de la zone axiale et du massif des Trois-Seigneurs, le fossé d'Aulus a subi une inversion structurale indiscutable. Elle a été enregistrée par les structures et la position extrusive des marbres

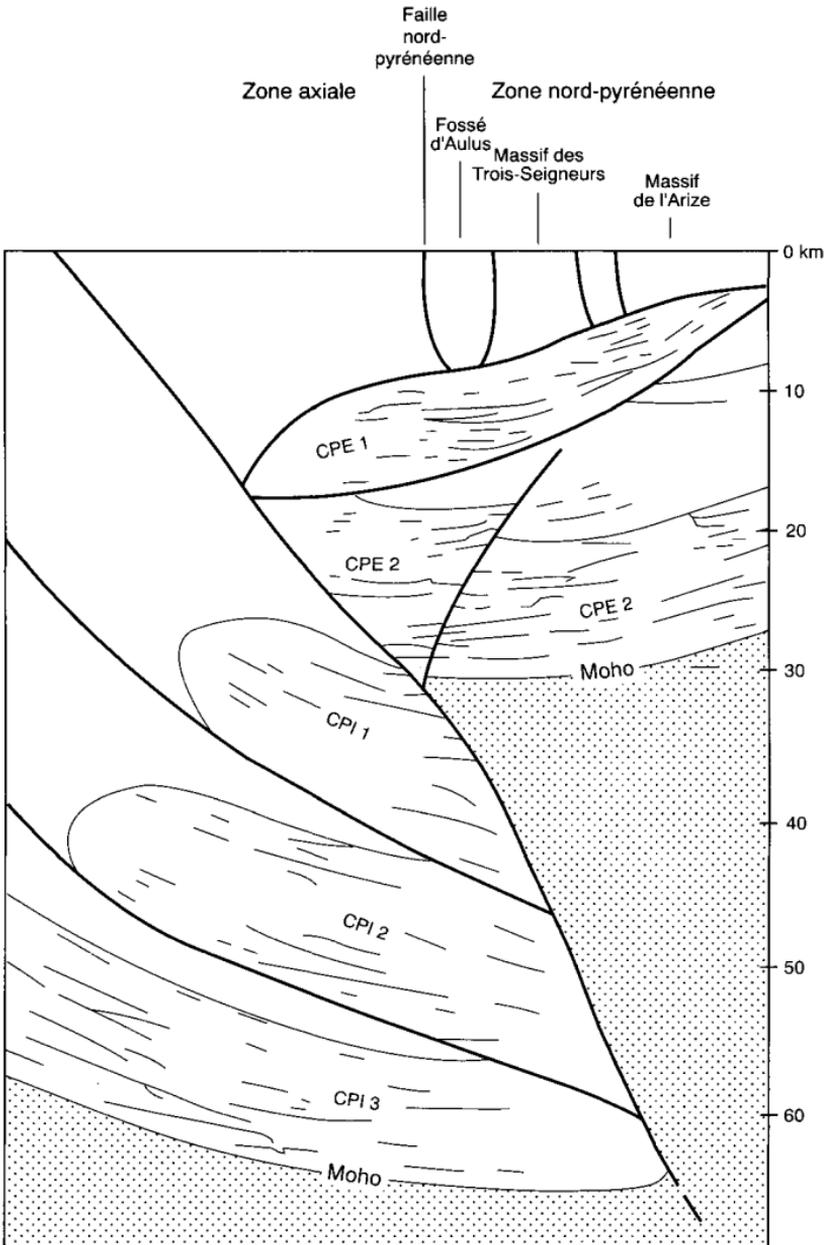
entre des témoins de leur couverture de Flysch à fucoïdes. Elle s'est effectuée au cours de *deux phases de plissements majeurs*.

• **Première phase.** Localisée dans le fossé, elle n'affecte que les marbres. Elle se marque soit par une *foliation SP1* qui est contemporaine de la fin du métamorphisme pyrénéen (dont les néoformations sont successivement réorientées ou orientées), soit par le *synclinal du bois d'Escots*, un long pli déversé au Nord, à axe plongeant faiblement vers l'Ouest et dont la surface axiale est parallèle à SP1 (cf. fig. 3-2). De plus, il semble possible d'attribuer à cette phase trois autres grands plis de même orientation axiale mais qui sont déversés au Sud, à savoir d'Ouest en Est : l'*anticlinal du pic de Cayzardet*, le *synclinal du pic de Girantès* et l'*anticlinal du vallon de Saleix* (cf. fig. 3-4 et 5 et fig. 16). L'échelonnement de ces plis traduit un raccourcissement subméridien du fossé (cf. fig. 15 C-C'), ce mouvement paraît être contemporain de la fin du jeu senestre modéré décakilométrique des segments E-W de la faille nord-pyrénéenne (Debroas, 1987a ; Soula *et al.*, 1986).

L'âge de ce plissement reste à préciser. Toutefois, on sait déjà qu'il est vraisemblablement turonien-sénonien inférieur car postérieur à l'âge cénonien du métamorphisme statique ( $95 \pm 3$  Ma), et qu'il doit être compris entre  $90 \pm 2$  Ma et  $87 \pm 3$  Ma qui sont les âges respectifs du métamorphisme dynamique dans les fossés nord-pyrénéens du pays de Sault et des Baronnies (Golberg et Maluski, 1988 ; Montigny *et al.*, 1986).

• **Deuxième phase.** Contrairement à la précédente, elle affecte à la fois les marbres et le flysch. Elle est donc tenue pour responsable de l'extrusion des marbres à travers le flysch et de l'ultime stade de mise en place des granulites et des lherzolites à la faveur du jeu inverse des failles bordières du fossé (cf. fig. 15 D-D'). Dans les marbres, elle se marque clairement par les grands plis qui déforment aussi bien la SP1 que les flancs des premiers plis ; il s'agit d'une part des anticlinaux de Mirabat et du pic de Gréoula qui sont étroits et qui possèdent des axes WNW-ESE peu pentés, et d'autre part des anticlinaux du Tuc de l'Adosse et d'Usclades (au Nord du col de la Trape) qui sont plus larges et avec des axes à fort plongement respectivement au Sud-Ouest et au Nord-Est (cf. fig. 16). Dans le flysch, elle est responsable de la schistosité de flux SP2 globalement parallèle aux écailles de flysch et à l'allongement du fossé. Cette orientation régionale traduit un raccourcissement ENE-WSW qui s'accorde avec un jeu conjugué des failles E-W et NW-SE à composantes respectivement senestre et dextre.

L'âge de ce plissement est sûrement post-sénonien inférieur et vraisemblablement sénonien supérieur si l'on considère d'une part la datation à 80 Ma de l'épimétamorphisme synschisteux du flysch de Videssos (Montigny *et al.*, 1986) et d'autre part la tectonique synsédimentaire compressive de cet âge qui est reconnue dans les zones externes de la chaîne, soit en avant du chevauchement frontal nord-pyrénéen (Bilotte,



- Failles
- ≡≡≡ Réflecteurs migrés de la croûte inférieure
- CPE Croûte profonde européenne
- CPI Croûte profonde ibérique
- Mantau supérieur

**Fig. 20 - Coupe crustale interprétative de la carte Aulus et de ses abords**  
(d'après les tirs sismiques latéraux au profil ÉCORS; Anguy *et al.*, 1991)

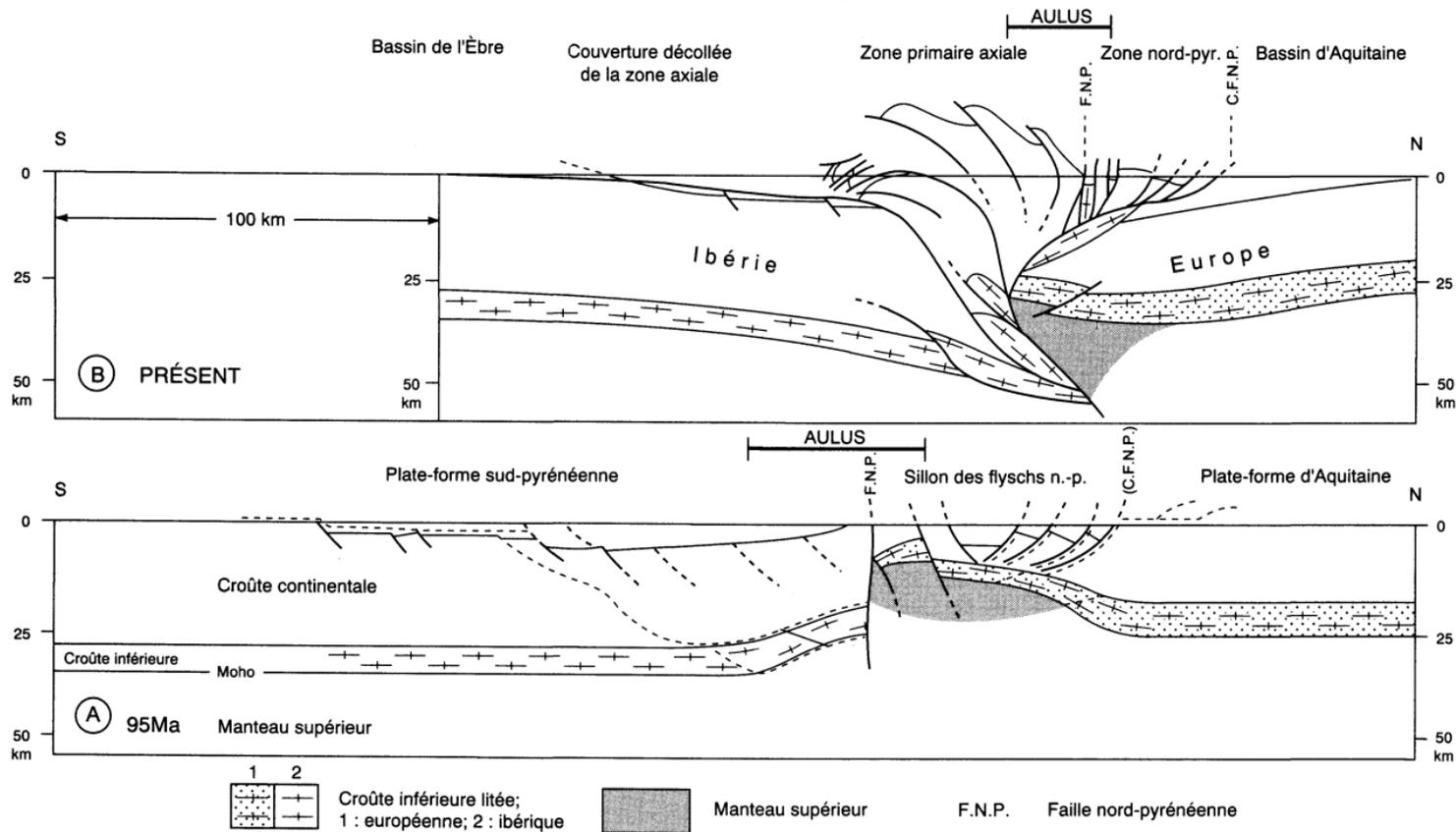
1992), soit dans les nappes sud-pyrénéennes. Ce raccourcissement subméridien s'est poursuivi jusqu'à l'Éocène. Il a logiquement eu des répercussions dans la zone axiale ainsi que la faille de Couflens semble en témoigner. Leur ampleur n'est pas connue. On peut leur attribuer les phases tardives, caractérisées par des phénomènes : diaclases, failles, filons de quartz de direction moyenne N35°E conjugués avec des éléments de direction N150°E.

Enfin, la structure profonde de l'édifice alpin de cette carte est illustrée par une coupe à l'échelle crustale (fig. 20) qui résulte de l'interprétation du profil sismique ÉCORS-Pyrénées (étude continentale et océanique par réflexion et réfraction sismique, projet franco-espagnol réalisé en 1985 ; Choukroune et ECORS team., 1989 ; Roure *et al.*, 1989) et des tirs sismiques latéraux complémentaires plus orientaux (Anguy *et al.*, 1991). Cette coupe confirme d'abord l'allochtonie déjà soupçonnée des unités superficielles affleurantes (Souquet *et al.*, 1977) qui s'avèrent être entièrement décollées de leur plancher de croûte inférieure par le prolongement méridional du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Puis, au-dessous, entre 10 et 60 km de profondeur, elle révèle l'empilement, à la faveur d'accidents moyennement pentés vers le Sud puis vers le Nord, de cinq écailles de croûte inférieure : la première appartient à la croûte européenne nord-pyrénéenne (CPE1), la seconde au prolongement méridional de la croûte européenne du bassin d'Aquitaine (CPE2), les deux suivantes à la croûte ibérique sud-pyrénéenne redoublée (CPI1 et CPI2), la dernière au prolongement septentrional de la croûte ibérique du bassin de l'Èbre (CPI3). Il apparaît ainsi que les plissements et le soulèvement fini-crétacé à tertiaire de la chaîne résultent d'un poinçonnement profond par le coin de croûte européenne (CPE2) d'une croûte ibérique qui s'enfonce non seulement sous ses propres écailles (CPI1 et CPI2 ; zone axiale) mais qui commence également à s'enfoncer sous la croûte européenne (CPI3) en initiant un processus de subduction continentale.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Pour ce qui est de l'évolution géodynamique au cours des **temps paléozoïques**, l'ensemble des données collectées sur la chaîne s'intègrent, selon R.L.M. Vissers (1992) dans la succession et l'association des phénomènes suivantes :

– du Cambrien au Carbonifère inférieur se déposent d'abord une puissante série détritique sur une plate-forme subsidente (Gondwana) située sous les hautes latitudes (peu de calcaires), puis des carbonates dévono-carbonifères de mers chaudes indiquant une dérive de l'ensemble vers des latitudes basses ;



**Fig. 21 - Position structurale des terrains de la carte Aulus à la frontière des plaques Europe et Ibérie**  
 (d'après une interprétation des résultats du profil ÉCORS privilégiant le rôle de la faille nord-pyrénéenne; Roure *et al.*, 1989)

- au Namurien et au Westphalien, un raccourcissement crustal se traduit par des structures couchées (plis, failles, chevauchements) ;
- au Stéphaniens-Permien inférieur se produit corrélativement à la phase précédente une extension de direction WNW-ESE qui entraîne le soulèvement de blocs du socle jusqu'à l'émersion, la formation de fossés d'effondrements où s'accumulent les formations détritiques continentales stéphano-permiennes ; l'augmentation des conditions de températures permettant la constitution des dômes de métamorphisme ; la fusion de niveaux crustaux et la montée de magma mantelliques donnant des intrusions granodioritiques jusque dans des niveaux élevés de la croûte.

Ce modèle ne s'accorde pas avec l'hypothèse de l'ouverture d'un rift expliquant la remontée de magma et de chaleur nécessaires aux transformations métamorphiques (Wickham et Oxburgh, 1987), hypothèse basée sur la constatation de l'homogénéisation de la teneur en  $\delta^{18}\text{O}$  des zones de métamorphisme élevé, seulement possible par la circulation de grandes quantités d'eau de provenance superficielle (mer ?). Il y a d'ailleurs absence d'ophiolites.

Si la phase compressive s'inscrit aisément dans l'évolution de la virgation varisque ouest-européenne (arc du Léon) où les Pyrénées occuperaient une position interne à l'arc et qui est caractérisée par des chevauchements se propageant vers l'intérieur de l'arc en réponse au « poinçonnement » de la chaîne ibéro-armoricaine autour du bloc cratonique ébro-aquitain (Matte et Burg, 1981), l'extension ne paraît pas compatible. Celle-ci résulterait plutôt de l'effondrement gravitaire d'un pan de croûte épaissie au stade précédent (Vissers, 1992). Elle serait facilitée par un décrochement dextre de l'Ibérie par rapport à l'Europe de plusieurs centaines de kilomètres de long, dont l'hypothèse résulte des modalités d'ouverture de l'Atlantique (Olivet, 1996).

Au cours du ***cycle alpin*** l'évolution géodynamique régionale est marquée par l'enchaînement de trois grandes périodes qui sont directement liées à au moins trois déplacements successifs de la plaque ibérique.

De 230 à 107 Ma, le rift subaérien avorté du Trias supérieur et son magmatisme tholéiitique final (argiles évaporitiques et ophite), les plates-formes peu profondes relativement stables et peu subsidentes du Jurassique et du début du Crétacé inférieur (calcaires, dolomies, marnes) puis le rift sous-marin avorté de l'Aptien-Albien inférieur (marnes noires, calcaires) se succèdent et témoignent d'un morcellement distensif de la croûte continentale long (123 Ma), épisodique et distribué sur l'ensemble du domaine pyrénéen. Le dernier stade coïncide avec un écartement oblique de l'Ibérie vers le Sud-Est (Olivet, 1996).

De 107 à 84 Ma, le fossé d'Aulus rend particulièrement bien compte de la complexité de fonctionnement du sillon nord-pyrénéen qui isolait alors

l'Ibérie du reste de l'Europe à l'Est du golfe de Gascogne. Dans ce petit fossé se manifestent alors à peu près simultanément : des failles synsédimentaires essentiellement normales (failles nord-pyrénéenne et de Lers), une sédimentation gravitaire profonde (flyschs), un magmatisme alcalin (gabbros), une croûte continentale amincie (granulites de la croûte inférieure) et traversée par des fragments de manteau supérieur (lherzolites), un gradient géothermique élevé (métamorphisme pyrénéen) et une bréchification d'ensemble des terrains (brèches de Lers), puis un plissement tardimétamorphique et synschisteux (première phase alpine, SP1). Exceptionnelle, aussi localement, l'association de ces divers phénomènes est fondamentale car elle permet de comprendre que ce sillon correspondant à la future zone nord-pyrénéenne, est l'expression morphotectonique superficielle d'une véritable frontière de plaques (Choukroune et Mattauer, 1978 ; Mattauer, 1985 ; Souquet *et al.*, 1977) et de reconstituer sa structure profonde avant les plissements (vers 95 Ma, fig. 21 a), conformément à la structure crustale actuelle de la chaîne révélée par le profil ÉCORS (Roure *et al.*, 1989). Cette brève période de 23 Ma correspond à un décrochement senestre, vers l'Est, de l'Ibérie qui est unanimement admis mais dont l'amplitude est encore estimée différemment (Olivet, 1996) en fonction des données géophysiques (de l'ordre de 100 km) ou géologiques (de l'ordre de 50 km).

De 84 Ma à nos jours, la deuxième phase de plissement synschisteux (SP2), l'extrusion du fossé à travers sa couverture (Flysch à fucoïdes) et l'allochtonie de l'ensemble des terrains de la carte au-dessus de l'empilement d'écaillés crustales révélés par le profil ÉCORS, témoignent de l'édification de la chaîne sous l'effet d'un raccourcissement crustal d'environ 100 km (fig. 21b). Cette dernière période correspond à un rapprochement de l'Ibérie vers le Nord-Ouest que les géophysiciens arrêtent au Miocène inférieur et estiment à 150 km (Olivet, 1996). Ultérieurement, si l'on excepte les rares lambeaux des surfaces d'aplanissement néogènes à quaternaire ancien, seuls les glaciers quaternaires ont laissé une trace remarquable en rajeunissant notablement le relief de la chaîne.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

#### Sols, végétation et cultures

Une notable partie de cette feuille, au Sud, montre au-dessus de 2 000 m d'altitude les roches à nu ou recouvertes par de minces placages de sols de type rankers, à pelouse rase et rhoderaie, des étages de végétation alpin et subalpin. Plus bas, c'est le domaine de l'alpage autrefois très parcouru à la belle saison.

À des altitudes inférieures, entre 1 100 et 1 700 m, la nébulosité (1 700 m est la limite la plus fréquente de stationnement du brouillard) et les précipitations importantes (> 1 100 mm/an) permettent sur la quasi-totalité des versants le maintien de la hêtraie qui s'accommode de sols aussi bien siliceux que calcaires. Localement, dans des secteurs très humides (cirque de Cagateille) s'individualisent des îlots de sapins. Il s'agit d'une façon générale d'une forêt très dégradée par des siècles d'exploitation aux fins d'alimentation de la minéralurgie locale. Les pentes inférieures supportent sur des sols toujours siliceux diverses associations à chênes sessiles et chênes pubescents.

La bande calcaire d'Aulus à sols de rendzines supporte une hêtraie ou une buxaie, celle-ci bien développée sur le versant sud ensoleillé où le noisetier tient également une place importante, associé au genêt, au thym et autres espèces à tendance méditerranéenne.

Le fond des vallées est occupé par des prairies de fauche et de pacage et quelques cultures de maïs. Les replats, banquettes et obstructions latérales d'origine glaciaire ont tous été aménagés dans le passé également en prairies ; aujourd'hui, la lande et la forêt regagnent partout sur des pentes où témoignent de l'activité qu'elles connurent des granges, abreuvoirs et murettes en ruine.

## Géographie humaine

### Habitat, population

L'habitat permanent est concentré dans les vallées, en dessous de 750 m d'altitude, 850 m à Salau ; en exposition favorable au Sud se trouvent les hameaux de Faup, de la Soleille, de Rouze (1 000 à 1 100 m) et de Camp-Long (800 à 1 000 m). Comme dans le reste des montagnes ariégeoises, l'exode commencé à la fin de XIX<sup>e</sup> siècle et le désastre démographique dû à la première guerre mondiale ont vidé le pays de plus de 75 % de sa population. L'arrêt de toutes les recherches et exploitations minières n'a pas arrangé les choses. Les chiffres des recensements de 1988 et 1990 illustrent cette situation : Aulus, 208-210 habitants ; Couflens-Salau : 267-70 (fermeture de la mine de tungstène) ; Ustou, 520-351. Il en résulte qu'une part importante du foncier est à l'abandon.

Cependant, le tourisme d'été (résidences secondaires, gîtes d'étape, commerces), le thermalisme, florissant à Aulus à la fin de XIX<sup>e</sup> siècle et récemment réactivé, le tourisme d'hiver (Guzet-Neige, étang de Lers), peuvent apporter un renouveau en fixant plus d'éléments jeunes que ne peuvent le faire les exploitations agricoles.

Pour l'heure, toutes les vallées dépendent pour ce qui est de l'administration, de la santé et de l'enseignement, des agglomérations de Seix, Oust et Saint-Girons où nombre de résidents ont d'ailleurs leurs activités professionnelles.

### **Activités**

Les métiers liés au tourisme et au thermalisme (hôtellerie, petits commerces, transports, etc.) sont essentiellement saisonniers. La seule activité permanente après la fermeture de toutes les activités minières (une remontée des cours du tungstène et de l'or pourrait justifier la réouverture de la mine de Salau) est l'agropastoralisme (élevage d'ovins, fromages de Faup) que quelques exploitants tentent de maintenir dans les secteurs géographiquement les plus faciles (Ustou, Camp-Long, Faup). La forêt est d'une exploitation malaisée (pentes excessives).

### **Voies de communication**

À l'exception de la haute vallée de l'Artigue qui est reliée par Vicdessos à la N 20 (25 km) et, à la belle saison, le secteur de Lers relié à Vicdessos par le port de Lers, les routes qui parcourent le fond des vallées conduisent naturellement vers Seix, Oust et Saint-Girons. Ce n'est que depuis le début des années 1970 que les vallées du Garbet et de l'Alet sont reliées par la route du col de la Trape (et de Guzet-Neige) et qu'Aulus communique, sauf en hiver, avec le versant de Lers par le col d'Agnes.

Aucune communication routière vers le Sud à travers une frontière qui est ici une véritable barrière. Une seule piste partant de Couflens permet de l'atteindre au port d'Aula (2 260 m) *via* le col de Pause ; son prolongement sur le versant espagnol de Montgarri n'est pas envisagé.

Le port de Salau (2 087 m) est le point de passage le plus bas et les marchands, les voyageurs et les armées l'empruntèrent de l'époque romaine au XIX<sup>e</sup> siècle comme voie la plus directe entre Toulouse et Lerida. Un décret de 1813 portant création d'une route ne fut pas suivi d'effet. Mais en 1855 un projet de tunnel ferroviaire fut lancé ; il n'aboutit qu'à 16 km de voie entre Saint-Girons et Oust et il lui fut préféré plus tard, pour des raisons politiques, le tracé par le col du Somport dont l'intérêt économique n'était pas plus assuré. En 1903, un téléphérique franchit le port pour amener à la vallée du Salat le bois tiré de la forêt de Marimaña.

Les autres ports sont d'accès malaisé, voire dangereux, praticables à la mauvaise saison seulement par des montagnards entraînés (Aurenère, 2 331 m ; Marterat, 2 217 m ; Couillac, 2 416 m ; Guillou, 2 343 m ; l'Artigue, 2 481 m ; Sullo, 2 888 m).

C'est par le versant espagnol que les crêtes frontalières sont actuellement le plus accessibles grâce aux pistes de Mongarri, de Noarre et des lacs de Romedo, cette dernière permettant d'accéder à l'altitude appréciable de 2 000 m.

Les abris sont rares dans ces montagnes : les cabanes indiquées sur les cartes sont souvent détruites ou réservées à des usages privés. Signalons les récents refuges de l'étang du Pinet dans le massif du Montcalm, celui des étangs de Bassiès et le projet de l'étang de la Hillette.

Le sentier de grande randonnée GR 10, balisé, aborde la feuille au Nord-Ouest par le vallon du Lameza puis gagne Couflens par Estours et le pic de Fonta ; par Rouze et le col des Portes il arrive à Bielle, passe ensuite à Guzet-Neige, franchit le port de Saleix et quitte la feuille aux étangs de Bassiès.

### *ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE*

Les aménagements ne rencontrent dans l'ensemble que les problèmes liés éventuellement à la pente (fauchage ou glissement des couches, même dans le granite : ouverture de la piste du vallon de Turguilla). On peut cependant conseiller, surtout du point de vue économique, de prévoir soigneusement avant les travaux d'ouverture de pistes forestières et pastorales, la longueur du projet sur roches résistantes (calcaires, schistes durs, etc.) plus coûteuses à franchir que les sols de recouvrement.

Du point de vue du comportement des terrains, les schistes graphiteux siluriens sont sujets à des glissements et à des venues d'eau ; les formations fluvio-glaciaires, du fait de leur hétérogénéité, doivent être soigneusement explorées avant toutes fondations pour éviter les tassements différentiels. Par ailleurs, leur stabilité sur les pentes raides (banquettes) n'est pas toujours assurée.

### *RISQUES NATURELS*

#### **Inondations**

Les débordements catastrophiques des torrents, le Garbet et surtout le Salat, constituent de loin le risque naturel majeur de ces vallées ; il est remarquable que la partie ancienne des villages, tel Aulus, ait été édiflée à l'écart du torrent quitte à accepter le risque de l'activité moins probable de cônes de déjection anciens, ou à se hisser sur des épaulements, d'ailleurs mieux ensoleillés. Les crues se produisent principalement au printemps, quand de fortes pluies accélèrent la fonte des neiges, et à l'automne suite à de fortes pluies souvent dues à des dépressions méditerranéennes débordant l'axe orographique de la chaîne. Elles sont amplifiées par la

raideur des bassins-versants. Ainsi, le Salat a causé de graves dégâts en 1801 (29 morts à Salau), au printemps 1809, en 1854, le 10 novembre 1905, le 22 octobre 1907, en 1936, les 4 et 5 octobre 1938 avec mort d'hommes, le 7 novembre 1982 détruisant à nouveau la chapelle Sainte-Marie-de-Salau et de longues portions de route (Bourneton, 1986).

Le risque de reprise d'activité des cônes de déjections des vallons affluants des grandes vallées ne doit pas être sous-estimé, spécialement s'ils peuvent être alimentés par des dépôts fluvio-glaciaires meubles (Peyre-Auselère, amont d'Aulus, vallée du Mouila). Dans les hautes vallées de l'Estours et d'Angouls, des cônes sont toujours actifs.

### **Avalanches**

Les secteurs normalement habités et les voies de communication ne sont pas soumis à ce risque, sauf à des coulées de peu d'ampleur. À signaler toutefois le secteur Faup-col de Pause sous le grand versant sud du pic de Fonta, déboisé et de moins en moins pacagé. Le risque devrait bien entendu être pris en compte en cas d'extension des activités humaines vers l'amont : Ossèse, vallée de l'Estours. Maintes caravanes furent autrefois décimées sur le chemin du port de Salau.

### **Séismes**

Quoique traversée par la faille nord-pyrénéenne, la région connaît un calme sismique relatif entre les zones actives de la Garonne à l'Ouest et d'Andorre à l'Est. Des intensités MSK VI à VII ont été ressenties en 1765, le 22 février 1852 (Vicdessos), en 1950 (séisme de la vallée de la Pallaresa) ; des séismes de faible magnitude et à épicentre peu profond (< 10 km) se sont produits dans la vallée de l'Alet, vers le pic de Carbauère et à l'Ouest du massif de Bassiès. Cependant, l'effet des grands séismes pyrénéens de 1428 et 1660 est mal connu.

Le « Nouveau zonage sismique de la France » (délégation aux risques majeurs, ministère de l'environnement, 1985) en vue de l'application des règles parasismiques de construction range l'ensemble de la feuille dans la zone Ib ; ce qui signifie que la probabilité de séismes d'intensité supérieure à VIII est faible, avec une fréquence supérieure à 250 ans et que la fréquence des secousses d'intensité VII est supérieure à 75 ans. L'ouvrage indique la valeur des paramètres physiques à prendre en compte.

## *RESSOURCES EN EAU*

### **Alimentation en eau potable**

Les nombreuses sources existant en zone montagneuse permettent grâce à des captages simples et un écoulement gravitaire de desservir les villages

et hameaux. Ces eaux sont en général d'excellente qualité mais sont très faiblement minéralisées. Leurs débits sont le plus souvent largement suffisants pour la satisfaction des besoins.

### Hydrogéologie - Aquifères karstiques

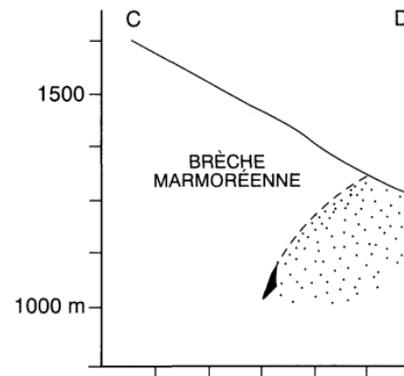
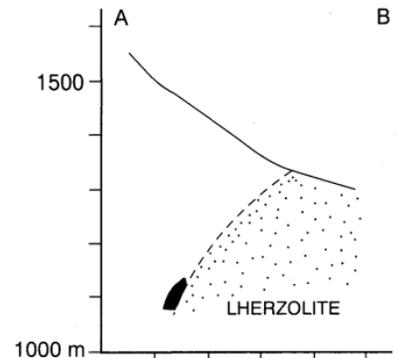
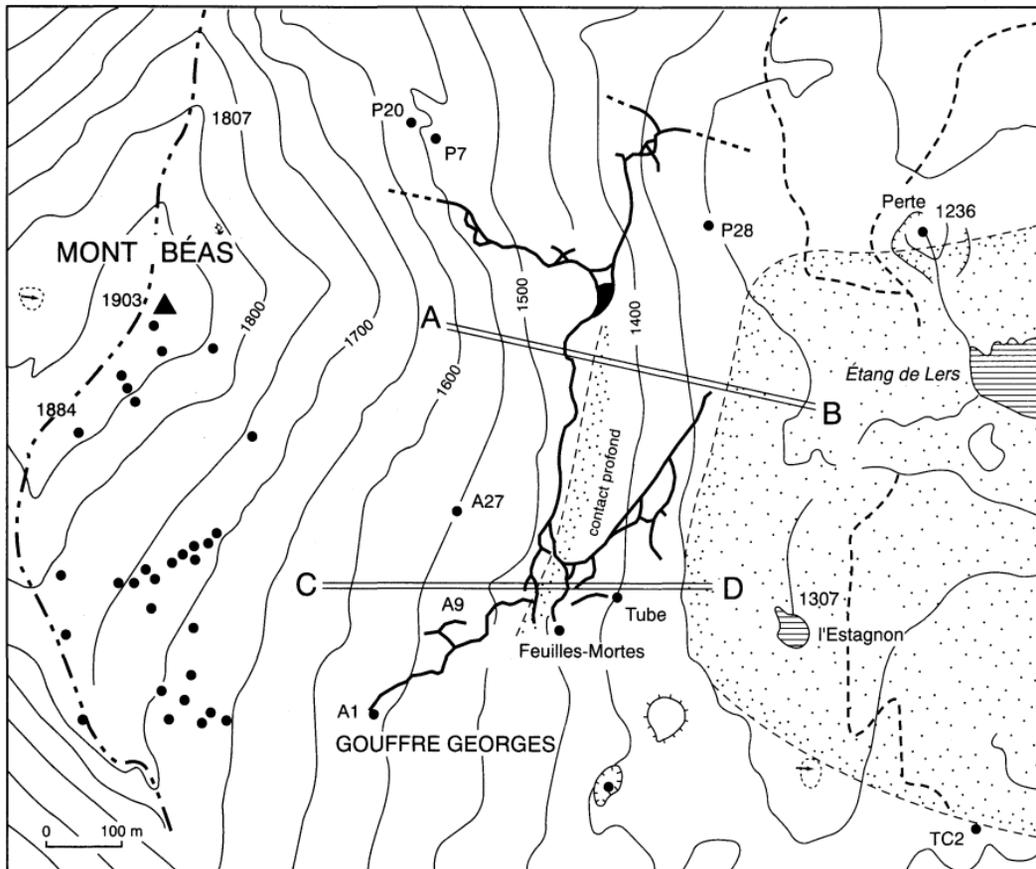
Les formations carbonatées, très fracturées, du Paléozoïque et du Mésozoïque sont bien karstifiées. Le métamorphisme a produit une homogénéisation des faciès et les fortes dénivellations des affleurements ont créé des gradients hydrauliques très élevés. Un ensemble karstifié correspond aux calcaires mésozoïques du fossé d'Aulus, un autre aux calcaires paléozoïques de la zone axiale.

• **Fossé d'Aulus.** La morphologie karstique est typique et même spectaculaire à l'Ouest de l'étang de Lers et autour du Sommet de Bizourouse ; mais elle est souvent masquée ou déformée par les actions périglaciaires. L'activité hydrologique de ce karst est illustrée par les pertes observables au Sud-Ouest de l'étang de Lers ; ce dernier est drainé par une perte située au Nord, près de la route du port de Lers. Le principal gouffre de cette région, le gouffre Georges (- 687 m), draine les eaux de surface en direction des Neuf-Fontaines d'Aulus ; il s'est développé, à partir de - 350 m, au contact des brèches calcaires et de la lherzolite, en donnant naissance à des vides souterrains importants (fig. 22).

Situé entre 700 et 2 000 m d'altitude, avec des modules spécifiques élevés (45 à 50 l/s/km<sup>2</sup>), dus à de fortes précipitations, ce secteur offre des ressources en eau intéressantes. Mais le massif est morcelé en de nombreux systèmes de dimensions réduites. Les principaux systèmes karstiques connus sont les suivants (tabl. 3) :

- en rive droite du Garbet : celui des Neuf-Fontaines d'Aulus qui draine le mont Béas, l'étang de Lers et le secteur du Bizourouse, et dont le bassin versant s'étend sur 10 km<sup>2</sup> ; ce système est bien karstifié, avec de nombreux gouffres, et possède, du fait de la structure géologique complexe, quelques réserves en altitude responsables d'un débit d'été soutenu (100 l/s) ; celui des *Jammets* et des *Berges*, à l'Ouest du mont Béas, avec un drainage karstique moins développé et des réserves plus importantes ;
- en rive gauche du Garbet : ceux de *Candebéret* et d'*Agéou*, très mal connus ;
- en vallée d'Alet, près de la Bincarède, le système de *Font Sainte*, dont l'origine est inconnue.

• **Zone axiale.** Les formations carbonatées forment d'étroites lanières indépendantes et plus ou moins parallèles affleurant en altitude. Ces calcaires sont fortement arrosés : les modules spécifiques dépassent 50 l/s/km<sup>2</sup>. De ce fait, ce secteur possède des ressources en eau très importantes. La karstification paraît en général développée. Malgré ce bon drainage, les réserves en eau sont loin d'être négligeables, pour plusieurs



**Fig. 22 - Le réseau du gouffre Georges : développement et contact profond avec la lherzolite**  
 (d'après Claria et Petit, 1970 et topographies des spéléoclubs de Massat et du Haut-Sabarthès) ● : gouffre

Dénomination	Coordonnées			Profondeur (en m)	Développement (en m)	Système karstique
	X	Y	Z			
Grotte de la Font Sainte	508.65	3059.53	625		195	tunnel naturel
Poutz de la Plagnouto de Tourroumbi	509.61	3060.00	1083	46		?
Poutz de la Ruguero	510.95	3059.21	1130	247	350	?
Gouffre d'Ajéou	513.97	3057.61	1045	230	460	résurgence d'Alent
Gouffre du Candebaret	515.28	3057.27	990	228	700	source de Cagnou
Poutz du Picou	513.83	3059.06	1266	265	400	?
Gouffre Georges	520.43	3056.39	1629	726	3000	Neuf-Fontaines d'Aulus
Gouffre des feuilles mortes	520.80	3056.54	1445	242		"
Gouffre de Pâques	Réseau Georges	520.48	3056.45	1602	180	" "
Gouffre de la Béatitude		520.64	3056.64	1548	303	
Gouffre A12	520.28	3056.43	1700	142	160	"
P7 - P20 (I)	520.52	3057.15	1578	345	260	"
Gouffre P28	520.90	3057.06	1330	336	220	"
Gouffre Jean-Claude	520.51	3057.21	1570	132		"
Gouffre VM 1 - 4 - 5	520.50	3057.31	1565	126		"
Gouffre VM 9	520.46	3057.41	1540	411	280	"
Gouffre VM 13	520.44	3057.46	1580	165		"
Gouffre VM 18 - 17	520.56	3057.28	1530	125		"
Gouffre des Crapauds	521.28	3056.34	1385	121		"
Puits des Coumettres	524.44	3055.98	1630	100	900	"
Gouffre de Gréoula	525.96	3054.50	1920	72	100	Trou du Rantou (Suc et Sentenac)
Gouffre de Bizourtouse	525.42	3054.32	1770	75		?
Gouffre de Clot d'Ingarolle	524.13	3054.57	1893	200		Neuf-Fontaines d'Aulus
Pouzoutine						

**Tableau 3 - Principaux appareils karstiques répertoriés dans les calcaires mésozoïques du fossé d'Aulus.** (G. Jauzion, Société méridionale de spéléologie et de préhistoire).

Dénomination	Coordonnées			Profondeur (en m)	Développement (en m)
	X	Y	Z		
Grotte d'Espugues 2	497.25	3058.57	2225	43	90
Grotte de la Meza ou des Hommes-Morts	500.23	3059.86	1430		120
Grotte des Bordes de Crués	501.95	3057.88	1150	+ 200	300
Grotte de las Souleillos	505.82	3060.70	680	46	220
Gouffre K	500.80	3052.60	2350	124	
Gouffre Eole	501.10	3053.00	2250	125	
Puits de Peyro-Blanco	497.60	3054.99	2245	23	
Gouffre de Cour-Vic	500.52	3053.83	2060	40	
Gouffre de Portanech d'Aurenère	501.15	3051.05	2310	82	165
Grotte de la Cigalière des Cougnets, aven de Salau, gouffre d'Anglade	507.22	3049.59	1270	51	250
Grotte de Fontaret	508.25	3048.90	1725	+ 50	230
Gouffre des Corneilles	502.42	3049.95	1749	71	120
Gouffre du Pylone	501.83	3049.75	1875	78	180
Gouffre de Guzet	516.20	3053.45	1700	104	

**Tableau 4 - Principaux appareils karstiques répertoriés dans les calcaires paléozoïques de la zone axiale.** (G. Jauzion, Société méridionale de spéléologie et de préhistoire).

raisons : stockage de l'eau sous forme de neige, existence de lacs d'altitude drainés par le karst, présence de dépôts glaciaires également drainés par le karst, compartimentage tectonique des calcaires provoquant localement en altitude des zones de stockage souterrain de forte capacité. Tout ceci explique pourquoi les débits des sources drainant les calcaires sont soumis à une relative régulation.

Dans la haute vallée du Salat, sont connus les systèmes karstiques suivants (tabl. 4) : des *Neuf-Fontaines de Salau*, drainant les pertes du Salat et des torrents voisins dans le fluvio-glaciaire et dans les calcaires de Salau ; du *cirque d'Anglade*, drainé par des pertes vers une source karstique située sous le terril de la mine de Salau. La majeure partie des eaux de la mine de Salau provient de circulations karstiques dans les calcaires du Dévonien inférieur ; de la *Font des Tourdets*, en amont du Pont-de-la-Taule, développé dans les calcaires du Dévonien supérieur ; de la source de *Bordes de Crues*, dans la vallée d'Estours, au Sud des granges Antech, célèbre par son réseau spéléologique et la morphologie karstique de surface du versant est du mont Valier, qui draine les calcaires du Dévonien supérieur ; des calcaires cambro-ordoviciens de Géraç, drainés en partie par la source de Séron, située au Sud du Pouech de Géraç ; des calcaires d'âge dévonien inférieur du port d'Aula et du port de Salau, drainés vers la vallée d'Estours.

Certains de ces karsts sont assez bien connus sur le plan spéléologique (mont Béas, port d'Aula, versant est du mont Valier et Bordes de Crue). Mais les connaissances hydrogéologiques sont très réduites, sauf pour les formations carbonatées secondaires de l'étang de Lers, du mont Béas et du bois de la Bouche drainées par la rive droite du Garbet, qui ont été étudiées en détail (Viéville, 1983).

### **Eaux thermominérales**

La station thermale d'Aulus-les-Bains s'est développée au XIX<sup>e</sup> siècle, a périéclité au début du XX<sup>e</sup> siècle, et a recommencé à recevoir des curistes en 1983, après rénovation complète.

L'établissement thermal est alimenté par quatre sources captées dans une galerie creusée dans des calcaires et schistes *a priori* paléozoïques. Leurs eaux ont été classées eaux minérales par arrêtés ministériels en 1852, 1854 et 1878. Leur température varie de 13,1 °C à la source Bacqué, à 16 °C à la source Nouvelle, ce qui indique un parcours peu profond. Celui-ci se déroule vraisemblablement en partie dans les évaporites sulfatées et dans les calcaires du Lias et du Trias et se termine par les fractures liées aux failles bordières du fossé d'Aulus.

Les caractéristiques chimiques de la source des Trois-Césars sont les suivantes, pour un pH = 7,16 :

HCO <sub>3</sub>	= 190	mg/l	Ca	= 420,5	mg/l	Al	= 10	µg/l
Cl	= 2,80	"	Mg	= 47,5	"	As	= 3	"
SO <sub>4</sub>	= 1070	"	K	= 1,40	"	B	= < 100	"
NO <sub>3</sub>	= 0,05	"	Na	= 3,80	"	Cd	= 0,3	"
NO <sub>2</sub>	= < 0,02	"	Li	= 0,02	"	Cu	= 1	"
F <sub>2</sub>	= 0,08	"	Fe	= 1	"	Pb	= 1	"
PO <sub>4</sub>	= < 0,1	"	Mn	= 0,01	"	Zn	= 4	"
Br	= 0,11	"	Sr	= 2,5	"			

(Analyse à l'émergence le 16 juin 1983 publiée dans le Bulletin de l'Académie nationale de médecine, t. 168, 1984).

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

### Tungstène

Un important gisement de scheelite a été découvert en 1959, dans les formations carbonatées du Dévonien inférieur de la bordure sud de la granodiorite de Salau. Il s'étend sur près de 500 m de longueur entre 1 300 et 1 600 m d'altitude.

Les corps minéralisés se présentent en lentilles allongées de 1 à 5 ou 6 m d'épaisseur. Ils se répartissent en deux types. Dans les cipolins rubanés gris et blanc, les corps de pyrrhotite à scheelite sont associés à des skarns zonés à hédénbergite et grenat ; les teneurs moyennes en WO<sub>3</sub> sont élevées (1,60 à 2 %) ; schématiquement on trouve la pyrrhotite sans scheelite en bordure de la granodiorite, puis de la pyrrhotite et de la scheelite laquelle est très concentrée vers le contact avec le cipolin sur une épaisseur de quelques centimètres et à une dizaine de centimètres. Dans les cornéennes calciques développées aux dépens des « barégiennes » du Silurien supérieur–Lochkovien, les corps minéralisés comprennent des bandes de pyrrhotite à scheelite et des bandes de skarns rubanés à hédénbergite avec ou sans grenat ; les teneurs moyennes en scheelite sont plus faibles (1 à 1,06 % de WO<sub>3</sub>) avec un maximum dans les bandes à pyrrhotite associée au pyroxène et riches en quartz. Le minerai contient parfois du mispickel, de la blende, de la chalcopyrite, du bismuth et de l'or.

La forme des corps minéralisés et leur localisation dépendent des irrégularités de la bordure de la granodiorite qui dessine des « golfes » et « gouttières » constituant les principaux pièges à minerai. Celui-ci a été apporté par des fluides hydrothermaux circulant préférentiellement dans les discontinuités lithologiques donc entre calcaire et granodiorite. Celle-ci recoupe une structure plissée N110°E correspondant à la phase majeure. On a insisté sur le rôle du contexte tectonique en cisaillement permettant la mise en place du pluton et l'existence de zones en ouverture autorisant les circulations minéralisatrices.

Découvert en 1959, exploité à partir d'avril 1971 à raison de 60 000 à 75 000 t/an de tout-venant à 1,30 % de WO<sub>3</sub>, le gisement du pic de la

Fourque a produit environ 15 000 t de  $WO_3$ . La mine, fermée depuis décembre 1986, possède des réserves estimées à 3 000 t de  $WO_3$ . Le lecteur intéressé trouvera dans les travaux de D. Charreau et C. Derré (1976), C. Derré (1973, 1978), C. Derré *et al.* (1980), M. Fonteilles *et al.* (1988), P. Ledru et A. Autran (1986), une ample documentation sur ce gisement.

D'autres indices de scheelite sont connus et ont été parfois exploités au voisinage des massifs de granodiorite. Ainsi, sur le versant espagnol du port de Salau, l'indice d'Aurenère est situé au contact de la granodiorite, dans les alternances schisto-calcaires du Dévonien inférieur « nord » et les schistes graphiteux siluriens. La scheelite, accompagnée d'arsénopyrite, de chalcopyrite et de blende, est concentrée principalement dans une lentille de pyrrhotite. Au Sud-Ouest de Salau, les indices d'Espis et du bois de la Péguille sont liés à des petits corps, affleurants ou non, de granodiorite. Autour du granite de Bassiès, on connaît les indices du cirque de Cassierens, du pic du Pouech et du bois de Fontanel. Dans le massif des Trois-Seigneurs, l'indice de Garrassoula est en bordure du granite leucocrate à deux micas.

### **Zinc et plomb (argent)**

Les minéralisations sont fréquentes dans le Dévonien inférieur carbonaté ou à son voisinage, en gîtes stratiformes ou bien en veines et filonnets suivant une schistosité ou des accidents tectoniques. On a invoqué au sujet de leur genèse la préconcentration sédimentaire des sulfures dans les roches carbonatées et leur remobilisation à la faveur des contraintes tectoniques, de la mise en place des plutons et des circulations de fluides hydrothermaux (Pouit *et al.*, 1979).

Près d'Aulus, les galeries et travaux de surface, très nombreux, se répartissent en quatre quartiers principaux : Argentière, Lauqueille, Castelmurier et les Rapes. Les premières exploitations, surtout pour l'argent, datent de l'époque gallo-romaine et du Moyen-Âge comme celle du Pas d'Enfer. Florissantes de la deuxième moitié du XVI<sup>e</sup> au XVIII<sup>e</sup> siècle, elles sont aujourd'hui abandonnées (Dubatik, 1981 ; Gramont, 1962).

De nombreux indices sont connus sur toute la feuille dans ces « calcaires métallifères ». Mais c'est surtout dans le secteur du pic de Carbauère que des concentrations stratiformes plus importantes ont justifié les travaux de la mine de Carboire (= Carbauère). Le gisement est situé le long du contact anormal subvertical qui sépare le Dévonien « nord » du Dévonien « sud ». La minéralisation en blende et galène consiste en plusieurs « formations rubanées » interstratifiées dans les alternances schisto-calcaires du Dévonien « nord », au contact de lames de schistes graphiteux siluriens ou encore dans les schistes bleutés du Dévonien « sud ». La zone minéralisée s'étend sur 1 km en direction et sur près de 600 m de dénivellation (entre 1 200 et 1 800 m d'altitude). Sa puissance varie de 1 à 3 m et peut atteindre

20 m. Le minerai se présente en « nerfs » de 10 à 40 cm d'épaisseur avec des teneurs de 15 à 40 % de métal, en rubans centimétriques séparés par des passées stériles et en « stockwerk » au sein de la dolomie.

La découverte des indices date de 1850 et fut suivie de travaux entre 1857 et 1860, et de 1901 à 1905, période pendant laquelle on a extrait 10 000 t de minerai. En 1956-1957 furent tracés 280 m de galerie, de 1963 à 1967, 1 872 m au niveau 1 364 m, enfin, en 1975-1976, 934 m au niveau 1 521 m. Plus de 2 000 m de forage furent exécutés. Mais les conditions économiques n'ont jamais permis d'envisager l'exploitation.

## Cuivre

De petits indices isolés ont fait l'objet de travaux comme dans les environs du Pont-de-la-Taule.

### SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Il n'existe plus d'exploitations en activité sur la feuille Aulus. Dans un passé récent les calcaires versicolores et les calcaires griottes du Dévonien supérieur ont été exploités comme *marbre* au Pont-de-la-Taule, tandis que la carrière d'Estours (fermée en 1977) était spécialisée dans son célèbre « vert d'Estours ». Les *grèzes* formées au pied des calcaires mésozoïques ont été (et sont encore) exploitées pour l'amendement des terres et surtout pour l'empierrement des chemins. Le *talc* que l'on rencontre çà et là le long du contact anormal entre le Cambrien et la dolomie dévonienne de Salau, a été exploité à l'Échelle-Ronde, sur le sentier du port de Marterat.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRES

#### Itinéraires pédestres

Les itinéraires pédestres proposés se déroulent en milieu montagnard et ne doivent être entrepris que par temps clair, muni de l'équipement nécessaire en particulier pour affronter le mauvais temps qui arrive vite en altitude. L'accès à certains affleurements alléchants peut-être délicat ; mieux vaut renoncer avant de s'engager sur des pentes scabreuses dont on ne pourra redescendre au mieux qu'avec de l'aide.

- Dans la **zone axiale** ce sont, d'Est en Ouest :  
– la visite du secteur Montcalm–pic d'Estats soit à partir de l'ancien refuge du Montcalm par les orris\* de Pla Subra (métamorphisme de la série

---

\* orris : très anciens abris de pierre de forme conique.

cambrienne) les orris et le couloir de Riufret, soit à partir du parking de l'Artigue par les orris de Pla Nouzère, le refuge gardé de l'étang du Pinet et l'étang de Montcalm (itinéraire bien balisé) ;

– la visite de la bordure sud du granite de Bassiès et des formations carbonatées et détritiques cambriennes à partir de l'Artigue (parking, gîte d'étape) par le sentier du port de l'Artigue qui passe aux orris de Mespelat et de Légunes et par les sentiers menant vers le Nord aux orris de Belcaire et de Casque ;

– les sentiers des vallées d'Ars, du Fouillet, des Cors et de l'Ossèse, et surtout la piste entre Guzet-Neige et le cirque de Géraç qui offrent de bonnes coupes dans les formations dévoniennes et cambriennes et permettent d'observer le contact nord du granite de Bassiès ;

– la montée à l'ancienne mine de Carbauère depuis la vallée des Cors, puis au-delà l'accès du pic de Montagnou et à l'étang de la Lacarde qui permettent d'observer les faciès du Dévonien « nord » et du Dévonien « sud » et offrent un beau panorama sur l'itinéraire précédent ;

– l'accès au port de Marterat par la vallée de l'Ossèse qui permet d'étudier les relations entre les structures hercyniennes et le granite de Bassiès et notamment des structures de phase 1 (plis isoclinaux couchés, schistosité de flux S1) dans la zone située immédiatement à l'Ouest du granite ;

– la montée au pic de l'Arrech par les cabanes de Fontaret depuis les anciennes mines d'Anglade qui offre de très bons affleurements des calcaires de Salau ;

– la montée au port de Salau et la descente vers Couflens par la crête de Lane-Formente, le pic de Galèdre (où est exposé un pli couché précoce D1 de Dévonien replié par D2), et la cabane d'Auzout complète l'itinéraire précédent ;

– de l'étang d'Areau que l'on rejoint par la route depuis Couflens, montée au port d'Aula en observant de très bons affleurements du Silurien à graptolites et de la série dévoniennne. Du port d'Aula on peut accéder au mont Valier par un itinéraire aérien d'où l'on découvrira de magnifiques panoramas sur la chaîne et le bassin d'Aquitaine. L'accès au mont Valier est conseillé par la vallée du Ribérot et le refuge des Estagnous sur son versant ouest ;

– dans la vallée du ruisseau d'Estours, les environs de la cabane de Subèra et la crête du Tuc de Quer-Ner où peuvent être étudiées les formations du Dévonien supérieur et du Carbonifère.

• Dans la **zone nord-pyrénéenne**, un itinéraire assez long mais facile de Coumebière (route D 8, sentier GR 10) au port de Lers (route D 18), par le port de Saleix et le pic de Girantès, montre la transversale la plus complète et la plus spectaculaire du fossé d'Aulus. Il permet plus particulièrement de voir :

– le panorama sur les diverses branches verticales de la faille nord-pyrénéenne et sur la série jurassique du vallon de Saleix (cf. fig. 4) et du

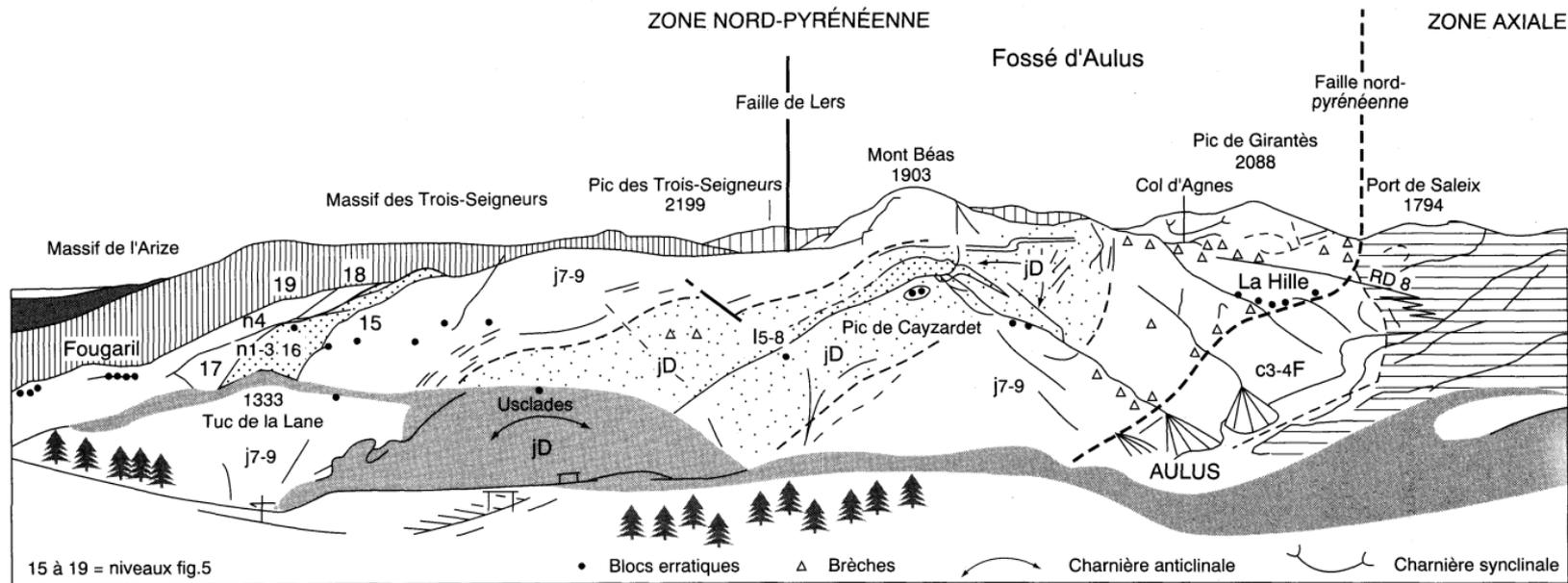


Fig. 23 - Le versant nord des Pyrénées et de la moitié orientale du fossé d'Aulus vus de Guzet-Neige (esplanade de Prat-Matau)

pic de Girantès (cf. fig. 6), en allant, à partir du port de Saleix, et par l'étang d'Alate, jusqu'à la plaine de roc Nègre (point coté 1 961) ;

– les diverses écaillés qui jalonnent la faille nord-pyrénéenne au port de Saleix (granulites, gabbro, brèches marmoréennes) ;

– la série jurassique du vallon de Saleix et du pic de Girantès puis le magnifique panorama sur le versant nord de la chaîne (et sur la transversale col d'Agnes–étang de Lers du fossé ; cf. fig. 8) qu'offre le sommet de ce pic ;

– le massif de lherzolite perché de Fontête-Rouge (à l'Est du cap de Paillé), les brèches marmoréennes et lherzolitiques de Lers (cheminées du ravin de l'Homme-Mort, bloc erratique de brèche et de grès lherzolitique stratifiés des Coumettes) et l'écaillé de granulites du port de Lers.

### Parcours routiers

À Guzet-Neige, l'esplanade de Prat-Matau (terminus de la route D 68) offre un autre panorama remarquable sur le versant nord de la chaîne (du bassin d'Aquitaine à la crête frontalière). Il montre en particulier toute la moitié orientale du fossé d'Aulus qui est encore encaissée entre le massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs et la zone axiale et, sur les pentes du mont Béas, l'ample charnière de l'anticlinal du pic de Cayzardet (fig. 23).

On se reportera pour la visite du domaine nord-pyrénéen et de la haute chaîne primaire entre Aulus et Vicdessos à l'itinéraire n° 1 du guide géologique régional « Pyrénées centrales franco-espagnoles » par R. Mirouse (1992), ouvrage qui donne de plus une claire synthèse des hypothèses sur la géodynamique de la chaîne, en particulier d'après les résultats du profil ÉCORS ; il aborde la feuille Aulus par la D 32 au Sud d'Ercé, franchit le col d'Agnes, traverse la région de Lers et la quitte par le port du même nom en longeant la bordure sud du massif des Trois-Seigneurs.

Le site classique du massif de lherzolite de l'étang de Lers et les itinéraires carrossables dans ce secteur (D 8, 18 et 32) ont fait l'objet d'autres descriptions (Forestier *et al.*, 1980 ; Jaffrezo et Obert, 1978 ; Jaffrezo *et al.*, 1977).

Enfin pour ce qui est des gîtes minéraux et des anciennes mines (d'accessibilité incertaine ou interdite) il convient de se reporter à l'Inventaire minéralogique de la France, n° 11, t. 1, par C. Laforêt *et al.* (1983), ou aux études de C. Dubatik (1981) et X. de Gramont (1962) sur les mines d'Aulus.

### DOCUMENTS CONSULTABLES

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

peuvent être consultés soit au service géologique régional Midi-Pyrénées, 12, rue Michel-Labrousse, BP 1342, 31106 Toulouse cedex 1, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### BIBLIOGRAPHIE

- ALIBERT D. (1985) – A Sr/Nd isotope and REE study of Late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Massejana dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, p. 81-90.
- ALLAART J.H. (1959) – The geology and petrology of the Trois-Seigneurs massif, Pyrenees, France. *Leidse Geol. Mededelingen*, 22, p. 97-214.
- ANGUY Y., DAMOTTE B., ROURE F. (1991) – Tirs sismiques latéraux complémentaires au profil ÉCORS-Pyrénées : apport à la connaissance de l'architecture profonde de la chaîne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 313, II, p. 677-684.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1955) – Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale pyrénéenne au sud de Saint-Girons (Ariège). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, p. 969-972.
- AVÉ-LALLEMANT H.G. (1967) – Structural and petrofabric analysis of an "alpine-type" peridotite : the lherzolite of the french Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen.*, vol. 42, 57 p.
- AZAMBRE B., RAVIER J. (1978) – Les écailles de gneiss du faciès granulite du port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XX, n° 3, p. 221-228.
- AZAMBRE B., ROSSY M., LAGO M. (1987) – Caractéristiques pétrologiques des dolérites d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. minéral.*, vol. 110, p. 370-396.
- AZAMBRE B., SAGON J.P., DEBROAS E.J. (1991) – Le métamorphisme créacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 313, p. 1179-1184.
- BARNOLAS A., CHIRON J.C. (éds) (1996) - Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, vol. 1, 729 p. + planches.
- BERNUS-MAURY C. (1984) – Étude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 253 p.
- BERTRAND L. (1910) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon (252), 1<sup>re</sup> éd. Paris : Service de la Carte géologique de la France.

- BESSON M., RAGUIN E., ZWART H.J., HARTEVELT J.J.A., AUTRAN A., VYAIN R., KUMER J. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Fontargente (1093). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Besson, avec la collaboration de J.C. Soulé (1991), 35 p.
- BICKLE M.J., WICKHAM S.M., CHAPMAN H.J., TAYLOR H.P. (1988) – A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois-Seigneurs Massif, Pyrenees, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, p. 399-417.
- BILOTTE M. (1992) – Enregistrement sédimentaire et datation du passage de la marge stable à la marge convergente durant le Sénonien dans la zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 315, p. 77-82.
- BLÈS J.L., GROS Y. (1980) – La fracturation du granite de Bassiès (Pyrénées ariégeoises, France) : chronologie des phases tectoniques, évolution des diaclases. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXII, n° 3, p. 377-390.
- BLUMENFELD P., BOUCHEZ J.L. (1988) – Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, 10, p. 361-372.
- BODIN J. (1988) – Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales ; biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces. Thèse doct. univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 254 p., 79 fig.
- BODIN J., LEDRU P. (1986) – Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 302, n° 15, p. 969-974.
- BODINIER J.L., GUIRAUD M., FABRIÈS J., DOSTAL J., DUPUY C. (1987a) – Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lhers, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, p. 279-290.
- BODINIER J.L., FABRIÈS J., LORAND J.P., DOSTAL J., DUPUY C. (1987b) – Petrogenesis of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Bull. minéral.*, 110, p. 345-359.
- BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J. (1988) – Geochemistry of eastern Pyrenean peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, p. 2893-2907.
- BOUCHEZ J.L., DELAS C., GLEIZES G., NÉDÉLEC A., CUNEY M. (1992) – Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, p. 35-38.
- BOURNETON (1986) – Grands ports des Pyrénées. Toulouse : Sirius.
- CAPELLÀISOLÀ I. (1991) – Variació de l'estil estructural a l'Hercinia del Pireneo. Thèse, univ. autonome Barcelona-Bellaterra, 241 p.
- CAREZ L. (1901) – Feuilles de Quillan et de Foix. *Bull. serv. Carte géol. Fr.*, t. XII, p. 80-84.

- CAREZ L. (1906) – La géologie des Pyrénées françaises. Feuilles de L'Hospitalet, Foix et Pamiers. Mém. Carte géol. Fr., fasc. IV.
- CASTERAS M. (1933) – Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n° 189, 525 p.
- CASTERAS M. (1976) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Foix (235), 3<sup>e</sup> édit. Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Casteras (1969), 25 p.
- CHARUAU D. (1974) – Relation entre les concentrations plombo-zincifères et la tectonique superposée du district de Hoque-Saubé-Carboire (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 134 p., 31 fig., 6 pl., 4 cartes.
- CHARUAU D., DERRÉ C. (1976) – Place des minéralisations de Pb-Zn liées aux strates et des skarns à scheelite dans l'histoire structurale de la région de Carboire et Salau. Mém. h.-s. Soc. géol. Fr., n° 7, sect. I, p. 175-180.
- CHEVALIER M. (1954) – Le relief glaciaire des Pyrénées du Couserans. *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, t. 25, fasc. 3, p. 97-156.
- CHOUKROUNE P. (1973) – La brèche de Lherz dite « d'explosion liée à la mise en place des lherzolites » est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées ariégeoises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 277, p. 2621-2624.
- CHOUKROUNE P. (1976) – Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale). Mém. Soc. géol. Fr., n° 127, 116 p.
- CHOUKROUNE P. (1980) – Comment on « Quenching : an additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees) ». *Geology*, vol. 8, p. 514.
- CHOUKROUNE P., MATTAUER M. (1978) – Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille nord-pyrénéenne. Comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. XX, p. 689-700.
- CHOUKROUNE P., ECORS TEAM (1989) – The ECORS pyrenean deep seismic profile : reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, t. 8, n° 1, p. 23-39.
- COLCHEN M., DOMMANGET A., WEYANT M. (1979) – Les séries ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes dans les hautes vallées du Salat, d'Ossès et du Garbet. Zone axiale des Pyrénées ariégeoises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, n° 13, p. 1007-1020.
- CONQUÉRÉ F. (1971) – Les pyroxénolites à amphibole et les amphibololites associées aux lherzolites du gisement de Lherz (Ariège, France) : un exemple du rôle de l'eau au cours de la cristallisation fractionnée des liquides issus de la fusion partielle des lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, p. 32-61.

- CONQUÉRÉ F. (1977) – Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolite à spinelle. Compositions minéralogiques et chimiques, évolution des conditions d'équilibre des pyroxénites. *Bull. Soc. fr. minéral. cristal.*, 100, p. 42-80.
- CONQUÉRÉ F. (1978) – Pétrologie des complexes ultramafiques de lherzolite à spinelle de l'Ariège (France). Thèse État, Paris VI, 333 p.
- CONQUÉRÉ F., FABRIÈS J. (1984a) – Chemical disequilibrium and its thermal significance in spinel-peridotites from the Lherz-Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). In J. Kornprobst (ed.): « Kimberlites II. The Mantle and Crust-Mantle Relationships », p. 319-332.
- CONQUÉRÉ F., FABRIÈS J. (1984b) – Caractères pétrographiques et chimiques des péridotites à spinelle des gisements ultramafiques de Lherz et de Freychinède (Ariège, Pyrénées françaises). Kimberlites III. *Ann. sci. univ. Clermont-Ferrand II*, 74, p. 55-83.
- CRILAT S. (1981) – Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne noire. Thèse État, Paris, 473 p.
- CYGAN C. (1973) – Étude de quelques conodontes du Paléozoïque supérieur pyrénéen. D.E.S., Toulouse.
- DALLONI M. (1951) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon (252), 2<sup>e</sup> éd. (terrains primaires). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- DAUTEUIL O., RAYMOND D., RICOU L.E. (1987) – Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemple à l'Est du Saint-Barthélemy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 304, p. 1025-1028.
- DE SITTER L. U. (1954) – La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. *Leidse Geol. Mededelingen*, 18, p. 287-291.
- DEBON F. (1986) – Étude géochimique des plutons de Néouvielle et de Bassiès (Zone axiale pyrénéenne). Rapport inédit BRGM, 19 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, Earth Sciences, 73, p. 135-149.
- DEBON F., ZIMMERMANN J.L. (1988) – Le pluton hercynien de Bassiès (Pyrénées, Zone axiale) : typologie chimique, âge et remaniements isotopiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, p. 897-902.
- DEBON F., ENRIQUE P., DREUX G., BOYMOND E., DESMIDT A. (1991) – Composition chimique et nomenclature de 1 724 roches plutoniques (et filoniennes) des Pyrénées (France, Espagne). *Géologie de la France*, 4, p. 39-70, 4 fig.
- DEBROAS E.J. (1985) – Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata*, sér. 1, vol. 2, p. 99-106.

- DEBROAS E.J. (1987a) – Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, t. III, p. 887-898.
- DEBROAS E.J. (1987b) – Le Flysch à fucoides d'Uchentein, témoin d'un escarpement turono-sénonien inférieur de la paléofaïlle nord-pyrénéenne, Pyrénées centrales, France. *Strata*, sér. 1, vol. 3, p. 77-93.
- DEBROAS E.J. (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.*, sér. 8, t. VI, p. 273-285.
- DEBROAS E.J. (1995) – Flysch noir et rifting oblique albo-cénomaniens sur la marge aquitaine de la partie centrale du sillon nord-pyrénéen (Hautes-Pyrénées, Ariège). *Strata*, sér. 1, vol. 7, p. 21-23.
- DEBROAS E.J., SOUQUET P. (1976) – Sédimentogenèse et position structurale des flyschs créacés du versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. I, n<sup>o</sup> 4, p. 305-320.
- DEBROAS E.J., MARTY F., MÉDIIVILLA F., SOUQUET P. (1977) – Description de brèches tectoniques dans les brèches réputées sédimentaires et éocènes de la zone interne métamorphique des Pyrénées : conséquences stratigraphiques et structurales. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 113, fasc. 1-2, p. 212-218.
- DÉGARDIN J.M. (1987) – Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. Thèse État, Lille, 506 p., 16 pl.
- DELVOVÉ J.J. (coord.) (1996) – Carbonifère à faciès culm. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, vol. 1, p. 303-338.
- DÉRAMOND J. (1969) – Tectoniques superposées dans le Paléozoïque du Haut-Salat (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 85 p.
- DÉRAMOND J. (1971) – Plis couchés dans la zone axiale des Pyrénées ariégeoises (Haut-Salat). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 27, p. 693-696.
- DERRÉ C. (1973) – Relations chronologiques entre la mise en place du granite de Salau (haute vallée du Salat, Pyrénées ariégeoises) et les déformations du Paléozoïque de la région. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 277, sér. D, p. 1279-1281.
- DERRÉ C. (1978) – Le gisement de scheelite de Salau dans son cadre géologique (Pyrénées). *Sci. de la Terre*, 22, n<sup>o</sup> 1, p. 5-58.
- DERRÉ C., FONTEILLES M., NANSOT L.Y. (1980) – Le gisement de scheelite de Salau, (Ariège, Pyrénées). 26<sup>e</sup> congrès géol. intern. Orléans : BRGM.
- DESTOMBES J.P., RAGUIN E., CASTERAS M. (1969) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vicdessos (1087). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Casteras, J.P. Destombes, E. Raguin (1970), 16 p.

- DOMMANGET A. (1977) – Le cadre géologique des niveaux minéralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la Zone Axiale des hautes Pyrénées ariégeoises (secteur Aulus - port d'Aula). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 224 p., 39 fig., 23 pl.
- DONNOT M. (1974) – Attribution au Silurien - Dévonien des schistes de Bencarrech - Sentein (Ariège) ; conséquences pour l'extension de l'Ordovicien dans les Pyrénées. *Bull. BRGM* (2), II, 1, p. 26.
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B., GROS Y., GIGOT C. *et al.* (1982) – Cadre géologique des minéralisations sulfurées dans la bordure nord du dôme de Marimaña - Pallaresa (Pyrénées ariégeoises et val d'Aran). Rapport BRGM, 82 SGN 127 GEO, 55 p., 4 pl. h.-t.
- DUBAR G. (1925) – Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. IX, n° 1, 332 p.
- DUBATIK C. (1981) – Recherches sur les travaux miniers du haut Salat. 1<sup>re</sup> partie : les mines d'Aulus-les-Bains. Saint-Girons : impr. Floquet, 69 p.
- DUFRENOY A. (1834) – Sur la position géologique des principales mines de fer de la partie orientale des Pyrénées, accompagnée de considérations sur l'époque du soulèvement du Canigou et sur la nature du calcaire de Rancié. *Ann. mines*, 3<sup>e</sup> sér., t. 5, p. 307-344.
- EVANS N.G., GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.L. (1997) – Hercynian tectonics in the Pyrenees : a new review based on structural observations around the Bassiès granite pluton. *J. Struct. Geol.*, vol. 19, n° 2, p. 195-208.
- FABRIÈS J., LORAND J.P., BODINIER J.L., DUPUY C. (1991) – Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees : evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. In M.A. Menzies, C. Dupuy, A. Nicolas (eds) : « Orogenic lherzolites and mantle processes ». *J. Petrology* (volume spécial), p. 55-76.
- FONTEILLES M., NANSOT L., SOLER., ZAHM A. (1988) – Ore control for the Salau scheelite deposit (Ariège, France) : evolution of idea and present state of knowledge. In J. Boissonnas, P. Ohmenetto (eds) : « Mineral deposits within European Community ». *Soc. geol. applied min. deposits, spec. publ. n° 6*. Berlin : Springer-Verlag, p. 95-116.
- FORESTIER F.H. *et al.* (1980) - Granulites, éclogites et lherzolites en France. Excursion 114 C, 26<sup>e</sup> congrès géol. intern., Paris.
- FRÉCHENGUES M., PEYBERNÈS B. (1991) - Stratigraphie séquentielle du Trias moyen et supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 313, p. 355-360.
- GAPAIS D. (1989) – Shear structures within deformed granites : Mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17, p. 1144-1147.
- GLEIZES G. (1992) – Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis - Andorre à la Maladetta. Thèse doct. univ. Toulouse, 259 p.

- GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.L. (1991) – Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : zonation, structure et mise en place. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 312, p. 755-762.
- GLEIZES G., NÉDÉLEC A., BOUCHEZ J.L., AUTRAN A., ROCHETTE P. (1993) – Magnetic susceptibility of the Mont-Louis - Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees) : a new tool for the petrographic characterisation and regional mapping of zoned granite plutons. *Geophys. Res.*, 98, B 3, p. 4317-4331.
- GOLBERG J.M. (1987) – Le métamorphisme pyrénéen dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 235 p.
- GOLBERG J.M., LEYRELOUP A. (1990) – High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (eastern North Pyrenean Zone, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 104, p. 194-207.
- GOLBERG J.M., MALUSKI H. (1988) – Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 306, p. 429-435.
- GOLBERG J.M., MALUSKI H., LEYRELOUP A.F. (1986) – Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics*, t. 129, p. 275-290.
- GOUJOU J.C., GOLBERG J.M., LEYRELOUP A.F. (1988) – Réactions de décarbonatation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne). Formation de biotite et de plagioclase. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 307, p. 39-44.
- GRAMONT X. (DE) (1962) – Les mines d'Aulus (Ariège). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 97, fasc. 3-4, p. 477-498.
- GUÉRANGÉ B., LOZES J. (1981) – Skarns Pyrénées, étude des déformations de la Zone Ouest Salau. Rapp. BRGM 85 GEO ET 57.
- HALL C.A., BENNETT V.C. (1979) – Significance of Iherzolite at the étang de Lherz, central Pyrenees, southern France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 45, p. 349-354.
- JACOB C., CASTERAS M., DALLONI M., RAGUIN E. (1950) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Foix (253), 2<sup>e</sup> éd. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- JAFFREZO M. *et al.* (1977) – Pyrénées orientales, Corbières. Collection « guides géologiques régionaux ». Paris : Masson, 191 p.
- JAFFREZO M., OBERT D. (1978) – Les Pyrénées (8 au 15 septembre 1977). C.R. réun. extr. Soc. géol. France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 20, p. 307-446.
- JALUT G., DELIBRIAS G., DAGNAC J., MARDONÈS M., BOUHOURS M. (1982) – A palaeoecological approach to the last 21 000 years in the Pyrenees : the peat bog of Freychinede (alt. 1,350 m, Ariège, south France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 40, p. 321-359.

- KAELIN J.L. (1982) – Analyse structurale du gisement de scheelite de Salau (Ariège, France). Thèse docteur-ingénieur, École nat. sup. mines Paris, 176 p., 69 fig.
- KRIEGSMAN L.M. (1989) – Déformation and metamorphism in the Trois-Seigneurs massif, Pyrenees. Evidence against a rift setting for its Variscan evolution. *Geol. en Mijnbouw*, 68, p. 335-344.
- LACROIX A. (1892) – Sur les modifications minéralogiques effectuées par la lherzolite sur les calcaires du Jurassique de l'Ariège. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 115, p. 974-976.
- LACROIX A. (1894) – Les phénomènes de contact de la lherzolite et quelques ophites des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VI, p. 307-446.
- LACROIX A. (1900) – Sur l'origine des brèches calcaires secondaires de l'Ariège : conséquences à en tirer au point de vue de l'âge de la lherzolite. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 131, p. 396-398.
- LACROIX A. (1901) – Sur un nouveau groupe de roches très basiques (lherzolites, ariégites) (étang de Lherz, vallée de Suc, Prades). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 132, p. 358-360.
- LACROIX A. (1917) – Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 165, p. 381-387.
- LACVIVIER C. (DE) (1884) – Études géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur le terrain crétacé. *Ann. Sci. géol.*, t. 15, 305 p., 1 carte.
- LACVIVIER C. (DE) (1892) – Note sur la distribution géographique et sur l'âge géologique des ophites et des lherzolites de l'Ariège. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 4, n° 32, p. 329-344.
- LAGASQUIE J.J. (1984) – Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises. Paris : CNRS, 384 p.
- LAMOUREUX C., SOULA J.C., RODDAZ B. (1980) – Les zones mylonitiques des massifs du Bassiès et de l'Aston (haute Ariège). *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 2, p. 103-111.
- LANAU M. (1971) – Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen des bassins de Soueix, Oust, Massat et Saurat (Ariège). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 111 p.
- LAPRÉ J.F. (1965) – Minor structures in the upper Vicdessos valley (Aston massif, France). *Leidse Geol. Mededelingen*, 33, p. 255-274.
- LAUMONIER B. (coord.) (1996) – Cambro-Ordovicien. In A. Barnolas, J. C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, vol. 1, p. 157-209.

- LEDRU P., AUTRAN A. (1986) – Relations entre zones de cisaillement et minéralisations : l'exemple du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées ariégoises). Colloque « Gisements de tungstène » (Toulouse, 12-14 mai 1996).
- LEFUR-BALOUET S. (1985) – Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphano-Permien jusqu'au Crétacé : essai d'identification basée sur l'étude des éléments en traces. Thèse État, Paris VI, 320 p.
- LORAND J.P. (1989a) – Mineralogy and chemistry of Cu-Fe-Ni sulfides in mantle-derived spinel peridotite bodies from Ariège (northeastern Pyrenees, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 103, p. 335-345.
- LORAND J.P. (1989b) – The Cu-Fe-Ni sulfide component of the amphibole-rich veins from the Lherz and Freychinède spinel peridotite massifs (northeastern Pyrenees, France) ; a comparison with mantle-derived megacrysts from alkali basalts. *Lithos*, 23, p. 281-299.
- LORAND J.P., VÉTIL J.Y., FABRIÈS J. (1990) – Fe-Ti oxide assemblages of the Lherz and Freychinède amphibole-rich veins (French Pyrenees). Intern. Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes, (Workshop 90, Montpellier). Blackwell Scientific Publications, p. 31 (résumé).
- LOUBET M., ALLÈGRE C.J. (1982) – Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature*, 298, p. 809-814.
- MAJOOR F.J.M. (1988) – A geochronological study of the axial zone of the central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting. Thesis Verhandeling 6 Lab. Isotopen-Geol., Amsterdam, 117 p.
- MAJOOR F.J.M., PRIEM H.N.A. (1987) – Rb-Sr whole-rock investigations in the Aston Massif, central Pyrenees. *Geol. Rundsch.*, 76, p. 787-794.
- MATTAUER M. (1985) - Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, p. 71-74.
- MATTE P., BURG J.P. (1981) – Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of western Europe : Plate tectonic implications. *Geol. Society, Spec. Publ.* 8, p. 353-358.
- MERCIER A. (1988) – Illustration du métamorphisme hercynien dans les Pyrénées. Le massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs (Ariège). Modalités, implications géodynamiques. Thèse doctorat univ. Toulouse.
- MINNIGH L.D., VAN CALSTEREN P.W.C., DEN TEX E. (1980) – Quenching : an additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geology*, vol. 8, p. 18-21.
- MIROUSE R. (1992) – Pyrénées centrales franco-espagnoles. Collection « guides géologiques régionaux ». Paris : Masson, 175 p.
- MIROUSE R., BARROUQUÈRE G., BESSIÈRE G., DELVOLVÉ J.J., PERRET M.F. (1983) – Amorce de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques. Données chronologiques ; implications paléogéographiques. *Geol. Rundsch.* 72, 1, p. 253-281, 10 fig.

- MONCHOUX P. (1970) – Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse État, Toulouse.
- MONCHOUX P. (1971) – Comparaison et classement des massifs de lherzolite de la zone mésozoïque nord-pyrénéenne. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 107 p. 393-407.
- MONCHOUX P. (1972) – Roches à saphirine au contact des lherzolites pyrénéennes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, p. 47-64.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M., THUIZAT R. (1982) – Étude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bull. minéral.*, 105, p. 673-680.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M., THUIZAT R. (1986) – K/Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism from Pyrenees : age and length of rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics*, vol. 129, p. 257-274.
- MORET J.F., WEYANT M. (1986) – Datations de l'Emsien - Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala-Alta, équivalents occidentaux de la « série de Salau » (zone axiale pyrénéenne, haute Noguera Pallaresa, province de Lerida, Espagne), conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, n° 6, p. 353-356.
- MUSSY (1870) – Carte géologique et minéralogique du département de l'Ariège. Texte explicatif, 275 p., 20 tabl., 8 pl. h.-t. Foix : Pomiès ainé et Neveu.
- OLIVET J.L. (1996) – La cinématique de la plaque Ibérique. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, vol. 20, 1, p. 131-195.
- PAQUETTE J.L., GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.L. (1997) – Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge west-phalien. Géochronologie U/Pb sur zircons. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 324, IIa, p. 387-392.
- PEYBERNÈS B. (1976) – Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées centrales franco-espagnoles. Thèse État, Toulouse, 459 p.
- PIN C. (1989) – Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse doct. univ. Clermont-Ferrand, 470 p.
- POSTAIRE B. (1983) – Systématique Pb commun et U/Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne d'Europe. *Bull. Soc. géol. minéral Bretagne (C)*, 15 (1), p. 29-72.
- POUIT G., BOUQUET C., BOIS J.P. (1979) – Les principaux niveaux minéralisés (Zn, Pb, Cu, Ba) du Paléozoïque des Pyrénées centrales, éléments de synthèse. *Bull. BRGM (2)*, sect. II, n° 1, p. 23-24.

- RAIMBAULT L., KAELIN J.L. (1987) – Pétrographie et géochimie de la granodiorite de la Fourque (gisement de Salau), Pyrénées. *Bull. minéral.*, 110, p. 633-644.
- RAVIER J. (1959) – Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. Fr., nouv. sér.*, vol. 36, n° 86, 250 p.
- RAVIER J., THIÉBAUT J. (1982) – Sur l'origine lagunaire des marbres et cornéennes mésozoïques du col d'Agnes (Ariège). *C.R. Acad. Sci., Paris, sér. II*, t. 294, p. 127-130.
- ROCHETTE P., JACKSON M., AUBOURG C. (1992) – Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, p. 209-226.
- ROUSSEL J. (1893) – Étude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. V, n° 35, p. 1-316.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASTEGUI X., MUNOZ J.A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT 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.
- ROUX L. (1976) – Paléozoïque du massif des Trois-Seigneurs. In G. Barrouquère *et al.* : Notice explicative, Carte géol. France, feuille Saint-Girons (1074). Orléans : BRGM, 110 p.
- SANZ J., PALAU J., LOSANTOS M. (1986) – Estratigrafia i edat de les series de Moredó-Salau i La Perosa-Escala Alta (Massif de Marimanya, Pirineu Central). *Mém. Service géologique de Catalogne*.
- SAUTTER V., FABRIÈS J. (1990) – Cooling kinetics of garnet websterites from the Freychinède orogenic lherzolite massif, French Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, p. 533-549.
- SOLER P. (1977) – Pétrographie, thermochimie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées ariégeoises, France). Thèse docteur-ingénieur, École nat. sup. mines Paris, 220 p.
- SOULA J.C., LAMOUREUX C., VIALARD P., BESSIÈRES G., DEBAT P., FERRET B. (1986) – The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, vol. 129, p. 115-147.
- SOUQUET P. (1971) – Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Gers (Pyrénées centrales). 96<sup>e</sup> congrès nat. soc. sav., Toulouse, sect. sci., t. II, p. 223-237.
- SOUQUET P., DEBROAS E.J. (1980) – Tectonogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. In A. Autran, J. Dercourt : « Évolutions géologiques de la France ». *Mém. BRGM*, n° 107, p. 213-233.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B. (1970) – Un nouveau témoin de la couverture crétacée de la zone primaire axiale dans les Pyrénées ariégeoises : le lambeau de Sérac-d'Ustou. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 34.

- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M., DEBROAS E.J. (1977) – La chaîne alpine des Pyrénées. *Géol. alpine*, t. 53, fasc. 2, p. 193-216.
- TAILLEFER F. (1985) – Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, t. 56, fasc. 3, p. 323-338.
- TAILLEFER F. (1987) – Les glaciations dans les Pyrénées ariégeoises. *Bull. Soc. ariégeoise sci., lettres et arts*, p. 35-54.
- VASSEUR P., BERTRAND L., MENGAUD L., LONGCHAMBON M. (1912) – Carte géol. France (1/80 000), feuille de Foix (253), 1<sup>re</sup> édit. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- VERHOEF P.N.W., VISSERS R.L.M., ZWART H.J. (1984) – A new interpretation of the structural and metamorphism history of the western Aston massif (central Pyrenees, France). *Geol. in Minnbouw*, 63, p. 399-410.
- VERSCHURE R.H., HEBEDA E.H., BOELRIGH N.A., PRIEM H.N.A., AVÉ-LALLEMANT H.G. (1967) – K/Ar age of hornblende from a hornblendite vein in the alpine ultramafic mass of the Étang de Lers (Ariège), French Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 42, p. 59-60.
- VÉTIL J.Y., LORAND J.P., FABRIÈS J. (1988) – Conditions de mise en place des filons de pyroxénites à amphibole du massif ultramafique de Lherz (Ariège, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, p. 587-593.
- VIELZEUF D. (1980) – Pétrologie des écaillés granulitiques de la région de Lherz (Ariège). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 230 p.
- VIELZEUF D. (1984) – Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse État, Clermont-Ferrand, 288 p.
- VIELZEUF D., KORNPLOBST J. (1984) – Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, p. 87-96.
- VIÉVILLE J. (1983) – Étude hydrogéologique du massif de l'étang de Lers (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 308 p.
- VISSERS R.L.M. (1992) – Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, vol. 11, n° 6, p. 1369-1384.
- VITRAC-MICHARD A., ALBAREDE F., DUPUIS C., TAYLOR H.P. (1980) – The genesis of variscan (hercynian) plutonic rocks : inferences from Sr/Pb an O studies on the Maladetta Igneous complex, central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, p. 57-72.
- WICKHAM S.M. (1987) – Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism in the Trois-Seigneurs massif, Pyrenees, France. *J. Petrol.*, 28, p. 127-169.
- WICKHAM S.M., OXBURGH E.R. (1985) – Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318, p. 330-333.

- WICKHAM S.M., OXBURGH E.R. (1987) – Reply to : « Hercynian orogeny was not a rifting event », by Matte Ph. and Mattauer M. *Nature*, 325, p. 739-740.
- WICKHAM S.M., TAYLOR H.P. (1985) – Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrain : the Trois-Seigneurs massif, Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, p. 122-137.
- WISSINK A.J. (1956) – La géologie des environs d'Estours. Geological map Paleozoic central Pyrenees, sheet 2 - Salat -France (1/50 000), L.U. de Sitter et H.J. Zwart (eds). *Leidse Geol. Mededelingen*, 21/2, p. 516-520.
- ZANDVLIET J. (1960) – The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys (central Pyrenees, France/Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, 25, 127 p., 1 carte 1/50 000.
- ZIRKEL F. (1888) – Contribution à la connaissance géologique des Pyrénées. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. XXI, p. 69-85.
- ZWART H.J. (1965) – Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees. Sheet 6, Aston ; France, Andorra, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 33, p. 191-254.

## AUTEURS

La rédaction a été coordonnée par Y. TERNET, ingénieur géologue au BRGM, à partir d'un texte inédit de M. COLCHEN, professeur à l'université de Poitiers, avec la collaboration de :

– B. AZAMBRE, maître de conférences à l'université de Paris (métamorphismes et magmatismes pyrénéens, granulites et lherzolites) ;

– F. DEBON, directeur de recherche au CNRS (granite de Bassiès) ;

– E.J. DEBROAS, ingénieur géologue à l'université de Toulouse (description et évolution géodynamique des terrains mésozoïques, résumé des travaux antérieurs) ;

– G. GLEIZES, maître de conférences à l'université de Toulouse, J.L. BOUCHEZ, professeur à l'université de Toulouse, D. LEBLANC, maître de recherche au CNRS (étude des plutons de Bassiès et du massif des Trois-Seigneurs par la méthode de l'ASM) ;

– J.C. SOULÉ, ingénieur hydrogéologue à ANTEA (eaux thermominérales et A.E.P.) ;

– M. BAKALOWICZ, maître de recherche au CNRS, G. JAUZION, de la Société méridionale de spéléologie, A. MANGIN, directeur de recherche au CNRS (hydrogéologie, karst).

**Présentation au CCGF de la première maquette : 1<sup>er</sup> mars 1989**

**Révision le 15 janvier 1995**

**Acceptation de la carte et de la notice : 10 octobre 1995**

**Impression de la carte : 1997**

**Impression de la notice : décembre 1997**

Imprimé en France  
par l'Imprimerie Nouvelle, 45800 Saint-Jean-de-Braye – 37845  
Dépôt légal : Avril 1998