

## GAVARNIE

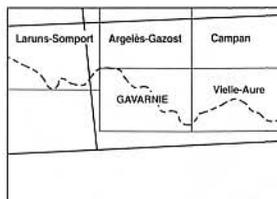
# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

# GAVARNIE

par

C. MAJESTÉ-MENJOUÏÀS, F. DEBON,  
P. BARRÈRE

La carte géologique à 1/50 000  
GAVARNIE est recouverte  
par la coupure LUZ (N° 251)  
de la Carte géologique de  
la France à 1/80 000



MINISTÈRE DE LA RECHERCHE  
ET 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  
GAVARNIE À 1/50 000**

*par*

**C. MAJESTÉ-MENJOULÀS, F. DEBON, P. BARRÈRE**

*avec la collaboration de*  
**T. BAUDIN, D. LEBLANC, J. ASTRUC**

**1999**

**Editions du BRGM  
Service géologique national**

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

- *pour la carte*: MAJESTÉ-MENJOULÀS C., DEBON F., avec la collaboration de DRIOUCH Y., FLACHERÈ H., MOREAU H., VALÉRO J., TERNET Y. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Gavarnie (1082). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Majesté-Menjoulàs, F Debon, P. Barrère avec la collaboration de T. Baudin, D. Leblanc, J. Astruc (1999), 158 p.

- *pour la notice*: MAJESTÉ-MENJOULÀS C., DEBON F., BARRÈRE P., avec la collaboration de BAUDIN T., LEBLANC D., ASTRUC J. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gavarnie (1082). Orléans : BRGM, 158 p. Carte géologique par C. Majesté-Menjoulàs, F. Debon, avec la collaboration de Y. Driouch, H. Flachère, H. Moreau, J. Valéro, Y. Temet (1999).

© BRGM, 2001. 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 : 2-7159-2082-2

# SOMMAIRE

	Pages
<b>RESUMÉ - ABSTRACT</b>	9
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS, CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	15
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	16
<i>FORMATIONS PRIMAIRES</i>	16
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES	16
TERRAINS MÉTAMORPHIQUES	28
ROCHES IGNÉES	32
<i>FORMATIONS SECONDAIRES ET TERTIAIRES</i>	55
FORMATIONS SECONDAIRES	57
FORMATIONS TERTIAIRES	59
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE</i>	60
<b>Formations glaciaires</b>	60
<b>Formations de versants</b>	76
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS RÉGIONALES</b>	82
<i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES</i>	82
<b>Dépôts relevant du cycle varisque</b>	82
<b>Dépôts relevant du cycle alpin</b>	83
<i>TYPOLOGIE, GENÈSE ET MISE EN PLACE DES ROCHES IGNÉES</i>	84
<b>Complexe plutonique de Causerets-Panticosa</b>	84
<b>Filons basiques</b>	95
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	95
<i>CADRE STRUCTURAL</i>	95
<i>ÉVOLUTION HERCYNIENNE</i>	97
<i>MÉTAMORPHISME HERCYNIEN, MAGMATISME ET DÉFORMATIONS DANS LE COMPLEXE DE GAVARNIE</i>	105
<i>ÉVOLUTION PYRÉNÉENNE</i>	110
<i>CONCLUSION - RÉCAPITULATION</i>	121
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	122

<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	125
<i>SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	125
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	127
<i>RISQUES NATURELS</i>	129
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	133
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	133
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	133
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	135
<i>DOCUMENTATION CONSULTABLE</i>	144
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	146
<b>AUTEURS</b>	154
<b>ANNEXES</b>	155
<i>LIMITE DES CARTES GÉOLOGIQUES À 1/50 000 DE LA FRANCE ET DES CARTES GÉOLOGIQUES À 1/50 000 ESPAGNOLES CORRESPONDANTES</i>	157
<i>COUPES GÉOLOGIQUES (fig. 24)</i>	<i>(hors-texte)</i>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES (fig. 25 à 39)</i>	<i>(hors-texte)</i>
<i>CARTE GÉOLOGIQUE À 1/25 000 DU PALÉOZOÏQUE DE PANTICOSA-PYRÉNÉES ESPAGNOLES-PROVINCE DE HUESCA (J. Valéro, 1974)</i>	<i>(hors-texte)</i>

## LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1-Carte géologique du complexe plutonique de Caute- rets-Panticosa (d'après Debon, 1972)	<b>12</b>
Fig. 2-Gavarnie : séries stratigraphiques paléozoïques	<b>18</b>
Fig. 3-Données structurales sur l'encaissant paléozoïque des plutons de Cautehets-Panticosa ; d'après G. Gleizes et <i>al.</i> (1998)	<b>38</b>
Fig. 4-Schéma interprétatif de la structure d'ensemble des enclaves métasédimentaires de l'unité $1_{\gamma}^{3-5AL}$	<b>42</b>
Fig. 5-Coupe S-N du pic Crabère au pic Rond de Tapou	<b>50</b>
Fig. 6-Distribution des filons basiques <i>s.l.</i> dans les plutons de Cauterets-Panticosa. Histogrammes basés sur l'orienta- tion et le nombre de filons mesurés (d'après Debon, 1972)	<b>52</b>
Fig. 7 - Couverture du complexe métamorphique de Gavarnie : le Crétacé supérieur (d'après Flachère, 1977)	<b>56</b>
Fig. 8-Distribution des plutons de Cautehets-Panticosa dans les diagrammes RIR2 et Mg*B	<b>86</b>
Fig. 9-Foliations magnétiques des plutons de Cautehets-Panti- cosa (d'après Gleizes et <i>al.</i> , 1998)	<b>92</b>
Fig. 10-Linéations magnétiques des plutons de Cautehets-Pan- ticosa (d'après Gleizes et <i>al.</i> , 1998)	<b>93</b>
Fig. 11-Pli précoce dans les calcaires rubanés de la série de la Sarre Aute	<b>100</b>
Fig. 12-Schistosité dans la série de Sia (cirque d'Aspé)	<b>100</b>
Fig. 13-Figures d'interférences dans les calcaires du Soum de Caubarole	<b>102</b>
Fig. 14-L'accident d'Aspé ; rive gauche du ruisseau de Lourdes	<b>102</b>
Fig. 15-Évolution schématique des paragenèses dans les forma- tions d'origine gréséo-pélimitique	<b>104</b>
Fig. 16-Évolution des transformations métamorphiques dans l'ensemble de l'édifice	<b>106</b>
Fig. 17-Relations métamorphisme - cristallisation anatectique et déformations dans la zone à anatexie généralisée	<b>108</b>
Fig. 18-Relations métamorphisme - cristallisation anatectique et déformation dans les formations du Sud de la vallée de Gavarnie	<b>108</b>
Fig. 19-Distribution de la fracturation dans les plutons de Cau- terets-Panticosa. Histogrammes basés sur l'orientation et la longueur des failles (d'après Debon, 1972)	<b>112</b>
Fig. 20-Contact de base de la nappe de Gavarnie au plateau de Bellevue	<b>114</b>
Fig. 21-Fentes d'extension dans la série de Sia (crête du Soum Haut).	<b>116</b>
Fig. 22-Synclinal perché du pic Rond de Tapou	<b>116</b>
Fig. 23-Évolution des schistosités SH, SP1, SP2, SP3 de la racine de la nappe	<b>118</b>
Fig. 24-Coupes 1, 2, 4, 5bis, 6, 7, 8, 9, 10,11	(hors-texte)
Fig. 25-Arrêt I. 1 : premier virage après l'embranchement Ossoue-Boucharo. Panorama vers le Nord-Ouest	(hors-texte)

- Fig. 26-Arrêt I. 3 : virage du Bois de Saint-Savin. Panorama de la rive droite du gave de Pau *(hors-texte)*
- Fig. 27-Arrêt I. 4 : parking du col de Tentes, panorama vers le Nord *(hors-texte)*
- Fig. 28-Arrêt I. 4 : parking du col de Tentes, panorama vers le Sud *(hors-texte)*
- Fig. 29-Arrêt I. 5 : col de Boucharo, panorama vers l'Ouest *(hors-texte)*
- Fig. 30-Arrêt II. 1 : col des Sarradets, panorama vers l'Ouest *(hors-texte)*
- Fig. 31-Arrêt II. 2 : refuge des Sarradets, panorama vers le Nord *(hors-texte)*
- Fig. 32-Arrêt II. 2 : refuge des Sarradets, panorama vers l'Est *(hors-texte)*
- Fig. 33-Arrêt II. 3 : col de la Brèche de Roland, panorama vers le Sud *(hors-texte)*
- Fig. 34-Arrêt III. 0 : sentier Gavarnie-port de Boucharo, vue sur la faille de la Prade. Faille dans l'autochtone *(hors-texte)*
- Fig. 35-Arrêt III. 1 : plateau de Bellevue, vue sur le chevauchement de la nappe de Gavarnie *(hors-texte)*
- Fig. 36-Arrêt III. 2 : embranchement du sentier de Pouey Aspé et du sentier des Tourettes, panorama sur la rive droite du gave de Gavarnie *(hors-texte)*
- Fig. 37-Arrêt III. 2 : embranchement du sentier de Pouey Aspé et du sentier des Tourettes, panorama vers le Sud sur le Crétacé des Sarradets *(hors-texte)*
- Fig. 38-Arrêt III. 2 : embranchement du sentier de Pouey Aspé et du sentier des Tourettes, panorama vers l'Ouest sur le mamelon 1 999 m *(hors-texte)*
- Fig. 39-Arrêt III. 3 : embranchement du sentier de Boucharo, du sentier de Pouey Aspé et du sentier du col des Sarradets *(hors-texte)*

## LISTE DES TABLEAUX

Pages

Tabl. 1-Exemples de sites favorables à l'échantillonnage des principales unités des plutons de Cauterets-Panticosa	35
Tabl. 2-Granulométrie des principales unités des plutons de Cauterets-Panticosa	36
Tabl. 3-Compositions chimique et minéralogique moyennes des principales unités du pluton occidental de Cauterets	37
Tabl. 4-Compositions chimique et minéralogique moyennes des principales unités du pluton oriental de Cauterets et de celui de Panticosa	38
Tabl. 5-Compositions chimiques moyennes des filons basiques <i>sensu lato</i>	53
Tabl. 6-Déformations hercyniennes dans le socle de Gavarnie	98
Tabl. 7-Déformations dans le matériel paléozoïque de la nappe de Gavarnie	98
Tabl. 8-Exemple de traçage à la fluorescéine, d'après R. Coustet, 1991	129
Tabl. 9a-Extrait du catalogue des épicesentres macrosismiques : base SIRENE, version 1995,	130
b-Pour la sismicité historique, l'échelle d'intensité la plus utilisée est l'échelle MSK, (Lambert et <i>al.</i> , 1996)	130
Tabl. 10 - Gîtes minéraux	132

## RÉSUMÉ

La feuille Gavarnie, située sur la bordure méridionale de la haute chaîne primaire, présente une succession stratigraphique allant du Cambro-Ordovicien à l'Éocène :

- Cambro-Ordovicien métamorphisé durant l'orogène varisque,
- Silurien à Carbonifère,
- Cénomaniens à Éocène.

*L'orogénèse varisque* s'y est marquée par un plissement et un écaillage des séries stratigraphiques, un métamorphisme de haute température allant jusqu'à l'anatexie (complexe de Gavarnie) et la mise en place d'abondantes roches plutoniques et filoniennes.

Pour l'essentiel, les termes plutoniques correspondent à la partie méridionale du complexe de Cauterets-Panticosa (257 km<sup>2</sup>), constitué par la juxtaposition de trois plutons (Cauterets occidental, Cauterets oriental, Panticosa) mis en place au Carbonifère supérieur, il y a environ 300 Ma (Stéphanien). Chacun des trois plutons, lui-même composite, comprend plusieurs unités pétrographiques disposées selon une structure zonée concentrique dont les modalités diffèrent d'un pluton à l'autre. Les roches qui les composent, d'apparence isotrope, sont à biotite et amphibole  $\pm$  pyroxène ou à biotite et rare muscovite. Elles vont des gabbros aux granites, avec une prédominance de granodiorites, et relèvent d'associations calco-alcalines ou alumineuses. Accessoirement, les roches plutoniques sont également représentées par le stock granitique de Serradiouse, déformé et altéré, ainsi que par des granites, gabbros et métagabbros associés au complexe métamorphique de Gavarnie. À ces termes plutoniques s'ajoutent des filons permien, les uns liés au volcanisme du pic du Midi d'Ossau, les autres, beaucoup plus nombreux et plus récents (Saxonien), formant un puissant réseau où prédominent les dolérites alcalines.

*L'orogénèse alpine* s'est traduite par la mise en place de nappes par décollement de la couverture méso- et cénozoïque, nappes auxquelles le Paléozoïque déjà déformé à l'Hercynien participe activement.

*L'érosion quaternaire*, enfin, fluviale et glaciaire, dissèque profondément l'édifice, faisant apparaître le substratum profond et modelant le cirque grandiose de Gavarnie, haut lieu du pyrénéisme.

### **ABSTRACT**

The Gavarnie map area, located along the southern border of the « primary axial zone » of the Pyrenees, reveals a stratigraphic succession ranging from Cambrian-Ordovician to Eocene:

- Cambrian-Ordovician rocks metamorphosed during the Variscan orogeny.
- Silurian-Carboniferous rocks.
- Cenomanian-Eocene rocks.

The *Variscan orogeny* is marked by folding and imbrication of the stratigraphic succession, high-grade thermal metamorphism reaching anatexis conditions in the Gavarnie complex, and the emplacement of numerous plutonic bodies and dykes.

For the most part, the plutonic rocks correspond to the southern part of the Cauterets-Panticosa complex (257 km<sup>2</sup>), made up of three juxtaposed plutons (western Cauterets, eastern Cauterets, Panticosa) emplaced during the Late Carboniferous (Stephanian), some 300 Ma ago. Each pluton, itself composite, comprises several petrographic units forming a concentric zoned structure whose modality differs from one pluton to another. The component rocks, apparently isotropic, contain biotite and amphibole ± pyroxene or biotite and rare muscovite. They range from gabbro to granite, granodiorite being predominant, and have calc-alkaline or aluminous affinities. To a lesser degree, the plutonic rocks also correspond to the Serradiouse granitic stock, deformed and hydrothermally altered, and to granite, gabbro and metagabbro associated with the Gavarnie metamorphic complex. Permian dykes are also present, some related to volcanic activity of the Pic du Midi d'Ossau, and others, greater in number and younger (Saxonian), forming a thick network of predominant alkaline dolerite.

The *Alpine orogeny* is reflected by the emplacement of nappes, including Paleozoic rocks previously deformed during the Variscan orogeny, through decollement of the Mesozoic and Cenozoic cover.

Finally, *Quaternary erosion*, both fluvial and glacial, has deeply dissected the landscape, exposing the deep substratum and cutting out the magnificent Gavarnie cirque, a classic venue for Pyrenean mountaineering.

## *INTRODUCTION*

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Gavarnie à 1/50 000 se situe dans le département des Hautes-Pyrénées et déborde en Espagne sur la province de Huesca. Elle est limitée au Nord, par la feuille Argelès-Gazost, au Sud, en Espagne, par celles de Sallent et Bujaruelo, au Nord-Ouest, par la feuille Laruns-Somport et, à l'Est, par celle de Vielle-Aure (voir les limites de la feuille Gavarnie sur la fig. 1 et en annexe).

Il s'agit d'un secteur de haute montagne (altitude moyenne dépassant les 1 500 m) comportant trois groupes de petits glaciers : Balaitous, Vignemale, Gavarnie.

Le Nord de la feuille est occupé par les sommets granitiques des plutons de Cauterets et le Sud par les falaises de la crête frontalière du cirque de Gavarnie, du Taillon, puis, plus à l'Ouest, par la Sierra de Tendenera. Sur la crête frontalière se dresse le massif du Vignemale (3 298 m), point culminant des Pyrénées françaises.

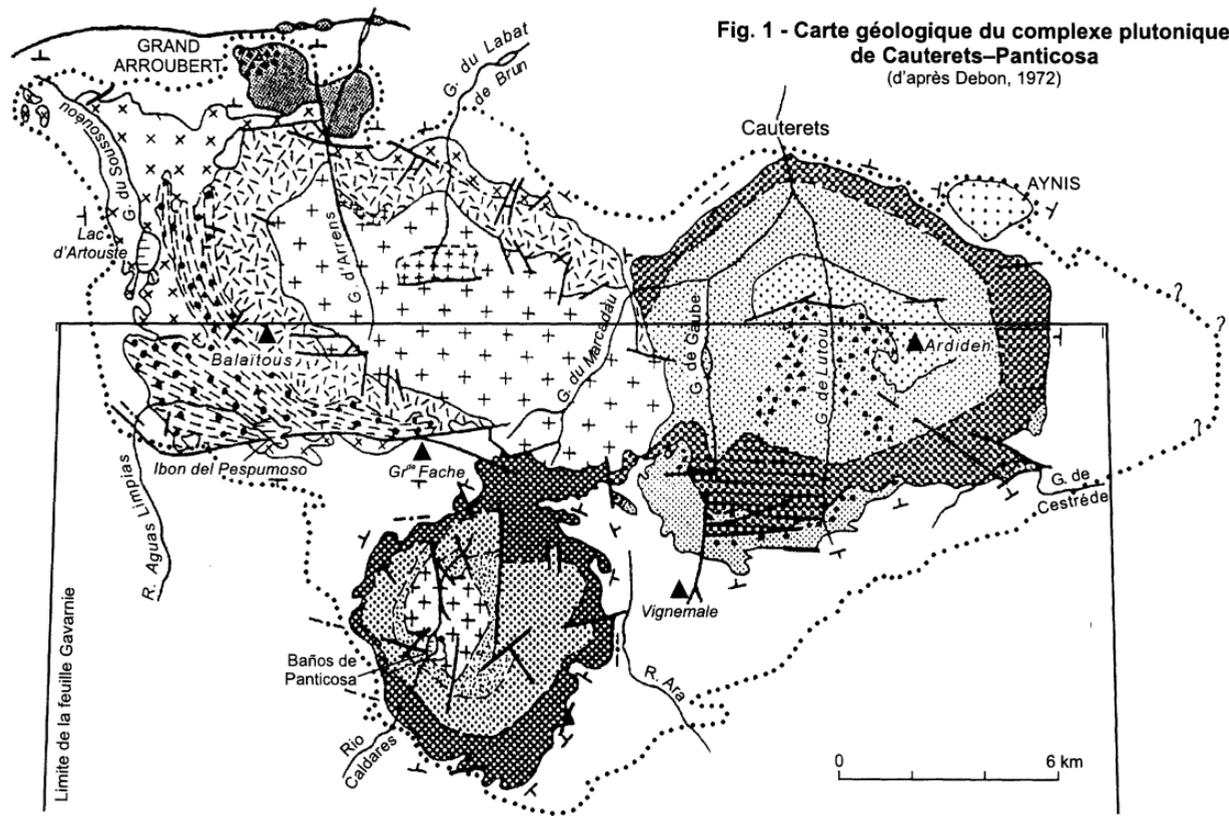
Le réseau hydrographique comprend essentiellement trois grands bassins versants drainés par les vallées subméridiennes du gave de Pau à écoulement vers le Nord, et des nos Ara et Gallego à écoulement vers le Sud.

A l'Est, quatre vallées affluentes alimentent le gave de Pau. Du Sud au Nord, ce sont celles de Pouey Aspé, au pied des murailles du Taillon et des Sarradets, d'Ossoue, d'Aspé et de Cestrède. Des vallées suspendues (Gauze, Pouey Trénous, Marcadau) dissèquent les granites de Cauterets et alimentent au Nord le gave de Cauterets. En outre, le massif calcaire de Gavarnie-Ordesa possède un magnifique réseau karstique (gouffre du Taillon, grotte Glacée, etc.) et de nombreux lacs glaciaires parsèment les terrains granitiques (ex., Respumoso, Bramatuero, Gauze, Estom).

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL*

Les Pyrénées constituent une chaîne polyorogénique (orogènes varisque et alpine) dont le dispositif structural majeur est d'âge alpin. Du Pays basque au Roussillon, sensiblement rectilignes suivant une direction WNW-ESE, elles forment une chaîne intracontinentale, entre plaque ibérique et plaque européenne.

Les structures majeures y ont une disposition en éventail, de plus en plus marquée des zones internes vers les zones externes. Il en résulte un découpage du Nord au Sud en : zone nord-pyrénéenne, zone axiale ou haute chaîne primaire, zone sud-pyrénéenne.



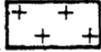


Stock du Grand Arroubert



Stock d'Aynis

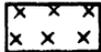
### PLUTON OCCIDENTAL DE CAUTERETS



$1\gamma^3$  AL



$1\gamma^4$

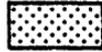


$1\gamma^3$  AL

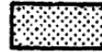


$1\gamma^{3-5}$  AL

### PLUTON ORIENTAL DE CAUTERETS



$2\gamma^4$   
 $f\gamma i$

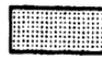


$2\gamma^4$   
 $m\gamma$

$2\gamma^{4-5}$



$2\gamma^5\eta\theta$



$2\gamma^4$   
 $f\gamma e$

### DIVERS



$L\gamma^3, L\gamma^3$   
 $m\gamma^3, r\gamma^3$



Enclaves basiques



Contact net



Contact diffus

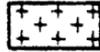


Faille



Stratification

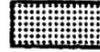
### PLUTON DE PANTICOSA



$3\gamma^3$



$3\gamma^4$   
 $f\gamma$



$3\gamma^4$   
 $m\gamma$



$3\gamma^5\eta\theta$



Auréole de contact délimitée par l'isograde de l'andalousite (ou à défaut, par le grenat).  
Autour du pluton de Panticosa, limite d'après H. Wensink (1962)

La feuille Gavarnie se situe dans les Pyrénées centro-occidentales, sur la bordure méridionale de la haute chaîne primaire ; là, affleurent des terrains paléozoïques et leur couverture méso- et cénozoïque décollée vers le Sud.

Cette feuille présente une grande richesse géologique, tant par la variété des terrains que par la complexité des structures.

Au point de vue stratigraphique, la série sédimentaire s'étend du Silurien au « Nummulitique » et c'est l'un des secteurs de la haute chaîne primaire où l'on peut le mieux (malgré la tectonique alpine) mettre en évidence les grandes unités varisques.

Le complexe de Gavarnie, plus développé sur la feuille Vielle-Aure qu'il ne l'est ici, constitue un dôme métamorphique, édifié à partir de formations sédimentaires vraisemblablement cambro-ordoviciennes. Il offre de précieuses données quant aux conditions de pression et de température ayant présidé à l'évolution métamorphique hercynienne des Pyrénées.

Les roches ignées, plutoniques et filoniennes, sont largement représentées. Pour l'essentiel, les termes plutoniques correspondent à la partie méridionale du complexe de Cauterets-Panticosa. Il s'agit d'un remarquable édifice varisque constitué par la juxtaposition de trois plutons, tous construits suivant un modèle structural de type zoné concentrique, récurrent pour l'un, normal et régulier pour l'autre, composite pour le troisième. Par la triple expression qu'il donne de ce modèle structural si fréquent dans les Pyrénées, le complexe de Cauterets-Panticosa représente un exceptionnel terrain d'étude. Quant aux termes filoniens, ils se répartissent en deux groupes, l'un et l'autre mis en place au Permien.

Enfin, la feuille Gavarnie recouvre toute la partie occidentale de la nappe alpine de Gavarnie. Ce dispositif, par ses dimensions relativement modestes et une heureuse dissection des terrains par l'érosion (fenêtres de Gavarnie, Gèdre, Héas), présente un intérêt fondamental. Il comporte un autochtone relatif (complexe métamorphique de Gavarnie avec sa couverture sédimentaire de Crétacé supérieur discordante) et un allochtone charrié vers le Sud. L'allochtone comprend une unité inférieure correspondant à la nappe de Gavarnie *s.s.*, constituée par du Paléozoïque non métamorphique et son revêtement de Crétacé supérieur décollé au niveau du Trias, une unité supérieure crétacée-« nummulitique », celle du mont Perdu. Les déplacements de ces nappes vers le Sud sont de l'ordre de 7 à 9 km pour celle de Gavarnie et probablement plus de 15 km pour l'unité supérieure du mont Perdu.

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

Les études sur les formations géologiques de la feuille Gavarnie sont relativement nombreuses.

Avec les remarquables travaux de A. Bresson (1903), le début du 20<sup>e</sup> siècle fut une période particulièrement faste pour la géologie de cette région. La première édition de la feuille Luz à 1/80 000 (Bresson et Carez, 1905) situe déjà avec une bonne précision toutes les grandes unités. Dès 1902, A. Bresson signalait l'existence d'une nappe avec «refoulement vers le Sud», marquée par la présence de Crétacé autochtone recouvrant le socle métamorphique et placée sous le Paléozoïque du Piméné. En 1910, M. Dalloni consacrait quelques observations au secteur des Espézières, tandis que C. Jacob (1927, 1930) considérait la chaîne comme un pli de fond avec une couverture décollée au niveau du Trias.

Une seconde édition de la feuille Luz à 1/80 000, par M. Castéras et *al.*, sera publiée en 1949. Mais il faudra attendre plus de cinquante ans pour que soient véritablement renouvelées les connaissances sur cette région.

Succédant à A. Bresson, R. Mirouse (1962) a mené une vaste étude sur les terrains paléozoïques situés à l'Ouest du gave de Pau. On doit notamment à cet auteur d'avoir montré l'existence d'aires longitudinales à la chaîne, distinctes les unes des autres par leur sédimentation et leur comportement au cours des orogénèses hercynienne et alpine. Peu après, la stratigraphie du Crétacé étudiée par L. Mengaud en 1939 sera précisée par P. Souquet (1967), tandis que M. Séguret (1970) présentera un schéma tectonique complet des unités charriées du versant sud des Pyrénées.

Durant cette même période, une analyse détaillée du complexe métamorphique varisque de Gavarnie et de son comportement durant le cycle alpin, fut réalisée par P. Debat (1965, 1969). Cette étude sera reprise au point de vue pétrographique, métamorphique et magmatique par A. Dahmani et Y. Driouch en 1987 (voir aussi : Driouch et *al.*, 1989, 1996 ; Debat et *al.*, 1996).

Dans un tout autre domaine, les formations quaternaires de l'Ouest des Pyrénées centrales feront également l'objet d'études approfondies (Barrère, 1952, 1953, 1963, 1964 ; Barrère et *al.*, 1975; Serrano, 1991 ; Serrano et *al.*, 1995).

Parmi les travaux plus récents, on citera notamment ceux de H. Moreau (1975) sur le Paléozoïque du secteur rio Ara-Vignemale-Ossoue), de H. Flachère (1977) sur la nappe du mont Perdu et ses relations avec la nappe de Gavarnie, de C. Majesté-Menjoulàs (1979, 1981) sur la stratigraphie et la tectonique de la nappe paléozoïque, et de J. Déramond (1979) sur la tectonique et la cinématique de l'ensemble de la nappe.

À la même époque, les travaux de F. Debon (1972, 1975, 1980, 1996) renouvelleront totalement la connaissance des plutons de Cauterets-Panticosa. Ils seront complétés par une étude structurale basée sur l'ASM (anomalie de susceptibilité magnétique) (Santana et *al.*, 1992; Gleizes et *al.*, 1998).

Au cours des quarante dernières années, toujours dans le secteur de la feuille Gavarnie, diverses études stratigraphiques et tectoniques ont également été conduites en territoire exclusivement espagnol. On citera notamment celles de géologues hollandais (Schwarz, 1962; Wensink, 1962; Van Lith, 1965; Van der Voo, 1966; Van de Velde, 1967 ; Jeurissen, 1969), français (Valéro, 1974; voir carte en annexe) et espagnols (Galera-Fernandez, 1987 ; Rios et *al.*, 1987).

La cartographie du Paléozoïque a été réalisée par C. Majesté-Menjoulàs (1986) à partir de ses propres levés (1979), en s'appuyant sur les cartes de R. Mirouse (1962), J. Valéro (1974) et H. Moreau (1975).

Celle du complexe métamorphique de Gavarnie a été établie à partir des levés de A. Dahmani (1987) et Y. Driouch (1987).

Celle des terrains mésozoïques et cénozoïques engagés dans la nappe de Gavarnie a été réalisée à partir des travaux de P. Souquet (1967), et H. Flachère (1977).

La coordination des contours des terrains quaternaires a été effectuée par Y. Ternet à partir des travaux inédits de P. Barrère.

Enfin, la cartographie des plutons de Cauterets-Panticosa reproduit celle établie par F. Debon (1972).

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **FORMATIONS PRIMAIRES**

#### **FORMATIONS SÉDIMENTAIRES**

Les formations paléozoïques (Silurien à Carbonifère) ne forment pas un ensemble homogène et s'ordonnent en trois grandes unités correspondant à un découpage varisque en trois unités : Unité nord ou septentrionale, Unité médiane et Unité sud ou méridionale (cf. carte structurale). Les terrains situés à l'extrémité nord-ouest de la feuille se développeront plus à l'Ouest, sur la feuille Laruns-Somport, prolongeant les trois unités précédentes (coupe 5 sur la carte structurale).

Repris par la tectonique alpine au niveau de la nappe de Gavarnie, ce dispositif sera relativement peu modifié :

- l'Unité septentrionale (ou nord) constitue la « zone d'enracinement » de la nappe qui correspond sur la feuille Gavarnie aux klippes de

Lary-Sècres-Lourdes et sur la feuille Vielle-Aure à l'Unité du Piméné-Troumouze (cf. carte structurale) ;

- les Unités médiane et méridionale (ou sud) peuvent être regroupées en « Zone des écailles » sur la feuille Gavarnie, et en Unité de Chinipro-Fuen-Santa sur la feuille Vielle-Aure (coupes 1, 2, 4, 6, fig. 24 hors-texte).

**L'Unité nord ou Unité septentrionale** (Unité 1- racine, de Majesté-Menjoulàs, 1979; Unité Vignemale, de Galera-Fernandez, 1987) forme une large bande au Nord de la vallée d'Ossoue. Elle comprend le complexe plutonique de Cauterets-Panticosa dont la bordure méridionale est localement impliquée dans les chevauchements vers le Sud, avec un déversement de plus en plus marqué en allant du Nord au Sud. Les klipptes de Lourdes-Sècres-Lary sont à rattacher à cette unité et témoignent d'un déplacement important vers le Sud, le long d'une surface de décollement, de séries détritiques enracinées plus au Nord. Les terrains de l'Unité nord peuvent être observés en quasi-continuité à l'Ouest du gave de Pau, dans les vallées de Cestrède, d'Aspé et d'Ossoue ainsi que dans les reliefs du Vignemale, du Montferrat et des pics de Tapou.

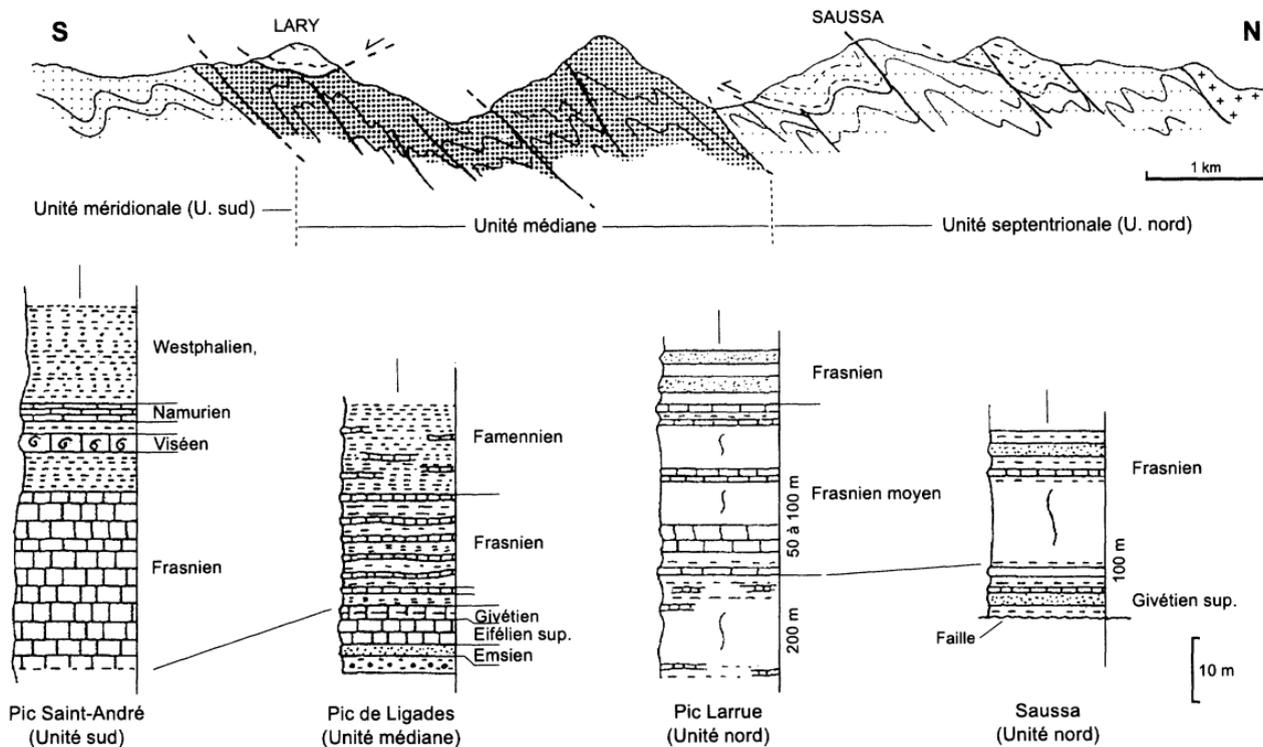
**L'Unité médiane** (Unité des écailles, de Majesté-Menjoulàs, 1979 ; Unité Chinipro de Galera-Fernandez, 1987), extrêmement faillée, s'étale au Sud de la vallée d'Ossoue. Elle est découpée par de nombreux chevauchements directionnels pyrénéens ou hercyniens jouant en failles inverses, puis par des accidents tardifs conjugués et subméridiens.

Au Sud de l'unité précédente (vallées de Pouey Aspé et des Espécières), et en contact anormal avec les terrains crétacés de la couverture décollée, les formations de **l'Unité sud (Unité méridionale)** de Majesté-Menjoulàs, 1981 ; partie supérieure de l'Unité Chinipro de Galera-Fernandez, 1987) comportent du Dévonien supérieur et du Carbonifère. Cette unité se raccorde beaucoup plus à l'Ouest aux formations frontalières de la haute vallée d'Ossau (feuille Laruns-Somport).

La série sédimentaire a été intensément déformée au cours des orogènes hercynienne et pyrénéenne. La compétence n'étant pas la même pour les différents termes, il en résulte des différences dans le style tectonique et la géométrie des déformations ainsi que des disharmonies dans le plissement.

### **Unité nord ou septentrionale (fig. 2)**

Les terrains de l'Unité nord s'étagent du Silurien au Frasnien. Jusqu'au Givétien, ce sont les mêmes formations que l'on retrouvera à la base de l'Unité médiane et vraisemblablement de l'Unité sud.



**Fig. 2 - Séries stratigraphiques paléozoïques**

**s. Schistes, shales noirs ampéliteux (Silurien)** (quelques mètres à 200 m). Ils affleurent aux abords de la vallée du gave de Pau, au niveau du plateau de Saugué, mais on les trouve aussi injectés dans certains accidents et en particulier à la semelle de la nappe de Gavarnie. Ces terrains sont caractérisés par la présence de schistes ampéliteux d'une puissance ne dépassant pas 200 m et qui tectoniquement peut se réduire à quelques mètres. Dans ces schistes très riches en carbone et en pyrite s'intercalent de minces couches gréseuses. C'est sur des analogies de faciès et sur quelques médiocres restes fossiles qu'ils ont pu être attribués au Silurien.

L'importance tectonique de ces terrains est fondamentale. Par leur puissance, leur plasticité, leur richesse en carbone et graphite, leur position dans la série paléozoïque entre les formations détritiques (parfois métamorphiques) de l'Ordovicien et les calcaires dévoniens, ces ampélites siluriennes ont joué un rôle essentiel au cours des orogènes. Injectées dans les accidents elles ont eu un rôle lubrifiant et c'est à leur niveau que se sont individualisés les décollements.

**d1. Siltites, shales noirs et calcaires rubanés (Lochkovien)** (110 à 140 m). Ces formations correspondent aux pélites de Serre-longue et calcschistes du Maillet, définis à l'Est de la vallée du gave de Pau, sur la feuille Vielle-Aure. Elles affleurent, dans la vallée d'Aspé, au-dessus des ampélites siluriennes, dans la vallée d'Ossoue en amont des Oulettes d'Ossoue et au niveau de l'épaulement glaciaire de Serradiouse à Pouey Arraby.

A la base, au-dessus des ampélites siluriennes, viennent des siltites noires, dures, à minces filonnets de quartz (30 à 40 m). Elles sont surmontées par 50 m de calcschistes à lits siliceux (5 à 6 cm), de pélites ocre (10 m), de calcaires lités (3 m), de pélites à intercalations gréseuses (3 m), d'alternances de siltites et de calcaires parfois dolomitiques (20 à 30 m). Ces alternances sont dites « barégiennes » et prennent parfois un aspect de pseudoconglomérat. L'absence de fossiles, mis à part quelques articles de crinoïdes, ne permet pas une datation précise de cette formation.

**d2-3D. Calcaires de la « dalle », finement lités, recristallisés, parfois marmoréens (Praguien - Emsien)** (50 m environ). Les calcaires éodévoniens affleurent largement au Soum Blanc de Sécugnat (2 577 m), dans le massif du Vignemale et dans les falaises du Soum des Canaus dominant la vallée d'Ossoue. Ce sont ces calcaires que A.Bresson appelait les Calcaires de la «dalle». Très plissés, ils ont une apparence massive mais sont en fait finement lités. La recristallisation affecte la presque totalité de ces roches et leur confère un aspect marmoréen. De très nombreux plis de type isoclinal, ainsi que des glissements le long des surfaces de schistosité hercyniennes, permettent d'expliquer l'épaisseur apparente considérable de cette dalle. En fait, son épaisseur doit être de l'ordre de la cinquantaine de mètres. À la base, ces calcaires présentent quelques assises silteuses

ou dolomitisées et vers le sommet quelques termes chargés en matière organique.

Des vestiges de fossiles très déformés peuvent parfois y être observés : crinoïdes et coralliaires. Quelques rares tentaculites ont été décrites sur la feuille voisine Vielle-Aure (Joseph, 1973).

Par analogie de faciès, ces calcaires, souvent chargés en minéralisation diffuse de blende et magnétite, sont considérés comme étant équivalents aux Calcaires du Nerbiou (bassin d'Argelès-Gazost) rapportés à l'Emsien par une faune à *Icriodus* et ostracodes (Bodin, 1987).

**d2-3. Calcaires à rubanements siliceux (Praguien - Emsien)** (30 à 40 m). Les formations silto-carbonatées viennent au-dessus des calcaires de la dalle et correspondent à la Formation des siltites supérieures (secteur Nerbiou, Argelès-Gazost) et à la Formation de Bouneu (feuille Vielle-Aure).

Dans certains affleurements (cote 2119 m, à Saugué), le calcaire à lits siliceux plus ou moins contournés passe à un «conglomérat calcaire» lorsque l'épaisseur relative des phases siliceuses et carbonatées permet la fracturation de cette dernière en nodules. Le calcaire rubané est constitué par une alternance de lits pélitiques de 1 à 5 cm d'épaisseur et de lits carbonatés de 10 à 20 cm. Latéralement, des stratifications mineures séparant les pélites et les calcaires donnent des figures particulières : ramifications, dichotomies. La phase pélitique est plissée, la phase carbonatée schistosée avec des glissements suivant les plans de schistosité N80°E (plongement 70° N) décalant ainsi les niveaux pélitiques. Dans d'autres affleurements, les niveaux pélitiques sont étirés et fracturés; dans ce cas, c'est la phase carbonatée qui entoure la phase pélitique ; la forme des éléments reste alors anguleuse et la roche prend l'aspect d'une brèche.

**d4. Pélites sombres à microrhythmes (Eifélien)** (20 m). Les formations détritiques à microrhythmes affleurent largement dans les vallées de Bué et de Cestrède où elles dessinent un pli anticlinal complexe. Elles affleurent également dans la vallée d'Aspé au niveau des pentes de Coste d'Aspé et du Labassa et à l'Ouest de la vallée d'Ossoue où elles forment les pics du Pla d'Aube.

Les pélites éodévoniennes présentent ici des alternances de rythmes gréseux fins de teinte claire et de rythmes pélitiques sombres. La stratification y est soulignée par des nodules gréseux, des lamines gréseuses et de nombreuses figures de stratifications contournées et de stratifications confuses. Dans le secteur Cestrède-Bué-Caubarole, cette formation est affectée presque en totalité par le métamorphisme de contact du massif de Cauterets. Les lamines gréseuses sont souvent étirées, déterminant ainsi une linéation d'allongement N100° à N 115°E subhorizontale, indiquant un étirement dans le plan de schistosité. Au

Soum Haut (2 289 m), les grès très fracturés forment des niveaux compétents au sein des pélites ; des fentes d'extension à remplissage de quartz ou de calcite les découpent en « tablettes de chocolat » et montrent un étirement à la fois E-W et N-S, correspondant à un aplatissement.

Ces formations sont souvent traversées par des filons doléritiques. Certaines intercalations carbonatées présentent des débris de crinoïdes, de bryozoaires fenestellidés, brachiopodes et coralliaires. A. Bresson, en particulier, signale au niveau de Pragnères : *Spirifer*, *Phacops*, *Orthis*, *Atrypa reticularis*, *Fenestella*, *Polypora* et *Zaphrentis* qui correspondraient au sommet du Dévonien inférieur.

**d3-5. Série détritique et calcaréo-détritique indifférenciée (Emsien - Givétien)** (>300 m). Il s'agit d'un ensemble détritique et calcaréo-détritique de plus de 300m d'épaisseur. Lorsque la tectonique était trop complexe (redoublements de séries ou absence de certains termes du fait de nombreux accidents), ou encore lorsque les données sont insuffisantes (secteur du río Ara), nous l'avons appelé d3-5. Lorsque cela était possible nous avons distingué les formations silto-carbonatées à la base (d2-3) et les formations essentiellement détritiques avec pélites à microrhythmes au sommet (6A).

**d5-6L Calcaires rubanés du pic de Larrue (Givétien supérieur-Frasnien inférieur)** (80 m). La sédimentation détritique qui caractérise la partie inférieure du Dévonien est remplacée durant le Dévonien moyen par une sédimentation carbonatée. Ainsi des calcaires rubanés succèdent aux pélites noires à microrhythmes du Dévonien inférieur. Ces calcaires forment le Soum de Caubarole (2 386 m), ceinturent les vallées de Cestrède-Bué, sous les sommets du pic de Mailh Arrouy et de la Tuque Esparbère. Ils affleurent également au fond de la vallée d'Aspé et sur le versant nord de la vallée d'Ossoue, couronnent le sommet du pic Rond de Tapou et forment parfois les termes de base des klippes de Lourdes-Sècres-Montagnette-Lary.

Ces calcaires ont été définis au pic de Larrue, sur la feuille voisine Vielle-Aure. Ils y ont fourni une abondante faune de conodontes. La coupe y est la suivante :

- calcaires à patine grisâtre et structure grossièrement amygdalaire (40 m) ;
- calcaires zonés à *Polygnathus asymmetricus*, *P. linguiformis*, *P. decorosa*, où alternent des bancs calcaires clairs et de minces lits gréseux sombres (20 m) ; ils correspondent à la partie inférieure de la zone à *Polygnathus asymmetricus*, c'est-à-dire à la partie inférieure du Frasnien moyen ;
- calcaires manganésifères brun chocolat à abondante faune d'ancyrodelles (15 à 20 m) ; la présence de *Ancyrodella* subsp., *A. rotundiloba rotundiloba*, *A. gigas*, *A. Rugosa*, *A. sinocarina*, *A. rotundiloba alata*, *Palmatolepis*

*transitans*, *P. punctata*, *Polygnathus asymmetricus asymmetricus*, permet de les rapporter à la partie moyenne du Frasnien moyen. Localement, dans certains niveaux, abondent des débris de crinoïdes et des tentaculites.

Au-dessus de la prise d'eau de Bué, à la base de la formation calcaire, un banc de calcaire gréseux sombre, d'une épaisseur de 10 cm présente des polypiers siliceux isolés.

Au pic Rond de Tapou (2 345 m), au-dessus des pélites à micro-rythmes et de bas en haut, la coupe comprend :

- 50 cm de calcaires gréseux ;
- 50 cm de pélites gréseuses ;
- 10 à 20 cm de calcaires gréseux ;
- 10 cm de pélites noires ;
- 2 m de calcaires lités avec quelques débris de polypiers, puis un conglomérat calcaire.

Ces calcaires, caractérisés par leur aspect rubané, ont donc un âge frasnien (déterminé au pic de Larrue). Localement (au fond du cirque d'Aspé), l'âge frasnien de l'extrême base de la formation sus-jacente de Sia, conduit à penser que le Givétien supérieur peut être présent dans les calcaires rubanés.

**d5-6S. Shales et quartzites de Sia (Givétien supérieur - Frasnien)** (300 à 500 m). À la périphérie des plutons des Eaux-Chaudes, de Caunterets-Panticosa et du Néouvielle, se développe une puissante série détritique désignée par R. Mirouse (1962) sous le terme de Série de Sia (massifs d'Estom Soubiran, d'Aspé et du Mailh Arrouy, klippes de Lourdes-Sècres-Lary). Vers l'Est elle se raccorde à la Série des Agudes-Cap de Pales, et plus à l'Est encore, au-delà de la vallée de la Pique, à la Série de Las Bordas dont elle constitue l'équivalent oriental, tant au point de vue stratigraphique que sédimentologique.

Longtemps rapportée au Carbonifère (Bresson, 1903 ; Mirouse, 1962; Corsin et *al.*, 1973) en raison d'une flore attribuée au Westphalien, elle doit, par la découverte de conodontes du Givétien supérieur et du Frasnien, être considérée comme d'âge dévonien supérieur (Krylatov, Stoppel, 1971).

À l'Ouest de Gèdre, sur le plateau de Saussa, des conodontes du Givétien supérieur-Frasnien inférieur ont été récoltés à la base de la série (*Polygnathus* sp., *Icriodus symmetricus*), alors que d'autres récoltes indiquent un Frasnien indéterminé vers le sommet (*Ancyrodella lobata*). De même, dans le cirque d'Aspé (ruisseau de Salhent, cote 2209 m) un petit niveau «griotteux» de l'extrême base de la série a fourni des conodontes frasnien (*Icriodus* sp., *Polygnathus pennata*). Certains niveaux silteux présentent aussi des tiges de crinoïdes. Aux lacs d'Estom Soubiran (déversoir du lac de Labas), ainsi que dans le

cirque d'Aspé, des empreintes de plantes : *Macrostachya* et *Calamites*, peuvent être observées.

Cette série repose en concordance (il n'y a pas de discordance angulaire franche) sur divers termes du Dévonien moyen et principalement sur les calcaires rubanés d5-6L. Il faut noter qu'elle est souvent décollée de son substratum sur la feuille Gavarnie, et constitue plus au Sud les klippes de Lourdes-Sècres-Lary.

La Série de Sia est constituée par des quartzites en bancs (d'épaisseur généralement décimétrique mais pouvant dépasser la dizaine de mètres), par des shales et des grès présentant de nombreuses figures sédimentaires : granoclasses, stratifications obliques, stratifications confuses.

Plusieurs points importants apparaissent à l'observation de cette série :

- la superposition régulière de strates gréseuses et d'interstrates pélitiques présente une grande homogénéité ;
- suivant les secteurs on peut distinguer, soit des ensembles de strates gréseuses métriques à joints secs, soit des ensembles de strates gréseuses décimétriques alternant avec des interstrates pélitiques ;
- certaines alternances grésopélitiques montrent un fort développement de structures sédimentaires internes ;
- les bancs de quartzites massifs (plusieurs mètres d'épaisseur) n'ont généralement pas de structures sédimentaires internes ;
- les arénites monogéniques de la fraction clastique sont bien triées et arrondies; à l'opposé, le matériel pélitique phyllito-siliceux est peu trié et anguleux ;
- plus ou moins abondantes, des séquences de Bouma traduisent la présence de niveaux turbiditiques ; les niveaux carbonatés sont rares et l'on observe quelques lits minces à structure «griotte» contenant une abondante faune de conodontes.

### **Unité médiane (fig 2)**

Les termes de base de la succession constituant cette unité sont identiques à ceux de l'Unité nord. À partir du Givétien et surtout au Dévonien supérieur les différences deviennent plus marquées.

**d4MB. Pélites sombres à microrhythmes, petites de Mourgat-Bernatoire (Eifélien)** (10 à 15 m). Ces pélites et grès forment une bande d'orientation sensiblement E-W du col du Mourgat à l'Est jusqu'au lac de la

Bernatoire à l'Ouest. Elles constituent le soubassement des klippes de Lourdes-Sècres-Lary.

La formation débute par une dizaine de mètres de shales noirs mica-cés présentant parfois des lits gréseux millimétriques. Ils sont surmontés par 2 à 3 m de pélites noires à nodules gréseux de teinte claire. Des alignements de boules soulignent la stratification. Les lits gréseux et les boules sont constitués de grains de quartz (150 à 200 µm), cimentés par des grains plus petits et des chlorites. Au-dessus, des grès grauwackeux ferrugineux sont riches en restes d'organismes (bryozoaires, brachiopodes et crinoïdes). Ce niveau d'une épaisseur moyenne de 1 à 2 m prend un développement plus important au lac de la Bernatoire où une riche faune d'âge coblencien a été décrite par A. Bresson (1903) : *Phacops potieri*, *Leptaena murchisoni*, *Pleurodictium problematicum*, *Fenestella plebeia*, *Zaphrentis*.

**d5M. Calcaires du Mourgat (Givétien)** (4 à 6 m). Le Givétien est ici représenté par des calcaires gris-noir et des calcaires gris clair parfois noduleux. La coupe paraît complète aux pics de Ligades et de La Pahule.

Les calcaires gris-noir bien lités (3 à 5 m) à filonnets de calcite se présentent en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, séparés par des interlits phylliteux de 2 cm. Les associations de conodontes que l'on peut y découvrir vont de l'Eifélien supérieur au Givétien inférieur : *Polygnathus xylus*, *P. cristatus*, *P. linguiformis*, *P. pseudofoliatus*, *Belodus devonicus*, *Panderodus* sp., *Icriodus* sp. Il s'agit d'un calcaire cristallin (taille des grains, en moyenne, 150 µm) où les gros cristaux de calcite, de l'ordre du millimètre, correspondent à des sections de crinoïdes. Certains bancs de teinte plus ocre sont dolomités.

Les calcaires gris clair finement lités (1 à 2 m), venant ensuite ont fourni une faune de conodontes du Givétien supérieur, avec entre autres : *Polygnathus cristatus*, *P. xylus*, *P. decorosus*, *P. linguiformis*, *Icriodus symmetricus*. En outre, on peut y observer des tiges d'en-crines et des tentaculites.

**d6C. Calcaires noduleux amygdalaires, pélites vertes et violacées (Frasnien)** (20 à 35 m). Au pic de Ligades, la coupe paraît la plus complète. Des pélites versicolores succèdent aux calcaires en plaquettes gris clair du Givétien supérieur. Ces pélites, d'une épaisseur de 2 à 3 m, ont une teinte vert violacé et présentent de nombreux lits calcaireux de 1 à 2 cm d'épaisseur. Les lits calcaireux micritiques et les nodules carbonatés étirés en fuseau montrent des sections de tentaculites et ont livré des *Icriodus* du Frasnien (*Icriodus symmetricus*). Au-dessus de ces pélites, des calcaires gris-noir (1 à 2 m) riches en débris d'organismes (biomicrite) ont également fourni des *Icriodus* du Frasnien.

Viennent ensuite vingt à trente mètres de pélites versicolores à nodules micritiques et des bancs calcaires à structure « griotte » à

conodontes du Frasnien (*Ancyrodella curvata*, *Icriodus alternatus*, *Polygnathus decorosus*, *Palmatolepis subrecta*).

Ces formations constituent l'équivalent latéral de la Série de Sia, mais à cachet moins profond et s'apparentent à la série du pic Lariste affleurant en haute vallée d'Aspe.

**d6L. Série détritique du pic Lariste, crête de Soques (Dévonien supérieur : Frasnien)** (300 m). Il s'agit d'une puissante série détritico (environ 300 m) développée au Nord-Ouest de la feuille et dans laquelle on peut observer :

- des pélites micacées de teinte grise ou noire intercalées de lits gréseux millimétriques à décimétriques. Ces grès admettent une phase carbonatée souvent recristallisée et sont parfois décalcifiés prenant un aspect grauwaqueux ; ils deviennent plus abondants vers le sommet de la série ;

- de nombreux bancs centimétriques à décimétriques calcaréo-gréseux de teinte ocre. Par analogie de faciès, cette formation est à rapprocher de la Série du pic Lariste (plus à l'Ouest, en vallée d'Aspe) dont elle est le prolongement et où elle est parfaitement datée du Frasnien. Elle constitue l'équivalent occidental de la série du pic de Ligades.

**d7L. Calcaires griottes, crête de Soques (Famennien)** (30 à 40 m). Au-dessus de la série détritico du pic Lariste viennent des calcaires (30 à 40 m), à patine gris-ocre ou gris brunâtre. Les joints phylliteux, limoniteux, y dessinent une structure amygdalaire de type griotte. Localement, ces calcaires sont dolomitiques et présentent des imprégnations de manganèse. Quelques rares sections, très déformées de goniatisites leur confèrent un âge dévonien supérieur. Ils sont surmontés par les lydiennes viséennes et considérés comme datant du Famennien.

**d7. Pélites noires, calcaires noirs à patine ocre en petits bancs (Famennien)** (50 à 80 m). La partie supérieure du Frasnien et une partie du Famennien sont représentées par 50 à 80 m de shales noirs à patine rouille et lits centimétriques gréseux. Des intercalations de minces bancs calcaréo-gréseux de teinte ocre y sont fréquentes et deviennent moins abondantes vers le sommet de la série. Le banc le plus élevé nous a fourni au pic de Ligades : *Icriodus alternatus* et *Palmatolepis* sp. du Frasnien supérieur - Famennien inférieur.

Le haut de la série n'est pas connu car tronqué par une tectonique de chevauchement.

### **Unité sud ou méridionale (fig. 2)**

L'Unité sud forme une bande E-W, à l'Ouest de la vallée du gave de Pau, entre la crête pic Saint-André-Soum Blanc des Espézières au

Nord et les falaises crétacées des Sarradets-Gabiétous au Sud. Les terrains constituant cette unité s'étagent du Givétien supérieur au Namuro-Westphalien.

**d4-6. Calcaires indifférenciés (río Ara) (Dévonien moyen à supérieur).** Même description que pour l'unité nord (d3-5 et d5-6).

**d5-6R. Calcaires récifaux du Soum Blanc des Espécières (Givétien supérieur-Frasnien inférieur)** (environ 100 m). Les calcaires récifaux se dressent en falaise au Nord de la vallée des Espécières, formant ainsi la crête qui court du pic des Ligades au Soum Blanc des Espécières. Ils dessinent une tête anticlinale déversée vers le Sud où elle chevauche le Carbonifère du plateau Saint-André.

Ces calcaires d'une épaisseur d'une centaine de mètres sont riches en polypiers d'âge frasnien : tabulés (*Favosites* sp., *Alveolites crassus*), stromatopores, tétracoralliaires (*Phillipsastrea pentagona*, *P. goldfussi*, *Phacellophyllum* sp.), bryozoaires, avec de rares associations de conodontes (*Ancyrodella curvata*, *Palmatolepis subrecta*). Comme plus à l'Ouest en vallée d'Aspe, où ces calcaires sont plus développés, le Givétien supérieur doit être présent dans les assises de base.

Il s'agit de calcaires massifs, de teinte gris rosâtre, à patine claire. On y observe des poches de brèches où sont remaniés des éléments de calcaires et des débris de polypiers. De 1 à 10 m de shales noirs leur succèdent ; ils sont intercalés de calcaires sombres, en bancs minces bien lités, riches en débris de crinoïdes et de brachiopodes (*Rhynchonella cuboides*, *R. acuminata*; Dalloni, 1910).

Le Dévonien se termine par quelques mètres (5 m environ) de calcaires clairs à débris de crinoïdes (biocalcarénites) qui ont fourni des associations de conodontes du Famennien : *Palmatolepis quadrantinodosalobata*, *P. tenuipunctata*, *P. subrecta*, *P. inflexa*, *P. glabra*, *P. minuta*, *P. perlobata*, *Polygnathus semicostatus*, *Ancyrodella curvata*, *A. lobata* (Famennien do II/do III ; Perret, 1989).

**h1-2. Calcaires gris-rose, localement versicolores (Tournaisien-Viséen)** (1 à 10 m). La base du Carbonifère est représentée par des calcaires gris-rose, localement versicolores et parfois amygdalaires (1 à 10 m). A la base se trouvent des wackestones riches en bioclastes, devenant plus micritiques vers le sommet (packstone à mudstone). La faune comprend des goniatites (mérocantidés et goniatitidés), des orthocères, des crinoïdes, des ostracodes et des globochaetes.

Les associations de conodontes montrent la présence de Viséen inférieur (*Gnathodus texanus*, *G. autini*, *G. pseudosemiglaber*) et de Viséen supérieur (extrême base du Namurien), (*Gnathodus bilineatus*, *Paragnathodus commutatus*, *P. nodosus*, *P. cruciformis*, *Pseudognathodus homopunctatus* ; Perret, 1989).

De 1 à 2 m de shales noirs couronnent ces calcaires versicolores. Les calcaires du Viséen peuvent reposer directement sur les calcaires à polypiers et semblent alors combler des poches karstiques. Ainsi au sommet du Soum Blanc des Espézières (2 651 m), sur les calcaires récifaux, un repli synclinal coincé dans une faille subméridienne montre quelques décimètres de calcaires en plaquettes avec une très riche faune de goniatites et d'orthocères.

**h3. Calcaires à laminites (Namurien)** (quelques mètres à une trentaine de mètres). Des calcaires noirs, micritiques, à laminites fines et en bancs décimétriques succèdent aux calcaires et shales viséens. Les filonnets de calcite blanche y sont très nombreux et leur donnent un faciès caractéristique, souvent bréchique. Des filons sédimentaires décimétriques à métriques, à remplissage de Culm sus-jacent, témoignent de phénomènes de distension.

M. F. Perret (1989) y a identifié des associations de conodontes du Namurien : *Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Paragnathodus commutatus*, *P. nodosus*, *P. mononodosus*, *Idiognatoides* du Pennsylvanien ; *Declignathodus lateralis*, *D. nodoliferus*, *Idiognathoides sinnatus*, *I. sulcatus* du Namurien R1 et R2.

**h3-4. Grès et pélites du Culm (Namuro-Westphalien)** (200 à 300m). Les formations carbonatées du plateau Saint-André sont surmontées par un épais complexe détritique grésopélimitique (200 à 300 m). Il forme les crêtes des pics de Tentes et d'Entre-les-Ports et du port de Boucharo.

Les premières assises sont encore intercalées de lits calcaireux centimétriques; elles ont livré (Delvolvé, 1987) des *Idiognatoides sulcatus* cf. *parvus*. Au voisinage, des bancs de grès ont livré des *Asterocalamites radiatus* du Dinantien (Dalloni, 1910). Ailleurs des bancs de grès sont riches en restes de *Calamites suckovi*, *C. cisti*, ce qui permet de les rapporter au Westphalien.

Cette série détritique est constituée par une alternance de pélites noires et de grès. Les bancs de grès, souvent très micacés, de teinte verdâtre, ont une épaisseur de 10 à 30 cm. Ils deviennent plus épais à la partie supérieure où ils peuvent atteindre 1 à 2 m. De même les débris de végétaux, *Calamites* en particulier, deviennent plus abondants à la partie supérieure.

Dans certains bancs de pélites, on peut observer des galets mous enveloppés dans une matrice pélimitique où ils forment des niveaux continus. Leur taille est assez variable ; ils peuvent atteindre 20 cm de long pour une épaisseur de 5 à 6 cm. Il semble qu'ils soient constitués par un matériau fin et qu'ils aient séjourné à l'air libre après leur arrachement au substratum. Les figures sédimentaires sont très nombreuses : granoclassements, stratifications obliques, laminations onduleuses, figures de charge, etc.

Des bancs calcaires, d'une épaisseur de 40 cm à 1 m, sont intercalés dans la série. Ces calcaires affleurent largement sur le versant sud du pic de Tentes, où ils constituent les petites falaises au Sud des cotes 2 322 et 2 237 m de la crête pic de Tentes-pic de la Pahule.

Ce sont des calcaires sombres, micritiques, souvent recristallisés et très fracturés. La présence de boudinage y montre un étirement important de direction NNE-SSW dans le plan de schistosité.

Ces calcaires interstratifiés, constituent des lentilles carbonatées au sein de la série détritique ; leur disposition structurale permet de les considérer comme de petits olistolites résultant de glissements synsédimentaires sur la pente du bassin.

## TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Les terrains paléozoïques apparaissant dans la fenêtre entaillée par la vallée du gave de Pau, en amont de Gèdre, ont été profondément affectés par un métamorphisme relevant du cycle varisque. Ils constituent le socle autochtone relatif de la nappe de Gavarnie, et se prolongent plus à l'Est, dans la même position structurale, sur la feuille Vielle-Aure.

En outre, à proximité des plutons varisques de Cauterets-Panticosa, les terrains dévoniens sont affectés par un métamorphisme de contact.

### **Complexe métamorphique et anatectique de Gavarnie-Héas**

Le complexe de Gavarnie-Héas-Bielsa est représenté par une série métamorphique et migmatitique à laquelle sont localement associés des corps plutoniques (Bresson, 1903; Debat, 1965; Dahmani, 1987; Driouch, 1987; Driouch et *al.*, 1989,1996 ; Debat et *al.*, 1996). La diversité des types pétrographiques est due à l'hétérogénéité du matériel sédimentaire originel et à l'influence du magmatisme et de la migmatisation. Ce métamorphisme est d'âge varisque. La série sédimentaire métamorphisée est vraisemblablement d'âge cambro-ordovicien par analogie avec d'autres secteurs de la haute chaîne primaire.

Nous reprendrons ici la description de ces terrains faite par R. Mirouse pour la feuille Vielle-Aure, à partir des travaux de P. Debat (1965), A. Dahmani (1987) et Y. Driouch (1987). Le granite d'anatexie de Gèdre associé aux migmatites sera présenté avec ses formations métamorphiques dont il constitue un prolongement ultime. Par contre, les gabbros et métagabbros ( $\theta$ ) associés au complexe seront décrits au chapitre « Roches ignées ».

**χ. Quartzites.** Les quartzites forment une bande NNW-SSE, au Sud de l'accident de Bareilles et au Nord de la vallée d'Ossoue où ils présentent plusieurs faciès : quartzite pur, quartzite à diopside, quartzite à hornblende verte.

**χξ. Quartzites et micaschistes.** Ces roches affleurent au Sud des gneiss migmatitiques (ζM), au niveau de la Prade-Saint-Jean. Ce sont des alternances métriques de niveaux schisteux et quartzitiques, avec localement un début de litage tectonométamorphique (zones schisteuses) et une fréquente texture mylonitique.

Il s'agit essentiellement de micaschistes quartzitiques à sillimanite, avec biotite, cordiérite, grenat.

Ces formations se prolongent à l'Ouest par la série des quartzophylades et quartzites du gave des Tourettes et passent localement, vers le Nord, à des gneiss, par l'apparition de feldspath alcalin.

**ζM. Gneiss migmatitiques à cordiérite et sillimanite.** Ce complexe de gneiss migmatitiques se développe au niveau de Gavarnie, au Sud de l'accident de Bareilles, de part et d'autre du gave et dans la vallée d'Ossoue.

Il s'agit de gneiss à biotite présentant localement un aspect rubané lié à la présence de nombreux filonnets leucocrates centimétriques, généralement boudinés et subparallèles à la foliation (N 120-45° SW). Ceci donne à ces roches un aspect de migmatites, bien visible par exemple, le long du gave d'Ossoue et au niveau du village de Gavarnie.

Les gneiss, surmicacés, de teinte plutôt sombre, sont essentiellement constitués de biotite, quartz, cordiérite, associés à sillimanite, grenat et feldspath. Biotite, sillimanite et quartz marquent la foliation par leur disposition orientée ou leur étirement.

Dans les zones les plus migmatitiques, la partie gneissique s'appauvrit en quartz et feldspath, devenant relativement plus riche en biotite et cordiérite. Par places apparaissent des pseudo-lits quartzo-feldspathiques, ou à grain très fin.

Le leucosome de ces gneiss migmatitiques forme des lits généralement peu épais, centimétriques, bordés de concentration de biotite avec plus ou moins de cordiérite. Les minéraux dominants sont le quartz et, à un degré moindre, feldspath alcalin, plagioclase avec, plus rarement, sillimanite, grenat, biotite. L'apatite, en grains millimétriques, est localement bien représentée. Les cristaux de leucosome sont plus gros que ceux de la partie gneissique et à texture équante. Ce leucosome serait le résultat d'une fusion partielle, le liquide ainsi formé ayant subi un début de ségrégation.

Selon A. Dahmani (1987) et Y. Driouch (1987), dans l'ensemble des micaschistes et gneiss migmatitiques de cette partie extrême amont de la vallée de Gèdre-Gavarnie, le métamorphisme est prograde du Sud vers le Nord, avec des conditions de début de fusion estimées à 3,5 kbar et 650°C.

**C. Cipolins et marbres à minéraux.** Ils forment plusieurs pointements dans les gneiss migmatitiques ( $\zeta M$ ), en particulier l'arête de Notre-Dame-des-Neiges, ainsi que, plus au Nord, dans les gneiss de Saugué ( $\zeta$ ). Il peut s'agir de marbres relativement purs dans lesquels la calcite est associée à de rares cristaux de diopside, feldspaths, phlogopite, quartz, opaques. Il peut s'agir aussi de marbres impurs, rubanés, où apparaissent des lits riches en feldspaths, diopside, sphène, opaques. Il peut s'agir enfin de skarnoïdes, associés aux précédents en bancs décimétriques rubanés, dans lesquels la calcite est minoritaire et où abondent des silicates calciques tels que wollastonite, grenat, idocrase.

**$\zeta$ . Gneiss tonalitiques de Saugué.** Les gneiss de Saugué ainsi que le granite d'anatexie ( $\gamma G$ , monzogranite à cordiérite) affleurent au Nord de l'accident de Bareilles. Ils constituent l'épaulement glaciaire du plateau de Saugué et de Saussa.

Ces gneiss plagioclasiques à biotite sont souvent homogènes. A la différence des gneiss migmatitiques de Gavarnie ( $\zeta M$ ), ils sont dépourvus de silicates d'alumine et de cordiérite. Leur composition est dominée par les plagioclases associés avec quartz, biotite, feldspath alcalin, amphibole. La foliation, nette, est soulignée essentiellement par l'orientation de la biotite.

Ils montrent parfois un litage discret, souligné par des concentrations de biotite dans certains niveaux, par des variations de grain, par des cristallisations d'amphibole. Les lits les plus riches en biotite sont généralement à grain moyen ; les lits clairs sont à plus gros grain.

La migmatisation n'a affecté que très localement ces gneiss, s'y traduisant seulement par la formation de poches ou traînées quartzofeldspathiques, à aspect rappelant le leucosome des migmatites.

**$\gamma G$ . Monzogranite à cordiérite de Gèdre.** Au Sud du village de Gèdre, dans la zone à anatexie généralisée, affleure un granite à cordiérite.

Il s'agit d'une roche leucocrate parsemée de cristaux verdâtres de cordiérite, contenant des enclaves micacées et litées ainsi que des concentrations surmicacées, non homogénéisées (schlieren), associant biotite, cordiérite et sillimanite.

Le contact avec les migmatites est rarement net; on y observe une homogénéisation progressive, avec désorientation du litage des migma-

tites, donnant des roches à structure nébuleuse, plus homogènes que les migmatites.

Les constituants minéraux majeurs du granite de Gèdre sont quartz, plagioclase, feldspath alcalin, biotite, cordiérite; exceptionnellement, on a pu observer : andalousite, sillimanite, staurotide. La composition modale de ces roches les rapproche des monzogranites et, parfois, des granodiorites.

La composition monzogranitique, la présence d'une proportion non négligeable de cordiérite, parfois aussi de staurotide, andalousite, sillimanite, la faible quantité d'enclaves, conduisent à voir en ces roches le résultat de la formation et de l'homogénéisation d'un magma anatectique alumineux. Dans ce cas, la fusion anatectique s'est accompagnée de réactions engendrant la cordiérite et un liquide anatectique (fusion incongruente des biotites, par exemple), et aussi le grenat.

L'étude pétrologique montre aussi que ce granite d'anatexie correspondrait, par rapport aux migmatites environnantes, à une formation plus alumineuse, plus homogène, plus appropriée à la fusion. Les conditions de température et de pression seraient sensiblement identiques pour les granites d'anatexie et les migmatites (de l'ordre de 700 °C et 4 kbar) qui se seraient donc formés sensiblement au même niveau. Par ailleurs, les granites d'anatexie sont sécants sur la foliation et parfois délimités par des roches non anatectisées. Ils ont probablement subi une légère ascension relative au sein des migmatites, du fait de leurs densité et viscosité relativement faibles, lors d'une montée diapirique de l'ensemble.

### **Métamorphisme de contact**

Un métamorphisme de contact affecte l'encaissant et les enclaves sédimentaires du complexe plutonique de Cauterets-Panticosa (Wenk, 1962; Debon, 1972, 1975). Au niveau des formations dévoniennes, il se superpose à un métamorphisme régional encore mal connu et de très faible intensité (séricite, chlorite). Autour du complexe, l'auréole métamorphique est de puissance extrêmement variable (fig. 1). Le minéral-repère choisi pour délimiter cette auréole est l'andalousite, facile à identifier sur le terrain, ou, dans le cas de formations silico-carbonatées, le grenat. Ce métamorphisme de contact a généralement respecté dans leur intégralité les structures sédimentaires originelles (rubanements, microrhythmes).

**Métapélites.** Ces roches présentent une texture soit isotrope (cornéenne), soit orientée parallèlement à la stratification. La paragenèse la plus fréquente et la plus étendue réunit : quartz, plagioclase, biotite, muscovite, andalousite (automorphe et de type chiastolite ou xénomorphe et pœcilitique), opaques, tourmaline et parfois, à proximité des

granites, cordiérite. Toujours à proximité des granites, se rencontrent localement des cornéennes à quartz, plagioclase, biotite, (muscovite), cordiérite, grenat almandin, opaques. Il s'agit quelquefois de véritables cordiérites (lac inférieur d'Arriel). Sillimanite, corindon et feldspath-K sont rares et se rencontrent surtout au contact des granitoïdes les plus sombres. Le staurotide n'a jamais été observé. Ces roches sont souvent affectées par une rétro-morphose d'intensité variable, se traduisant principalement par une déstabilisation de l'andalousite et de la cordiérite en micas blancs et une chloritisation de la biotite.

**Cipolins rubanés.** Les rubans carbonatés peuvent présenter des paragenèses à calcite, grenat grossulaire (très fréquent, souvent automorphe et de taille parfois centimétrique ; ex., en rive droite du lac de Respumoso), épidote, diopside, amphibole, sphène. Wollastonite et idocrase sont assez rares et localisés à proximité des granites (Sud-Ouest de Campo Piano).

**SK. Skarns sulfurés.** Ces roches se développent localement dans les cipolins rubanés (d5-6L) situés au contact du monzogranite  $^{1}\gamma^{3AL}$ . Sur la feuille Gavarnie, ils se limitent à une masse diffuse de quelques décimètres localisée en rive sud du lac de Respumoso. Outre la présence de scheelite, leur principale caractéristique est une grande richesse en sulfures (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite) qui, par oxydation, leur confèrent une patine rouille sombre.

**Marbres.** Les calcaires purs (ex. : d2-3D) ont recristallisé sous forme de marbres à calcite, où les cristaux atteignent une taille centimétrique dans les formations diapiriques du Vignemale et des pics del Inferno (Debon, 1972).

## ROCHES IGNÉES

La description des roches ignées traitera successivement du complexe plutonique de Cauterets-Panticosa, du stock granitique de Serradiouse, des gabbros et métagabbros associés au complexe métamorphique de Gavarnie et, enfin, des filons.

### Complexe plutonique de Cauterets-Panticosa

#### • Généralités

Le complexe plutonique de Cauterets-Panticosa (257 km<sup>2</sup>) affleure entre 1 000 et 3 130 m d'altitude, à cheval sur les feuilles Argelès-Gazost (Ternet *et al.*, 1980) et Gavarnie, de part et d'autre de la frontière franco-espagnole. Parfaitement circonscrit, il est intrusif dans des formations (méta)sédimentaires (pélites, calcaires, quartzites) aujourd'hui rapportées en totalité au Dévonien. Il y développe une auréole de contact superposée à un très faible métamorphisme épizonal et présente

des relations à la fois concordantes et sécantes avec les structures de son encaissant (fig. 1 et 3).

Ce complexe est constitué par la juxtaposition de deux stocks (Grand Arroubert, Aynis) et de trois plutons (Cauterets occidental, Cauterets oriental, Panticosa) (Debon, 1972, 1975). Chacun des trois plutons, lui-même composite, comprend plusieurs unités pétrographiques disposées selon une structure zonée concentrique dont les modalités diffèrent d'un pluton à l'autre (fig. 1). Sa mise en place par rapport aux déformations hercyniennes majeures reste débattue : postérieure à celles-ci (tardi-tectonique) selon F. Debon (1975), elle en serait contemporaine (syn-cinématique) pour d'autres (Moreau, 1975; Gleizes et *al.*, 1998). Dans l'absolu, elle se situe vers 300 Ma (Stéphanien) d'après une datation par U-Pb sur zircons à  $301 \pm 7$  Ma d'une granodiorite du pluton oriental de Cauterets (Guerrot, 1998). Cet âge rejoint celui obtenu pour un pluton voisin, celui du Néouvielle ( $300 \pm 20$  Ma ; Alibert et *al.*, 1988).

Des sites favorables à l'échantillonnage des différentes unités granitoïdes sont indiqués dans le tableau 1. Compte tenu des bonnes conditions d'affleurement, ils pourraient être multipliés à l'infini.

Les granitoïdes de Cauterets-Panticosa sont généralement des roches d'apparence isotrope et peu déformées (extinction onduleuse du quartz et des micas), hétérogranulaires, parfois porphyroïdes. Des données d'anisotropie de susceptibilité magnétique font cependant apparaître une orientation préférentielle des minéraux (Gleizes et *al.*, 1998). Leur granulométrie moyenne est comprise entre 1 et 2 mm (si l'on exclut les mégacristaux de feldspath-K), ce qui les classe dans l'absolu, parmi les roches à grain moyen. Tel qu'il a été proposé (tabl. 2), leur découpage en roches à grain grossier, moyen ou fin présente donc une valeur essentiellement relative.

Globalement, ces granitoïdes couvrent une large gamme de composition, allant des gabbros aux granites, avec une dominante de granodiorites. Leur minéralogie comprend :

- quartz, généralement en plages xénomorphes polycristallines ;
- feldspath alcalin composé d'un mélange, en proportions variables, d'orthose et de microcline, xénomorphe à subautomorphe, de taille souvent supérieure à la granulométrie moyenne (tabl. 2), quelquefois zoné, habituellement peu perthitique et plus ou moins pœcilitique ;
- plagioclase hypidiomorphe, isolé ou regroupé en synneusis (agrégat polycristallin), à zonation concentrique et généralement normale ou parfois, en taches, souvent damouritisé au cœur ;
- biotite magnésienne ou ferrifère, hypidiomorphe, à pléochroïsme brun pâle à acajou foncé ;

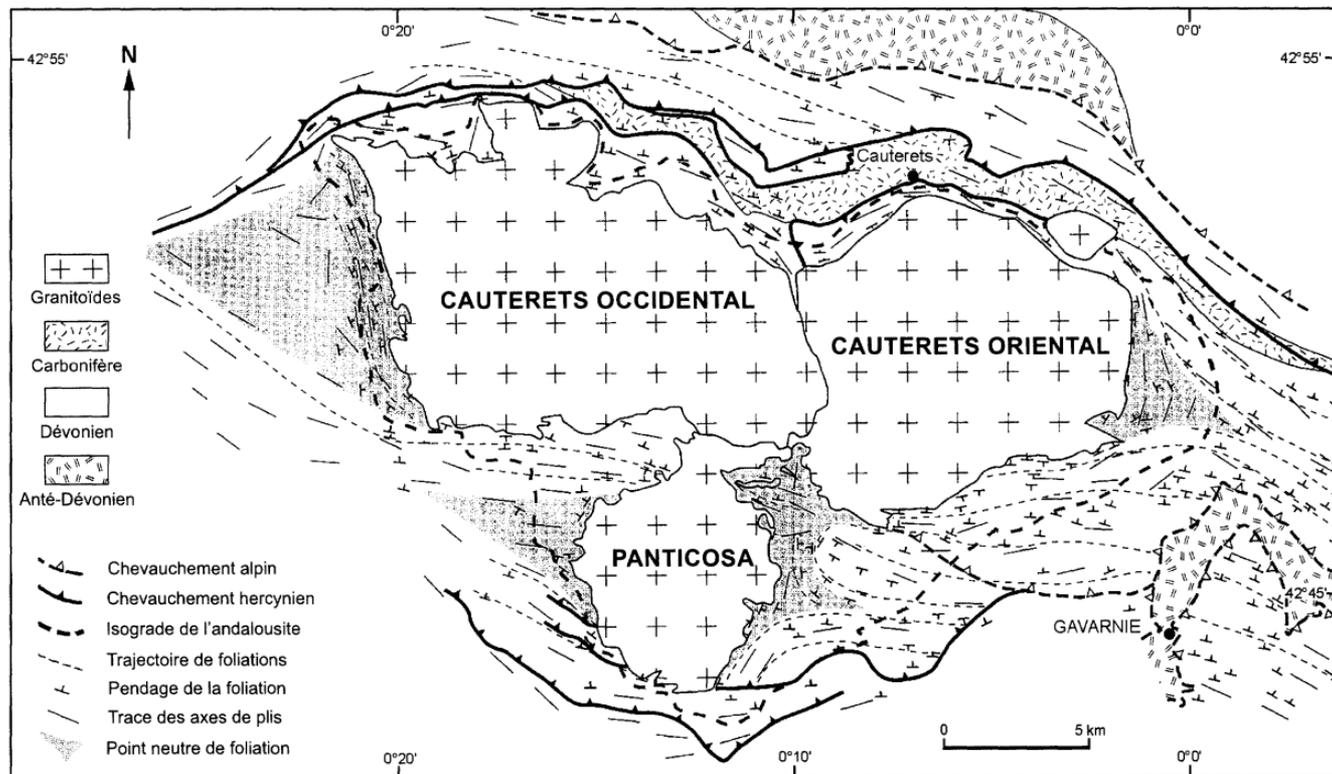


Fig. 3 - Données structurales sur l'encaissant paléozoïque des plutons de Cauterets-Panticosa (d'après Gleizes et al., 1998)

- ± amphibole : hornblende plus ou moins riche en trémolite-actinote, hypidiomorphe, habituellement brun-vert pâle ; cummingtonite, brune ou incolore, dans certains gabbros ;

- ± pyroxène : diallage, en reliques dans l'amphibole, et/ou hypersthène dans les unités les plus sombres ;

- ± muscovite (en partie secondaire), ± cordiérite (pinnitisée), ± allanite, apatite (en prismes trapus ou courtes baguettes), ± ilménite, ± pyrrhotine, ± rutile, ± sphène, ± tourmaline, zircon (Pupin, 1976) (tabl. 3, 4) ;

Une rétomorphose plus ou moins prononcée : (saussuritisation ou séricitisation des plagioclases, chloritisation de la biotite) s'observe fréquemment.

Tous ces granitoïdes renferment une proportion variable (moins de 0,1 % à quelque 2,5 %) d'enclaves sombres, microgrenues, isolées, généralement arrondies ou ovoïdes, de taille centimétrique à décimétrique.

#### Pluton occidental de Caeterets

- ${}^1_{2}\gamma^{3AL}$  : gave du Marcadau, secteur du refuge Wallon (1 865 m)
- ${}^3_{3}\beta$  : Balaïtous (3144 m), une dizaine de mètres sous le sommet
- ${}^1_{1}\gamma^{3AL}$  : col d'Arrémoulit (2448 m)
- ${}^1_{1}\gamma^{3-5AL}$  : rive droite (nord) des lacs de Respumoso (2121 m)-Campo Piano

#### Pluton oriental de Caeterets

- ${}^2_{1}\gamma^e$  : pic d'Ardiden (2 988 m)
- ${}^2_{2}\gamma^e$  : affleurements et éboulis, secteur du lac de Gaube (1 725 m)
- ${}^2_{1}\gamma^{e-5}$  : Gerretet (2 862 m)
- ${}^2_{1}\gamma^e\theta$  : affleurements et blocs dynamités en bordure du sentier, secteur des Petites Oulettes de Gaube (x = 397 ; y = 58,1 à 59,2; z ≈ 2050 m)
- ${}^2_{1}\gamma^e$  : petite carrière, refuge des Oulettes de Gaube (2151 m)

#### Pluton de Panticosa

- ${}^3_{1}\gamma^e$  : petite carrière, près d'un pare-avalanche, environ 200 m à l'ESE de la centrale électrique de Baños de Panticosa (≈ 1 800 m)
- ${}^3_{1}\gamma^e$  : petites carrières, de part et d'autre du barrage du lac de Bachimaña (2 207 m)
- ${}^3_{m}\gamma^e$  : affleurements en bordure de la route Panticosa - Baños de Panticosa
- ${}^3_{1}\gamma^e\theta$  : affleurements en bordure de la route Panticosa - Baños de Panticosa

**Tableau 1 - Exemples de sites favorables à l'échantillonnage des principales unités des plutons de Caeterets-Panticosa**

Unité	Granulométrie moyenne (en mm)	Granulométrie maximale (en mm)	Groupe granulométrique
<b>Pluton occidental de Caunterets</b>			
${}^1_{\rho}\gamma^{3AL}$	2,0	25	grossier
${}^1\gamma^4$	1,6	10	moyen
${}^1\gamma^{3AL}$	1,8	20	moyen-grossier
<b>Pluton oriental de Caunterets</b>			
${}^2_{fi}\gamma^4$	1,2	20	fin
${}^2_m\gamma^4$	1,7	4	moyen
${}^2\gamma^{4-5}$	1,7	5	moyen
${}^2\gamma^5_{\eta\theta}$	0,8 – 3,0	10	fin à grossier
${}^2_{fe}\gamma^4$	1,0	6	fin
<b>Pluton de Panticosa</b>			
${}^3\gamma^3$	1,5	10	moyen
${}^3_{fi}\gamma^4$	1,2	5	fin
${}^3_m\gamma^4$	1,4	6	moyen
${}^3\gamma^5_{\eta\theta}$	0,8 – 1,8	8	fin à moyen
<p>Les granulométries maximales concernent généralement des mégacristsaux de feldspath-K, soit rectangulaires (<math>{}^1_{\rho}\gamma^{3AL}</math>, <math>{}^1\gamma^{3AL}</math>, <math>{}^2\gamma^4</math>; texture porphyroïde) soit xénomorphes et pœcilitiques (texture monzonitique). Ces mégacristsaux n'ont pas été pris en compte dans l'estimation des granulométries moyennes. D'après F. Debon (1975).</p>			

**Tableau 2 – Granulométrie des principales unités des plutons de Caunterets–Panticosa**

En outre, des domaines extrêmement riches en essais d'enclaves et masses ignées basiques existent dans chacun des deux plutons de Caunterets. Les enclaves métasédimentaires, quant à elles, se rencontrent en grande abondance dans certains secteurs des plutons de Caunterets occidental et de Panticosa.

Seul le pluton de Panticosa et la partie méridionale des deux plutons de Caunterets concernent la feuille Gavarnie (fig. 1). Leurs différentes unités seront décrites depuis le cœur vers la périphérie de chaque structure concentrique.

La nomenclature utilisée pour désigner les roches plutoniques fait référence à la classification de A.L. Streckeisen (1976). Les notations des différents faciès sont précédées d'un chiffre, en exposant, identifiant le pluton dont ils proviennent : <sup>1</sup> pour le pluton occidental de

ZONE	INTERNE		INTER-MÉDIAIRE		EXTERNE				
	$1\gamma^{\text{SAL}}$	$1\gamma^{\text{A}}$	$1\gamma^{\text{SAL}}$	$1\gamma^{\text{SAL}}$			Enclaves dans $1\gamma^{\text{SAL}}$		
Unité Faciès				mgr	mgd	mto	eAm	eAmBi	eBi
n	17	35	45	21	36	13	16	32	13
SiO <sub>2</sub>	72,22 [0,49]	65,80 [0,99]	71,54 [1,39]	71,67 [1,34]	68,33 [1,84]	64,95 [2,17]	50,76 [2,13]	56,64 [2,58]	59,91 [4,02]
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,29 [0,43]	16,26 [0,66]	14,60 [0,55]	14,67 [0,61]	15,75 [0,94]	17,51 [1,30]	19,41 [0,90]	17,78 [1,37]	17,82 [1,06]
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	1,93 [0,18]	3,80 [0,29]	2,15 [0,34]	2,11 [0,55]	3,12 [0,46]	4,03 [0,69]	7,76 [0,98]	6,83 [0,86]	6,12 [1,05]
MnO	0,04 [0,01]	0,07 [0,01]	0,04 [0,01]	0,03 [0,01]	0,05 [0,01]	0,05 [0,01]	0,15 [0,02]	0,13 [0,02]	0,10 [0,03]
MgO	0,64 [0,11]	1,71 [0,18]	0,69 [0,19]	0,64 [0,15]	1,07 [0,26]	1,44 [0,33]	5,36 [1,00]	4,21 [0,87]	2,51 [0,93]
CaO	1,40 [0,47]	3,71 [0,68]	1,64 [0,49]	1,63 [0,50]	3,07 [0,63]	4,23 [0,58]	8,83 [1,01]	6,66 [0,84]	4,80 [1,52]
Na <sub>2</sub> O	3,27 [0,13]	3,14 [0,14]	3,34 [0,15]	3,30 [0,22]	3,40 [0,20]	3,53 [0,33]	2,28 [0,50]	2,18 [0,52]	2,34 [0,62]
K <sub>2</sub> O	4,43 [0,24]	3,14 [0,29]	4,17 [0,25]	4,37 [0,38]	3,21 [0,41]	2,04 [0,42]	1,62 [0,44]	2,11 [0,36]	2,38 [0,34]
TiO <sub>2</sub>	0,24 [0,04]	0,49 [0,06]	0,23 [0,07]	0,19 [0,07]	0,37 [0,08]	0,50 [0,13]	0,79 [0,25]	0,76 [0,23]	0,82 [0,23]
P.F.	1,23 [0,27]	1,42 [0,41]	1,21 [0,33]	1,01 [0,21]	1,16 [0,31]	1,18 [0,31]	2,61 [0,50]	2,23 [0,64]	2,81 [1,92]
TOTAL	99,69	99,55	99,62	99,64	99,53	99,46	99,57	99,53	99,61
n	3	2	2	2	3	4	2	2	2
Ba	444	445	543	632	690	496	295	338	451
Rb	204*	135*	188*	-	-	-	-	-	-
Sr	144*	257*	162*	267	301	354	288	244	280
U	1,6	2,8	1,7	-	-	-	-	-	-
Quartz	30,5	29,5	30,5	30,5	28	26,5	5	20,2	27,4
Feldspath-K	25	10	22,5	22	13	3,5	R-0	E-0	0,7
Plagioclase	37	45	39	38,5	47	54	55	51	50
An %	30-17	46-24	30-16	33-20	52-20	48-20	-	-	-
Biotite	6	14,8	7	8	12	16	7	18	22
Amphibole	0	0,2	0	0	0	0	32	11	E
Pyroxène	0	0	0	0	0	0	E	0	0
Muscovite	0,5	0	0,3	0,5	R	E	0	0	0
Cordiérite	0,5	0	0,2	0,5	E	0	0	0	0
Allanite	0	F	0	0	0	0	E	R	0
Apatite	F	F	F	F	F	F	F	F	F
Opaques	E	E	R	E	E	E	F	F	R
Sphène	0	0	0	0	E	0	E	R	R
Tourmaline	E	0	E	0	R	0	0	0	0
Zircon	F	F	F	F	F	F	R	F	F
Densité	2,647	2,695	2,645	-	-	-	-	-	-

Éléments majeurs en % pondéraux. Écart-types [1 σ] donnés entre crochets. Éléments en traces en ppm. n = nombre d'échantillons analysés ; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t = fer total ; P.F. = perte au feu. Analyses par spectrométrie d'émission (K. Govindaraju, CRPG-CNRS, Nancy), sauf pour Rb\* et Sr\* (dilution isotopique) et U (fluorimétrie). Compositions minéralogiques modales en %. Pour les minéraux accessoires (< 0,5 %, au total) : F = fréquent, R = rare, E = exceptionnel, 0 = non vu. An % : teneur en anorthite des plagioclases (valeurs extrêmes). Densité = poids spécifique. D'après F. Debon (1975, 1980). Autres explications dans le texte.

**Tableau 3 - Compositions chimique et minéralogique moyennes des principales unités du pluton occidental de Cauterets**

PLUTON	ORIENTAL DE CAUTERETS				PANTICOSA				
	ZONE	INTERNE	INTER-MÉD.	INTER-MÉD.	EXTERNE	INTERNE	INTER-MÉD.	INTER-MÉD.	EXTERNE
Unité	$^{27}\text{Al}$	$^{27}\text{Al}$	$^{27}\text{Al}$	$^{27}\text{Al}$	$^{27}\text{Al}$	$^{37}\text{Fe}$	$^{37}\text{Fe}$	$^{37}\text{Fe}$	$^{37}\text{Fe}$
n	13	32	38	14	18	4	6	6	8
SiO <sub>2</sub>	67,99 [1,07]	64,02 [0,85]	61,04 [1,63]	54,72 [4,67]	64,99 [1,16]	70,24 [0,64]	67,36 [0,64]	63,46 [1,76]	55,83 [2,03]
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,16 [0,37]	15,80 [0,36]	16,55 [0,61]	18,24 [1,45]	16,26 [0,45]	14,56 [0,44]	15,02 [0,27]	15,55 [0,55]	16,94 [0,78]
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	3,79 [0,34]	4,65 [0,26]	5,61 [0,47]	7,67 [1,16]	4,44 [0,37]	2,26 [0,09]	3,21 [0,32]	4,74 [0,52]	7,28 [0,61]
MnO	0,07 [0,01]	0,09 [0,01]	0,10 [0,01]	0,13 [0,02]	0,08 [0,02]	0,05 [0,00]	0,07 [0,01]	0,09 [0,01]	0,13 [0,01]
MgO	1,19 [0,13]	2,65 [0,27]	3,27 [0,67]	4,87 [1,41]	1,68 [0,18]	1,18 [0,09]	1,95 [0,12]	3,23 [0,38]	5,27 [1,09]
CaO	3,32 [0,35]	4,26 [0,53]	5,35 [0,78]	7,52 [1,66]	3,92 [0,50]	2,28 [0,09]	3,31 [0,25]	4,56 [0,55]	7,05 [0,92]
Na <sub>2</sub> O	3,15 [0,11]	2,74 [0,12]	2,76 [0,17]	2,37 [0,52]	2,95 [0,11]	3,12 [0,04]	2,90 [0,07]	2,71 [0,08]	2,25 [0,33]
K <sub>2</sub> O	3,49 [0,24]	3,49 [0,23]	2,90 [0,36]	1,62 [0,46]	3,29 [0,20]	4,21 [0,12]	3,89 [0,18]	3,20 [0,18]	1,94 [0,43]
TiO <sub>2</sub>	0,41 [0,07]	0,57 [0,06]	0,65 [0,05]	0,83 [0,15]	0,59 [0,09]	0,27 [0,07]	0,42 [0,08]	0,61 [0,09]	0,82 [0,16]
PF.	1,23 [0,19]	1,47 [0,41]	1,61 [0,48]	1,95 [0,59]	1,49 [0,50]	1,04 [0,18]	1,35 [0,34]	1,52 [0,49]	2,09 [0,43]
TOTAL	99,81	99,73	99,84	99,93	99,68	99,18	99,47	99,67	99,59
n	2	2	2	3	2	2	2	2	2
Ba	501	559	517	290	681	406	452	490	392
Rb	144*	156*	104*	-	134*	186*	169*	134*	77*
Sr	186*	167*	210*	269	202*	134*	146*	182*	232*
U	1,7	2,3	1,5	0,8	1,9	2,6	3,9	3,1	1,7
Quartz	25,5	22,5	20,5	17,5-(0)	26,5	27,5	27,5	23,5	15,5-(7)
Feldspath-K	17	18	5	E-(0)	10	23	16	12	1-(0)
Plagioclase	44	40	50	53	47	40	42	42	50
An %	45-13	44-30	57-32	(78)-60-41	50-28	35-17	40-23	48-25	(87)-62-29
Biotite	12,5	13	15	15-(5)	14	9	12,5	15	18-(10)
Amphibole	0,5	6	9	14-(36)	2	0	1,5	7	13,5-(27)
Pyroxène	?	F	F	F-E-(5)	E	0	R	F	1,5-(7)
Muscovite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cordiérite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Allanite	F	R	R	E-(0)	F	E	F	E	E-(0)
Apatite	F	F	F	F-(E)	F	F	F	F	F-(E)
Opaques	R	F	F	F	R	E	R	R	F
Sphère	0	R	E	0	E	0	E	F	E-(0)
Tourmaline	0	E	0	0	0	F	E	F	R-(0)
Zircon	F	F	F	R-(E)	F	F	F	F	R-(E)
Densité	2,688	2,757	2,816	2,867 (2,882)	2,712	2,650	2,690	2,742	2,828 (2,944)

Compositions minéralogiques et densités : les valeurs entre parenthèses correspondent aux termes les plus sombres des unités  $^{27}\text{Al}$  et  $^{37}\text{Fe}$ .

Autres explications comme dans tableau 3.

Tableau 4 - Compositions chimique et minéralogique moyennes des principales unités du pluton oriental de Cauterets et de celui de Panticosa

Cauterets ; <sup>2</sup> pour le pluton oriental ; <sup>3</sup> pour celui de Panticosa. Par exemple : <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup>, <sup>2</sup><sub>m</sub>γ<sup>4</sup>, <sup>3</sup>γ<sup>3</sup>. Les compositions chimiques individuelles des granitoïdes analysés dans l'ensemble du complexe (474 échantillons) sont données in F. Debon (1975) et F. Debon et al. (1991).

#### • Pluton occidental de Cauterets

Le pluton occidental de Cauterets (fig. 1), le plus vaste (117 km<sup>2</sup>) du complexe, présente une forme grossièrement rectangulaire et un allongement WNW-ESE. Sa structure concentrique, de type récurrent, est définie par quatre unités réparties en trois zones (<sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup>, <sup>1</sup>γ<sup>4</sup>, <sup>1</sup>γ<sup>3AL</sup> + <sup>1</sup>γ<sup>3-5AL</sup>).

**Zone interne** (51,5 km<sup>2</sup>). Cette zone s'allonge suivant une direction N115 °E. Elle est composée d'une seule unité granitique (<sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup>), localement associée à des termes leucocrates.

<sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup>. **Monzogranite clair, porphyroïde, à grain grossier, biotite, rares muscovite et cordiérite.** C'est une roche isotrope, à grain grossier (≈ 2 mm), très uniforme sur toute son étendue (49,1 km<sup>2</sup>), composée de quartz, microcline-orthose (mégacristaux atteignant jusqu'à 25 x 5 mm), oligoclase (≈ An<sub>28</sub> en moyenne), biotite ferrifère, muscovite et cordiérite pinnitisée (tabl. 2, 3). Les enclaves «microgrenues» (tonalites à biotite et, exceptionnellement, muscovite et cordiérite) y sont rares (≈ 0,1 %). Seul un petit domaine de quelque 200 m<sup>2</sup> situé dans la vallée du Marcadau, près du point coté 1 780 m, montre des enclaves décimétriques à décamétriques de tonalites à biotite et amphibole emballées par des granodiorites passant progressivement à <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup>.

**Zone intermédiaire** (28,9 km<sup>2</sup>). Constituée d'une seule unité granitoïde (granodiorite <sup>1</sup>γ<sup>4</sup>), elle forme un anneau incomplet, tronqué par le monzogranite <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup> (fig. 1). Un contact net, à pendage plus ou moins redressé et dirigé vers l'extérieur du pluton, sépare généralement <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup> de <sup>1</sup>γ<sup>4</sup>. Dans les derniers décimètres précédant <sup>1</sup>γ<sup>4</sup>, <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup> peut acquérir un faciès pegmatitique à tourmaline de type stockscheider (mégacristaux de feldspath-K perpendiculaires au contact). En revanche, <sup>1</sup>γ<sup>4</sup> ne montre habituellement aucune variation à l'approche de <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup> et ses enclaves « microgrenues » peuvent être sectionnées par le contact. Ces relations sont bien exposées sur la feuille Argelès-Gazost, dans le secteur du col du Pabat, vers 2650 m (Debon, 1972). Elles montrent que la mise en place de <sup>1</sup><sub>p</sub>γ<sup>3AL</sup> est intervenue après celle de <sup>1</sup>γ<sup>4</sup> et alors que cette granodiorite avait, presque partout, déjà cristallisé.

<sup>1</sup>γ<sup>4</sup>. **Granodiorite à grain moyen, biotite, ± rare amphibole.** C'est une roche isotrope, à grain moyen (≈ 1,6 mm), homogène sur toute son étendue, composée de quartz très apparent regroupé en plages arrondies de taille parfois demi-centimétrique, orthose-microcline xénomorphe et pœcilitique, andésine-oligoclase (≈ An<sub>42</sub> en moyenne), biotite magnésienne, ± amphibole accessoire (tabl. 2, 3). Les enclaves

« microgrenues » (diorites et monzodiorites quartziques, tonalites, à amphibole et biotite) y sont très fréquentes ( $\approx 2,5$  %).

**Zone externe** (36,7 km<sup>2</sup>). Cette zone forme un anneau incomplet à la périphérie du pluton. Elle comprend deux domaines étroitement imbriqués, l'un homogène (monzogranite  ${}^1\gamma^{3AL}$  ; 17,6 km<sup>2</sup>), l'autre extrêmement hétérogène (granitoïdes  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  riches en enclaves ; 19,1 km<sup>2</sup>). Ces deux domaines passent progressivement de l'un à l'autre ou bien sont en contact tectonique (Sud des lacs de Respumoso-Campo Piano, le long de la faille subverticale du col de la Fache, Nord du pic d'Arriel où  ${}^1\gamma^{3AL}$  s'enfonce sous  ${}^1\gamma^{3-5AL}$ ). Venant de  ${}^1\gamma^4$  (voir précédemment) ou de  ${}^1\gamma^{3AL}$ , trois critères, généralement réunis dans l'espace, marquent l'entrée dans le domaine  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  : brusque et forte augmentation de la proportion des enclaves ignées basiques, apparition des enclaves métasédimentaires, diversité des granitoïdes renfermant ces enclaves. L'existence de passages plus ou moins progressifs entre les granitoïdes  ${}^1\gamma^4$ ,  ${}^1\gamma^{3AL}$  et  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  suggère une cristallisation globalement synchrone pour toutes ces roches.

${}^1\gamma^{3AL}$ . **Monzogranite clair, parfois porphyroïde, à grain assez grossier, biotite, ± rares muscovite et cordiérite.** C'est une roche isotrope, à grain assez grossier ( $\approx 1,8$  mm), comprenant quartz, orthose-microcline, oligoclase ( $\approx An_{26}$  en moyenne), biotite ferrifère, rare muscovite, ± cordiérite (tabl. 2, 3). Peu développé sur la feuille Gavarnie, le monzogranite  ${}^1\gamma^{3AL}$  montre une bonne uniformité sur toute son étendue. Il est similaire à  ${}^1\gamma^{3AL}$  et, si ce n'étaient leurs localisations différentes au sein du pluton, il serait très difficile de les distinguer (globalement,  ${}^1\gamma^{3AL}$  est moins grossier, moins porphyroïde et plus pauvre en muscovite et cordiérite que  ${}^1\gamma^{3AL}$ ). Les enclaves microgrenues (tonalites à biotite, ± muscovite et cordiérite) y sont assez rares ( $\approx 0,2$  %) et celles de nature métasédimentaire quasi inexistantes.

${}^1\gamma^{3-5AL}$ . **Monzogranites, granodiorites et tonalites claires, hétérogènes, parfois foliés, à biotite ; associés à enclaves ignées basiques et métasédimentaires** (tabl. 3). Il s'agit de monzogranites ( $\approx 20$  %), granodiorites ( $\approx 30$  %) et tonalites claires ( $\approx 10$  %), englobant une multitude d'enclaves, les unes ignées basiques ( $\approx 30$  %), les autres métasédimentaires ( $\approx 10\%$ ). Les monzogranites (mgr dans tabl. 3) sont similaires à  ${}^1\gamma^{3AL}$ , parfois plus nettement porphyroïdes et plus riches en muscovite et cordiérite, à l'image de  ${}^1\gamma^{3AL}$ . Les granodiorites (mgd) et tonalites claires (mto) forment un ensemble diversifié de roches à grain moyen, localement orientées, à quartz xénomorphe, orthose-microcline, plagioclase (andésine acide, en moyenne) à zonation complexes, fréquemment groupé en synneusis, biotite (tabl. 3). Elles ressemblent souvent à  ${}^1\gamma^4$ , mais sont toujours sans amphibole ni allanite, à quartz épars et à biotite ferrifère. De mgr à mto en passant par mgd, l'évolution se traduit par une diminution de la charge en quartz et feldspath-K compensée par une augmentation de celle en plagioclase et biotite.

Les termes monzogranitiques (mgr) représentent le prolongement de  ${}^1\gamma^{3AL}$  au sein du domaine hétérogène. Ils tendent à se restreindre aux secteurs pauvres en enclaves, au Nord d'une ligne joignant les lacs d'Arriel et de Campo Piano, sous forme de masses décamétriques à hectométriques, parfois (Pène d'Aragon, Petite Fache) sécantes sur tous les autres faciès. À l'approche des enclaves, ils passent, progressivement ou non, aux faciès mgd ou mto. Ceux-ci constituent des masses métriques à kilométriques hétérogènes, plus ou moins riches en enclaves, ainsi que des digitations et parfois des filons, localement pegmatitiques (Aguas Limpias, Respumoso), au sein des complexes basiques. Distinguer mgd de mto est aléatoire sur le terrain. Toutefois, plus la proportion d'enclaves est importante et plus les chances sont grandes d'avoir affaire à une tonalite plutôt qu'à une granodiorite.

Les **enclaves ignées « basiques »** du domaine  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  forment un ensemble extrêmement hétérogène. Elles présentent, en effet, une grande diversité d'habitus, de granulométrie, de texture et de composition (tabl. 3). Trois groupes pétrographiques principaux y ont été distingués : à amphibole très prédominante sur la biotite (eAm), à amphibole et biotite (eAmBi), à biotite (eBi). Ces enclaves sont des roches sombres, parfois orientées, hétérogranulaires. Leur granulométrie moyenne oscille entre 2 mm et moins de 0,8 mm et décroît, globalement, de eAm à eBi. Il s'agit de gabbrodiorites quartziques (eAm) et de tonalites (eAmBi, eBi), à quartz xénomorphe et dispersé, orthose (rare ou inexistante), plagioclase zoné [labrador-oligoclase, souvent à cœur plus basique (bytownite-labrador) dans eAm et eAmBi], biotite magnésienne,  $\pm$  amphibole (hornblende  $\pm$  cummingtonite). Le pyroxène fait presque totalement défaut. De eAm à eBi en passant par eAmBi, la charge moyenne en quartz et biotite augmente tandis que celle en minéraux colorés (amphibole + biotite) et plagioclases diminue (tabl. 3).

Estimée globalement à 30 % du domaine hétérogène, l'abondance des enclaves basiques peut varier d'un affleurement à l'autre entre 100% et moins de 1 %. On rencontre *ces enclaves sous trois habitus*.

- Masses décamétriques à kilométriques, mal délimitées et très hétérogènes, surtout composées de roches à grain moyen ou grossier de type eAm et eAmBi (ex., secteur pic d'Arriel-Garmo de la Frondella, Est du lac de Respumoso). Ces masses sont localement associées à un réseau de tonalites claires (mto) ou renferment des enclaves métasédimentaires.

- Essaims plus ou moins denses d'enclaves centimétriques à décimétriques, arrondies ou parfois anguleuses, souvent de nature différente sur un même affleurement (ex., rive nord du barrage de Respumoso), principalement composées de roches à grain moyen à très fin de type eAmBi ou eBi. Leur matrice est essentiellement de type mgd ou mto.

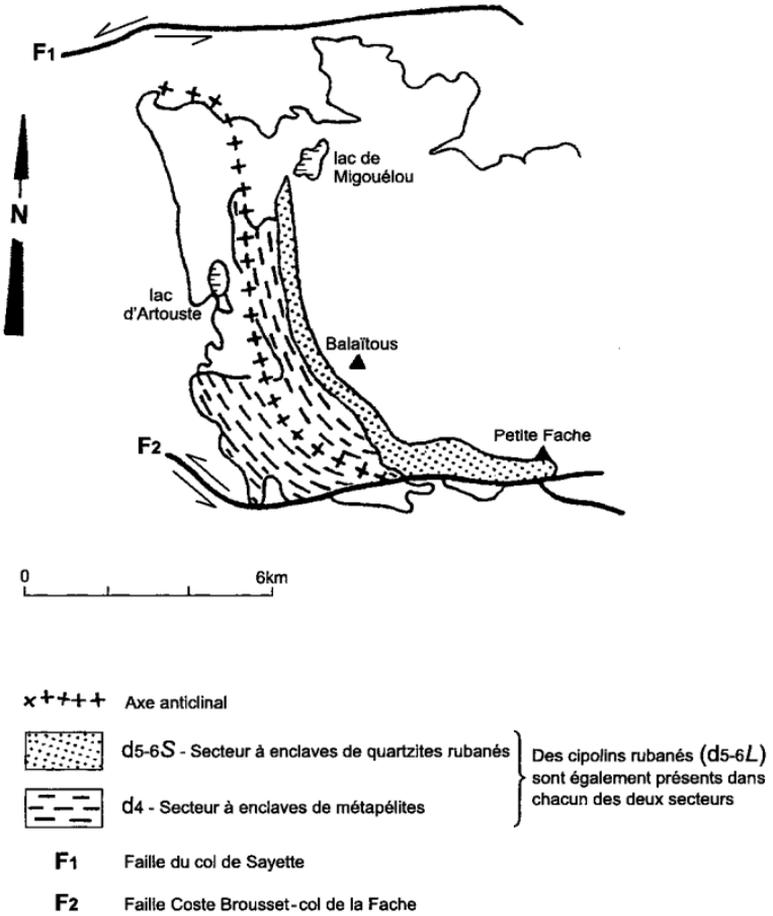


Fig. 4 - Schéma interprétatif de la structure d'ensemble des enclaves métasédimentaires de l'unité  $1\gamma^{3-5AL}$  (d'après Debon, 1975)

Cette structure dessine un anticlinal de forme sigmoïde en Z.

- Filons irréguliers, de puissance métrique, souvent subhorizontaux, passant localement à des essaims d'enclaves. Ces filons sont rares. On les rencontre notamment dans la région des Frondellas (cirques ouest et est) au sein des zones riches en monzogranites mgr, et le long de la vallée d'Agua Limpia. Il s'agit de microtonalites à biotite et amphibole proches, par leur composition, des enclaves eAmBi.

Les mises en place des formations ignées acides et basiques du domaine  ${}^1\gamma^{3-5Al}$  apparaissent enchevêtrées dans le temps et sont à considérer comme globalement synchrones.

Les **enclaves (septa) métasédimentaires** se présentent en corps anguleux, bien circonscrits, de taille millimétrique à kilométrique, souvent allongés parallèlement à leur stratification. Celles de grande dimension pourraient correspondre à des apophyses de l'encaissant (*roof-pendants*).

Incluses en majorité dans les granodiorites et tonalites claires, on peut aussi les rencontrer dans certaines grandes masses basiques (ex., pic d'Arriel, Garmo de la Frondella). Seules les zones à dominante de monzogranite en sont presque totalement dépourvues (ex., cirque ouest des Frondellas). En dépit du métamorphisme de contact qu'elles ont subi, ces enclaves ont conservé l'essentiel de leurs caractères lithologiques et structuraux sédimentaires originels. Ceci permet de les paralléliser aisément avec les formations encaissantes et d'y reconnaître, *grosso modo* depuis la périphérie vers le cœur du pluton, la succession: métapélites microrhythmiques ou massives (d4), cipolins rubanés (d5-6L), quartzites à intercalations métapélitiques de la Série de Sia (d5-6S).

Elles s'ordonnent globalement suivant une structure anticlinale complexe dessinant un sigmoïde en Z, tronquée au Sud par la faille du col de La Fache, mais se poursuivant probablement dans l'encaissant au Nord (fig. 4). De direction sub-méridienne dans sa partie nord, cet anticlinal s'oriente selon une direction E-W, avec déversement vers le Nord, dans sa partie méridionale. Ces enclaves présentent des textures orientées ou isotropes (cornéennes).

Les paragenèses des cipolins rubanés comprennent notamment : calcite, grenat grossulaire, diopside, idocrase, ± épidote, ± wollastonite, tandis que celles des métapélites sont à quartz, plagioclase (An<sub>42</sub>, environ), ± orthose, biotite, andalousite, ± cordiérite, ± grenat pyralspite, opaques. La présence de sillimanite prismatique ou de corindon demeure exceptionnelle et la fibrolite peut se développer aux dépens de la biotite dans les zones de cisaillement.

#### • Pluton oriental de Cauterets

Le pluton oriental de Cauterets (90,6 km<sup>2</sup>) s'inscrit dans un polygone aussi haut que large, tronqué à l'Ouest par le pluton occidental.

Sa limite externe présente un pendage variable, parfois dirigé vers le corps plutonique. À sa bordure méridionale, il chevauche localement son encaissant selon un contact tectonique (Tuc de Labas, Sud-Est du lac de Cestrède). Cinq unités pétrographiques ( ${}^2_f\gamma^4_i$ ,  ${}^2_m\gamma^4$ ,  ${}^2\gamma^{4-5}$  +  ${}^2\gamma^5\eta\theta$ ,  ${}^2_f\gamma^4_e$ ) y définissent une structure concentrique à quatre zones (fig. 1 ; coupe 5 bis in fig. 24, hors-texte.). Il s'agit d'une structure complexe, résultant de l'imbrication de deux modèles, l'un récurrent à l'image du pluton occidental, l'autre «normal et régulier» à la manière de Panticosa (voir plus loin). De fortes concentrations d'enclaves ignées basiques se rencontrent dans ses unités  ${}^2_m\gamma^4$  et  ${}^2_f\gamma^4_e$ . En revanche, les enclaves métasédimentaires y demeurent toujours très rares et de petite taille, sauf à proximité immédiate de l'encaissant.

Les relations géométriques du monzogranite  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  du pluton occidental avec les unités  ${}^2_m\gamma^4$  et  ${}^2\gamma^{4-5}$  du pluton oriental sont bien exposées dans le secteur Gerretet-haut vallon du Pouey Trénous. Suivant un contact net, à pendage faible ou modéré, ces deux unités se superposent à  ${}^1_p\gamma^{3AL}$ . Du côté de ce dernier, le contact est localement souligné par un faciès pegmatitique hétérogène, de puissance décimétrique à métrique. En revanche,  ${}^2_m\gamma^4$  et  ${}^2\gamma^{4-5}$  ne montrent pas de variation à l'approche de  ${}^1_p\gamma^{3AL}$ . Ajouté à d'autres critères (enclaves, digitations filoniennes), ceci montre que la mise en place de  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  s'est faite après celle de  ${}^2_m\gamma^4$  et  ${}^2\gamma^{4-5}$ , alors que ces deux unités étaient déjà cristallisées. On retrouve ici le même type de relations qu'entre  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  et  ${}^1\gamma^4$ .

Entre la granodiorite  ${}^1\gamma^4$  et les unités  ${}^2_m\gamma^4$  et  ${}^2\gamma^{4-5}$ , il s'agit également d'un contact tranché mais au tracé très capricieux, difficile à suivre dans les pentes boisées du versant ouest du pic de Gaube. Les relations observées suggèrent une mise en place de  ${}^1\gamma^4$  postérieure à celle de ces deux unités, alors qu'elles se trouvaient encore à l'état magmatique.

**Zone interne** (8,1 km<sup>2</sup>). Elle s'allonge suivant une direction N115°E, à l'image de celle du pluton occidental ( ${}^1_p\gamma^{3AL}$ ). Une seule unité granitoïde la compose ( ${}^2_f\gamma^4_i$ ).

${}^2_f\gamma^4_i$ . **Granodiorite claire, à grain fin, biotite et rare amphibole.** C'est une roche isotrope à grain fin ( $\approx 1,2$  mm), à quartz souvent subautomorphe, orthose-(microcline) fréquemment en grandes plages pœcilitiques, andésine-oligoclase (« An<sub>40</sub> en moyenne), biotite ferrifère, rare amphibole (tabl. 2, 4). Elle présente une bonne uniformité sur toute son étendue et les enclaves microgrenues (tonalites et rares monzonites quartziques, à biotite et amphibole) y sont assez fréquentes ( $\approx 0,4$  %).

On retrouve cette même granodiorite au Nord-Est du pluton oriental, sous forme d'un stock de 2,5 km<sup>2</sup> isolé dans l'encaissant (stock d'Aynis; fig. 1).

**Première zone intermédiaire** (49 km<sup>2</sup>). Elle est composée d'une seule unité granitoïde (granodiorite sombre  ${}^2_m\gamma^4$ ), localement très

hétérogène. Un contact net, parfois très sinueux, le plus souvent incliné vers l'extérieur du pluton, la sépare généralement de la zone interne ( ${}^2\gamma^4_i$ ). Du côté de cette dernière, il peut être souligné sur quelques décimètres par une variante leucocrate aux limites diffuses ou/et par une frange centimétrique riche en amphibole. La granodiorite *ml* ne montre, en revanche, aucune modification à l'approche du contact. Elle apparaît quelquefois en fragments anguleux dans  ${}^2\gamma^4_i$  et le contact peut sectionner ses enclaves microgrenues. Ces relations sont bien exposées vers 2 610 m, sur le versant ouest du Soum d'Aubiste.

Elles montrent que  ${}^2\gamma^4_i$  s'est mise en place postérieurement à  ${}^2_m\gamma^4$  et alors que celle-ci avait, au moins localement, déjà cristallisé. Dans l'absolu, ceci implique pour de même que pour le monzogranite  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  (voir plus haut), une mise en place postérieure à  $301 \pm 7$  Ma, âge déterminé par U-Pb sur zircons d'un échantillon de la granodiorite  ${}^2_m\gamma^4$  prélevé au Pont d'Espagne (feuille Argelès-Gazost ; Guerrot, 1998).

**${}^2_m\gamma^4$ . Granodiorite sombre à grain moyen, biotite, amphibole et reliques de clinopyroxène.** C'est une roche isotrope, à grain moyen ( $\approx 1,7$ mm), à quartz, orthose-microcline, andésine-(oligoclase) ( $\approx An_{42}$  en moyenne), biotite magnésienne, amphibole à fréquentes reliques de diallage (tabl. 2, 4).

Dans la majeure partie de son domaine, soit sur environ  $40 \text{ km}^2$ , cette granodiorite présente une bonne uniformité. Les enclaves microgrenues (diorites et monzodiorites quartziques à biotite, amphibole,  $\pm$  diallage) y sont fréquentes ( $\approx 1 \%$ ). Celles de nature métasédimentaire, parfois attribuables avec certitude à la Série de Sia (d5-6S), demeurent très rares et de petite taille (moins de 10 cm en général) (ex., versant ouest du Soum d'Aubiste et du Chanchou).

Il en va tout autrement au Sud de l'unité interne, de part et d'autre du gave de Lutour (fig. 1). Ce secteur d'environ  $9 \text{ km}^2$ , aux limites diffuses et très capricieuses, s'avère, en effet, extrêmement hétérogène. Deux groupes de roches ignées le composent, les unes acides, les autres basiques. Très abondantes, les roches basiques [tonalites sombres et gabbrodiorites quartziques, à grain variable (moyen à très fin), biotite et amphibole, rarement à biotite seule] se présentent en essaims d'enclaves et en masses hétérogènes parfois hectométriques. Les granitoïdes qui les renferment demeurent généralement voisins de la granodiorite  ${}^2_m\gamma^4$  avec, cependant, une composition plus diversifiée, une charge souvent moindre en minéraux colorés, et, quelquefois, un grain plus fin. En outre, des leucogranites à grain moyen ou fin ( ${}^L_m\gamma^3$   ${}^L\gamma^3$ ), localement à tourmaline, forment de nombreux petits stocks de taille décamétrique à kilométrique, aux limites généralement bien tranchées. Ce secteur hétérogène est similaire au domaine  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  du pluton occidental. Mais, à la différence de celui-ci, il ne contient pas d'enclaves métasédimentaires.

**Deuxième zone intermédiaire\*** (26 km<sup>2</sup>). Cette zone forme un anneau de puissance variable autour de  ${}^2_m\gamma^4$ , tronqué à l'Ouest par le pluton occidental (fig. 1). Au Nord, à l'Est et localement au Sud, elle représente la partie la plus externe du pluton. Deux unités granitoïdes la composent, l'une relativement homogène ( ${}^2\gamma^{4-5}$  ; 20 km<sup>2</sup>), l'autre plus sombre et plus diversifiée ( ${}^2\gamma^5\eta\theta$  ; 6 km<sup>2</sup>), principalement localisée entre les vallées de Gaube et de Lutour. Le passage de  ${}^2_m\gamma^4$  à  ${}^2\gamma^{4-5}$  est toujours très progressif, sur une distance comprise entre 50 et 250 m. Il se marque par une augmentation de la charge en minéraux colorés et le développement de la biotite en paillettes subautomorphes. Un passage progressif caractérise également les relations de  ${}^2\gamma^{4-5}$  avec  ${}^2\gamma^5\eta\theta$ . Ces deux unités sont en outre fortement imbriquées et ne peuvent pas être distinguées l'une de l'autre avec précision.

${}^2\gamma^{4-5}$ . **Granodiorites sombres et tonalites à grain moyen, biotite subautomorphe, amphibole et reliques de clinopyroxène.** Il s'agit de roches isotropes, à grain moyen ( $\approx 1,7$  mm), composées de quartz, orthose-microcline, labrador-andésine ( $\approx An_{49}$  en moyenne), biotite magnésienne, amphibole à fréquentes reliques de diallage (tabl. 2, 4). Bien typées par l'habitus de la biotite en paillettes subautomorphes plurimillimétriques, ces roches présentent cependant des variations significatives de composition dont la plus apparente touche à la charge en minéraux colorés. Les enclaves microgrenues (monzonites et diorites quartziques à biotite, amphibole et diallage) y sont assez fréquentes ( $\approx 0,5$  %) et celles de nature métasédimentaire très rares, sauf à proximité immédiate de l'encaissant (ex., Sud des aiguilles d'Aygue Nègre).

${}^2\gamma^5\eta\theta$ . **Ensemble hétérogène composé de tonalites très sombres, gabbrodiorites quartziques et gabbros à grain fin à très grossier, biotite, amphibole et reliques de pyroxène.** Il s'agit de roches à grain variable (fin à grossier;  $\approx 0,8$  à 3 mm), généralement composées de quartz, labrador-andésine ( $\approx An_{56}$  en moyenne), biotite magnésienne parfois subautomorphe, amphibole  $\pm$  reliques de diallage (tabl. 2, 4). Les gabbros les plus sombres, bien représentés dans la partie aval des Petites Oulettes de Gaube, sont à bytownite-labrador), amphibole (cummingtonite brune ou incolore, parfois centimétrique) très prédominante sur la biotite, hypersthène.

**Zone externe** (7,4 km<sup>2</sup>). Cette zone, composée d'une seule unité granitoïde (granodiorite  ${}^2\gamma^4_e$ ), est restreinte à la bordure méridionale du pluton. Elle y surmonte les unités  ${}^2\gamma^{4-5}$  et  ${}^2\gamma^5\eta\theta$ . Ses limites avec l'encaissant suivent un tracé très capricieux, parfois tectonique (Tuc de Labas, Sud-Est du lac de Cestrède). En dehors de contacts faillés, son passage à  ${}^2\gamma^5\eta\theta$  s'effectue de façon diffuse mais rapide, sur 10 cm au maximum. Avec  ${}^2\gamma^{4-5}$ , la zone de transition est généralement plus importante (métrique à hectométrique). Localement (ex., base sud-ouest

\* Une erreur s'est glissée dans la légende de la carte : ce titre a été malencontreusement placé à côté du caisson des "Hornblendites".

du pic de Cestrède), des enclaves de  ${}^2\gamma^{4-5}$  peuvent être incluses dans  ${}^2\gamma^4_e$ , suggérant une mise en place de l'unité externe postérieure à celle des unités intermédiaires.

${}^2\gamma^4_e$ . **Granodiorite, parfois foliée à grain fin, biotite et amphibole.**

C'est une roche à grain fin ( $\approx 1\text{mm}$ ), à quartz, orthose-(microcline), andésine-oligoclase ( $\approx \text{An}_{43}$  en moyenne), biotite ferrifère, amphibole (tabl. 2, 4), présentant une bonne uniformité. Sa composition rappelle celle de l'unité interne ( ${}^2\gamma^4_i$ ), en plus colorée cependant. Suivant les localités, les enclaves basiques y sont soit assez rares ( $\approx 0,2\%$ ) et de type microgrenu (monzodiorites quartziques et tonalites, à biotite et amphibole), soit abondantes et de grandes dimensions (tonalites sombres, gabbrodiorites quartziques). Les enclaves métasédimentaires demeurent très rares, sauf à proximité de l'encaissant (ex., Sud du pic de Cestrède).

• **Pluton de Panticosa**

Le pluton de Panticosa ( $40\text{ km}^2$ ) affleure entre 1400 et 3 000 m d'altitude. Sa forme est grossièrement octogonale, avec un allongement peu prononcé selon une direction sub-méridienne. Il est concordant à sécant (bordure ouest) sur son encaissant et sa limite externe, au tracé capricieux, montre un pendage plus ou moins redressé, localement dirigé vers l'intérieur du corps plutonique. Ses quatre unités pétrographiques ( ${}^3\gamma^3$ ,  ${}^3\gamma^4$ ,  ${}^3_m\gamma^4$ ,  ${}^3\gamma^5\eta\theta$ ) y définissent une structure concentrique à quatre zones, de type « normal et régulier » (unités systématiquement de plus en plus sombres depuis le cœur vers la périphérie du pluton) (fig. 1 ; coupe 11 *in* fig. 24, hors-texte). Cette structure est dissymétrique, excentrée vers l'Ouest du pluton. Elle est, en outre, perturbée par un dense réseau de failles. Hormis les contacts faillés, le passage d'une unité à la suivante est toujours plus ou moins diffus et s'effectue sur une distance métrique à hectométrique. Ce type de contact est compatible avec une mise en place du pluton soit monophasée, soit polyphasée mais sans décalage important entre les différentes unités. Sur le plan minéralogique, le pluton de Panticosa se singularise par le caractère essentiellement microclinique de ses feldspaths-K et la fréquence de la tourmaline. Les enclaves ignées basiques n'y forment pas de concentrations importantes. En revanche, celles de nature métasédimentaire sont fréquentes dans son unité externe  ${}^3\gamma^5\eta\theta$ .

Le pluton de Panticosa est en contact avec les deux plutons de Cauterets. Dans sa partie nord, son unité  ${}^3\gamma^5\eta\theta$  se superpose, selon un contact net, au monzogranite  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  et s'y retrouve localement sous forme d'enclaves anguleuses (ex., secteur du gave d'Aratille). Ces relations, similaires à celles déjà décrites entre ce monzogranite et les différents granitoïdes qui l'entourent, montrent que la mise en place de  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  s'est faite postérieurement à la cristallisation de  ${}^3\gamma^5\eta\theta$ . Au Nord du lac d'Aratille, on observe un contact net, au tracé sinueux, entre des granitoïdes sombres, à grain moyen pour les uns ( ${}^3\gamma^5\eta\theta$ ,  ${}^2\gamma^{4-5}$ )

et fin pour les autres ( ${}^4\gamma^2\theta$ ), ainsi que des enclaves des premiers dans les seconds. Ceci suggère une mise en place des gabbrodiorites de Panticosa postérieure à celle des unités les plus sombres de Cauterets oriental.

**Zone interne** (5,0 km<sup>2</sup>). Cette zone présente une forme amygdalaire trapue à allongement N-S. Elle est composée d'un monzogranite ( ${}^3\gamma^3$ ), localement associé à des leucogranites.

${}^3\gamma^3$ . **Monzogranite porphyroïde, à grain moyen, biotite et, localement, tourmaline en cocardes** (tou). C'est une roche isotrope, porphyroïde [mégacristaux allongés (jusqu'à 10 x 4 mm) de feldspath-K], à grain moyen ( $\approx 1,5$  mm), composée de quartz, microcline, andésine-oligoclase ( $\approx An_{32}$  en moyenne), biotite ferrifère,  $\pm$  tourmaline en cocardes, cristaux épars ou remplissages de diaclases (tabl. 2, 4). Ce monzogranite est uniforme sur toute son étendue et les enclaves microgrenues (tonalites riches en biotite) y sont assez fréquentes ( $\approx 0,4$  %). Toutefois, on peut y rencontrer des masses aplitiques ( ${}^L\gamma^3$ ) décimétriques à hectométriques aux limites diffuses, souvent tourmalinifères (tou).

**Première zone intermédiaire** (4,6 km<sup>2</sup>). Elle est constituée d'une granodiorite ( ${}^3\gamma^4$ ) formant une couronne continue mais de puissance variable autour de  ${}^3\gamma^3$ . La diminution du grain, la disparition (totale ou non) du caractère porphyroïde, l'augmentation de la quantité d'enclaves microgrenues et, surtout, l'apparition d'amphibole permettent de situer le passage de  ${}^3\gamma^3$  à  ${}^3\gamma^4$ .

${}^3\gamma^4$ . **Granodiorite claire, à grain fin, biotite et rare amphibole en taches polycristallines**. C'est une roche isotrope à grain fin ( $\approx 1,2$  mm) à quartz, microcline-(orthose), andésine-oligoclase ( $\approx An_{38}$  en moyenne), biotite magnésienne, rare amphibole, généralement en taches millimétriques arrondies polycristallines (tabl. 2, 4). Cette granodiorite montre une bonne uniformité sur toute son étendue. Les enclaves microgrenues (diorites quartziques à biotite et amphibole) y sont fréquentes ( $\approx 1$  %).

**Deuxième zone intermédiaire** (15,2 km<sup>2</sup>). Elle est constituée de granodiorites ( ${}^3m\gamma^4$ ) formant un anneau d'épaisseur variable. L'augmentation de la charge en minéraux colorés et de la granulométrie ajoutée à l'apparition systématique des amphiboles en baguettes permettent de situer le passage de  ${}^3\gamma^4$  à  ${}^3m\gamma^4$ .

${}^3m\gamma^4$ . **Granodiorites sombres à grain moyen, biotite, amphibole prismatique et reliques de clinopyroxène**. Ce sont des roches isotropes à grain moyen ( $\approx 1,4$  mm), à quartz, microcline, andésine-oligoclase ( $\approx An_{40}$  en moyenne), biotite magnésienne, amphibole à fréquentes reliques de diallage (tabl. 2, 4). Elles forment un ensemble assez uniforme avec, toutefois, une croissance de la charge en minéraux colorés depuis l'intérieur vers l'extérieur de la

structure. Les enclaves microgrenues (diorites et monzodiorites faiblement quartziques à biotite, amphibole et diallage) y sont fréquentes ( $\approx 1\%$ ).

**Zone externe** ( $15,4 \text{ km}^2$ ). Elle est constituée de roches sombres ( ${}^3\gamma^5\eta\theta$ ), formant un anneau de puissance variable, tronqué au Nord par le monzogranite  ${}^1_p\gamma^{3AL}$ , ainsi que des pointements isolés dans l'encaissant. Le passage de  ${}^3_m\gamma^4$  à  ${}^3\gamma^5\eta\theta$  se marque par une nette croissance de la charge en minéraux colorés, la disparition quasi totale des enclaves microgrenues et, localement, par l'apparition d'enclaves métasédimentaires.

${}^3\gamma^5\eta\theta$ . **Tonalites sombres à gabbrodiorites quartziques, à grain variable, biotite, amphibole et reliques de pyroxène.** Ce sont des roches habituellement isotropes, à grain fin à assez grossier ( $\approx 0,8-1,8 \text{ mm}$ ), quartz,  $\pm$  rare feldspath-K, plagioclase (en moyenne,  $\approx \text{An}_{57}$  ;  $\approx \text{An}_{65}$  dans les termes les plus sombres), biotite magnésienne, parfois en larges paillettes subautomorphes, amphibole, pyroxène relativement abondant (diallage, accompagné d'hypersthène dans les roches les plus colorées) (tabl. 2, 4). Tout comme  ${}^3_m\gamma^4$ ,  ${}^3\gamma^5\eta\theta$  montre une croissance de la charge en colorés depuis l'intérieur vers l'extérieur de la structure. Les enclaves microgrenues y sont rares ( $\approx 0,1\%$ ), à l'inverse des enclaves métasédimentaires - métapélites (d4), cipolins rubanés (d5-6L), quartzites et métapélites de la Série de Sia (d5-6S) - surtout fréquentes dans la partie nord du pluton. Ces dernières sont tout à fait comparables aux *septa* du domaine hétérogène  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  du pluton occidental. Mais, à la différence de ce domaine, leur apparition ne s'accompagne ici d'aucune modification significative au niveau de leur matrice  ${}^3\gamma^5\eta\theta$ .

• **Granitoïdes divers associés au complexe de Cauterets-Panticosa ou à son environnement.** Différents faciès ignés se rencontrent dans le complexe de Cauterets-Panticosa.

**Pluton occidental de Cauterets.** Outre les unités granitoïdes composant la structure zonée concentrique, différents faciès ignés acides se rencontrent dans le pluton occidental de Cauterets. Il s'agit essentiellement de leucogranites ( ${}^L_m\gamma^3$ ,  ${}^L_r\gamma^3$ ), généralement à grain fin (1-2 mm), muscovite et biotite. La plupart de ces leucogranites se localisent dans des zones déformées, au sein ou en bordure de  ${}^1_p\gamma^{3AL}$ . Leur superficie globale est de  $2,4 \text{ km}^2$ , mais ils se limitent sur la feuille Gavarnie à un petit stock situé dans la vallée du Marcadau. Par ailleurs, quelques filons de microgranites porphyriques ( $\mu\gamma$ ), à biotite chloritisée, muscovite et phénocristaux de quartz, et de rhyolites (p), recoupent les différentes unités (ex., pic Soullano, Sud du port de la Peyre-Saint-Martin). Leur puissance peut atteindre une vingtaine de mètres pour une longueur kilométrique.

**Pluton oriental de Cauterets.** Un filon de microgranite ( $\mu\gamma$ ) porphyrique et un stock de leucogranite ( ${}^L_m\gamma^3$ ) à tourmaline (tou) percent le



pluton oriental de Cauterets, entre le Pouey Trénous et le pic Peyrot. Ils se rattachent probablement au monzogranite  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  du pluton occidental. Par ailleurs, deux (pseudo ?) filons de roches grenues ( $\approx 3$  mm) mélanocrates, essentiellement amphiboliques ( $\Delta$ , hornblendite), recoupent l'unité  ${}^2_\gamma\eta\theta$  (Sud-Ouest du pic d'Estibe Aute, Nord du pic de la Sède).

**Pluton de Panticosa.** Quelques faciès ignés acides ne participant pas à la structure zonée concentrique se rencontrent dans le pluton de Panticosa. Il s'agit de granites aplitiques ( ${}^L_r\gamma^3$ ) souvent tourmalinifères (tou) associés à  ${}^3_\gamma^3$  et de microgranites ou rhyolites ( $\mu\gamma$ , p) filoniens. Par ailleurs, à l'extérieur du pluton se localisent plusieurs stocks métriques à hectométriques de granodiorites à grain fin, parfois orientées, les unes ( $\gamma^4_b$ ) à biotite chloritisée (versant nord du col d'Aratille), les autres ( $\gamma^4_{ba}$ ) à biotite et amphibole (río Caldarès, río Ara).

### Intrusions isolées

$\gamma_S$ . **Granitoïdes de Serradiouse et dolérites du Soum Haut ( $d\beta$ )\*.** Au niveau des pentes de Lourdes et de Serradiouse (vallée d'Ossoue), une série d'accidents NE-SW constituent le complexe de la faille d'Aspé. Les coupes effectuées aux alentours du refuge de Lourdes (ruisseau d'Aube, 1968 m; ruisseau de Lourdes, 2130 m; refuge de Lourdes, 2106 m) montrent des écaillés de granitoïdes mylonitisés dans des calcaires gris éodévonien et des pélites sériciteuses et chloriteuses. Le granite clair, très écrasé, présente des grains de quartz (50 à 100  $\mu\text{m}$ ) à extinction roulante, quelques feldspaths plagioclases séricitisés et de fines lamelles de chlorite jalonnant les plans de fracturation et de schistosité. Il s'agit vraisemblablement d'une lame de granite injectée dans un grand accident hercynien (fig. 5, 15 ; coupe 4 *in* fig. 24, hors-texte).

Un affleurement décamétrique de dolérite ( $d\beta$ ) de direction générale N60°E affleure dans la faille de Pouey Baucou entre les calcaires du Dévonien moyen et les grès et quartzites de Sia. Cette dolérite classique à pyroxènes et plagioclases est très déformée, recoupée par deux accidents l'un N20°E subvertical et l'autre N80°E (plongement 60°N) chevauchant vers le Sud. Un filon identique affleure au sommet du Soum Blanc de Sécugnat.

*Au sein du complexe métamorphique de Gavarnie-Héas affleurent des roches basiques à ultrabasiques, en enclaves ou en massifs de quelques mètres.* Très développées sur la feuille voisine Vielle-Aure, elles se limitent, sur la feuille Gavarnie, à quelques pointements de gabbros et métagabbros en rive gauche du gave de Gavarnie (Debat, 1965 ; Dahmani, 1987 ; Driouch, 1987 ; Driouch et al., 1989, 1996).

\* Les dolérites du Soum Haut ont été associées à la notation  $\gamma_S$  dans la légende de la carte.

θ. **Gabbros et métagabbros à hornblende.** En rive gauche du gave au Nord de Bareilles et le long du sentier du plateau d'Allans (feuille Vielle-Aure) ainsi que dans le torrent d'Ossoue au Nord-Ouest de Notre-Dame-des-Neiges, affleurent de petits pointements métriques à décamétriques en forme de boules de roches basiques. La paragenèse est la suivante : plagioclase (An<sub>70</sub>), pargasite, phlogopite et minéraux accessoires. La paragenèse secondaire : cummingtonite, biotite, plagioclase (An<sub>30</sub>), correspond à un rétro-métamorphisme. Ces pointements constituent de petits satellites des massifs de la vallée d'Héas (Gloriette, Aguila, Troumouse ; feuille Vielle-Aure).

### **Roches filoniennes basiques ou intermédiaires (Permo-Carbonifère)**

Outre de rares filons acides - microgranites, rhyolites (μγ, ρ) (voir avant), deux ensembles filoniens basiques à intermédiaires recoupent le complexe plutonique de Cauterets-Panticosa et son encaissant : l'un (μηq) est restreint à la bordure occidentale du complexe tandis que l'autre, très largement développé, est à dominante de roches basiques.

#### **• Filons associés au volcanisme de l'Ossau**

μηq. **Microdiorites quartziques porphyriques à biotite et amphibole, liées au volcanisme du pic du Midi d'Ossau.** Il s'agit de roches plus ou moins rétro-morphosées, composées de quartz, plagioclase, biotite et hornblende, renfermant des enclaves sombres microgrenues. Elles sont bien représentées sur la feuille Gavarnie, à l'Ouest du pluton occidental de Cauterets, sous forme de filons subverticaux de puissance métrique à décamétrique et d'orientation NNW-SSE à WNW-ESE, généralement concordants en grand avec la stratification. À proximité du col de Sobe, ces filons recoupent le pluton lui-même. Ils appartiennent à un puissant réseau développé au Nord, à l'Est et au Sud-Est de l'appareil volcanique du pic du Midi d'Ossau et génétiquement lié à celui-ci (Bixel, 1984; Bixel et *al.*, 1985). Le volcanisme du pic du Midi d'Ossau ayant été daté à 272-278 Ma (Briqueu et Innocent, 1993), l'âge de ces filons serait donc autunien.

#### **• Filons basiques *sensu lato***

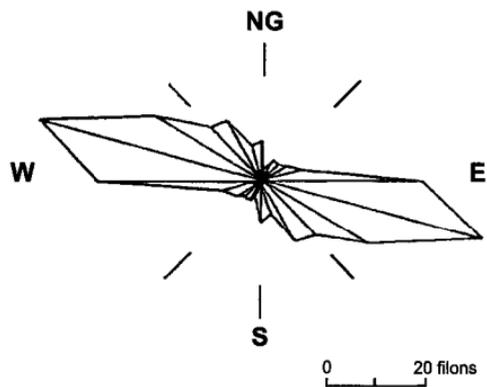
Un puissant réseau de filons basiques (et intermédiaires) recoupe les plutons de Cauterets-Panticosa (ex., Peyregnets de Costalade) et leur encaissant paléozoïque (secteurs du Vignemale) ainsi que les filons μηq (ex., 200 m à l'ENE du col de Sobe) (Debon, 1972; Debon et Zimmermann, 1993). Il s'agit des labradorites et diabases labradoriques de A. Bresson (1903), schématiquement représentés sur la feuille Luz à 1/80000 (Bresson et Carez, 1905). Leur cartographie détaillée reste à faire et ils n'ont pas été figurés sur la feuille Gavarnie.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	Total			
<b>Filons basiques <i>sensu stricto</i> (18 échantillons)</b>	46,47 [1,80]	17,07 [0,79]	10,52 [0,92]	0,18 [0,04]	6,44 [0,82]	7,98 [2,11]	3,46 [0,51]	1,33 [0,99]	1,86 [0,33]	0,62 [0,16]		99,94 [1,06]			
<b>Filons intermédiaires (7 échantillons)</b>	54,49 [1,92]	16,90 [1,07]	7,54 [0,87]	0,12 [0,02]	5,62 [1,15]	6,31 [2,08]	2,65 [0,49]	2,08 [0,79]	0,79 [0,15]	0,22 [0,04]		99,85 [0,90]			
	Ba	Be	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
<b>Filons basiques <i>sensu stricto</i> (5 échantillons)</b>	400 [193]	2,2 [0,7]	85 [51]	40 [15]	34 [15]	28 [16]	49 [25]	66 [39]	26 [7]	529 [271]	6 [1]	161 [16]	33 [3]	85 [20]	240 [59]
<b>Filons intermédiaires (5 échantillons)</b>	505 [148]	1,8 [0,7]	214 [135]	28 [20]	19 [2]	8 [2]	41 [34]	84 [41]	25 [5]	268 [31]	6 [1]	135 [35]	21 [3]	78 [5]	134 [16]
	La	Ce	Nd	Sm			Eu	Gd	Dy	Er			Yb	Lu	
<b>Filons basiques <i>sensu stricto</i> (10 échantillons)</b>	23,52 [9,88]	54,18 [18,03]	24,06 [7,94]	5,84 [1,48]			1,97 [0,32]	5,45 [1,48]	5,35 [1,25]	3,01 [0,82]			2,91 [0,59]	0,48 [0,15]	
<b>Filons intermédiaires (6 échantillons)</b>	19,74 [3,11]	44,93 [6,01]	18,88 [3,46]	4,55 [0,61]			1,19 [0,21]	4,01 [0,55]	3,69 [0,50]	2,03 [0,26]			1,98 [0,29]	0,32 [0,07]	

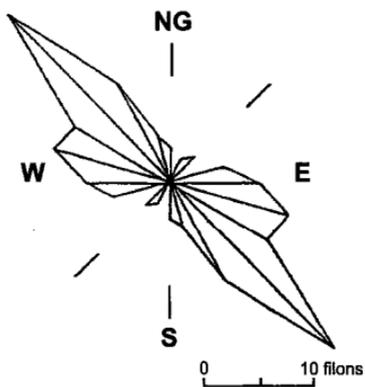
Analyses par spectrométrie d'émission (K. Govindaraju, CRPG-CNRS, Nancy). Écart-types [1 G] donnés entre crochets.  
D'après F. Debon et J. L. Zimmermann (1993). Autres explications dans texte et tableau 3.

**Tableau 5 - Compositions chimiques moyennes des filons basiques  
*sensu lato***

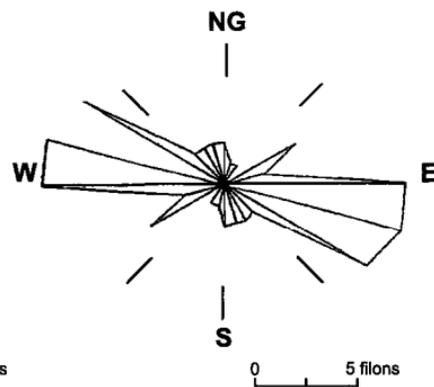
Ces filons sont constitués de roches noires ou gris-vert sombre, à patine brune. Leur puissance varie entre quelques centimètres et une dizaine de mètres ; leur longueur, elle aussi très variable, dépasse souvent le kilomètre; pour l'essentiel, leur orientation oscille entre N80 et N140°E, avec un maximum très marqué selon N105°E (fig. 6); enfin, leur pendage est généralement subvertical ou tourné vers le Nord.



Pluton occidental de Causerets



Pluton oriental de Causerets



Pluton de Panticosa

**Fig. 6 - Distribution des filons basiques s.l. dans les plutons de Causerets-Panticosa**  
 Histogrammes basés sur l'orientation et le nombre de filons mesurés (d'après Debon, 1972)

Deux groupes de filons basiques *s.l.*, vraisemblablement de même âge mais de composition respectivement basique *s.s.* et intermédiaire, peuvent être distingués.

**Filons basiques sensu stricto.** Largement prédominants, ils correspondent aux roches les plus sombres. Il s'agit de dolérites à grain fin, de composition gabbroïque à syénodioritique, à plagioclase (labrador, andésine), augite titanifère rose, opaques,  $\pm$  rares biotite et kaersutite. Le quartz est toujours absent. Quelques-uns de ces filons présentent un cœur chargé en phénocristaux pluricentimétriques, blancs (plagioclase) ou noirs (kaersutite) ; 300 m au Nord du lac Azul inférieur, un gros amas de blocs provenant d'un filon intrusif dans la Série de Sia en offre les plus beaux exemples. Tous ces filons montrent une rétro-morphose d'intensité variable (chlorite, saussurite, mica blanc, épidote, leucoxène, etc.) et peuvent inclure des vésicules à remplissage de chlorite, calcite, zéolite, etc. Leur minéralogie, comme leur géochimie (tabl. 5), les classent parmi les associations alcalines et des datations K-Ar sur phénocristaux de kaersutite leur attribuent un âge saxonnier ( $268 \pm 7$  Ma; Debon et Zimmermann, 1993). La localisation et l'âge des quatre filons ainsi datés sont indiqués sur la feuille Gavarnie.

**Filons « intermédiaires ».** Il s'agit de roches (micro)grenues à grain fin, plus ou moins porphyriques, parfois à texture lamprophyrique (aiguilles d'amphibole), à quartz (généralement présent), plagioclase,  $\pm$  amphibole brun-vert olive,  $\pm$  rare kaersutite, biotite, opaques, plus ou moins rétro-morphosées (chlorite, saussurite, épidote, leucoxène, calcite). Leur composition (tabl. 5) est de nature gabbrodioritique à monzodioritique quartzique.

Des termes transitionnels réuniraient les deux groupes de filons basiques *s.l.* (Romeu, 1907).

### FORMATIONS SECONDAIRES ET TERTIAIRES

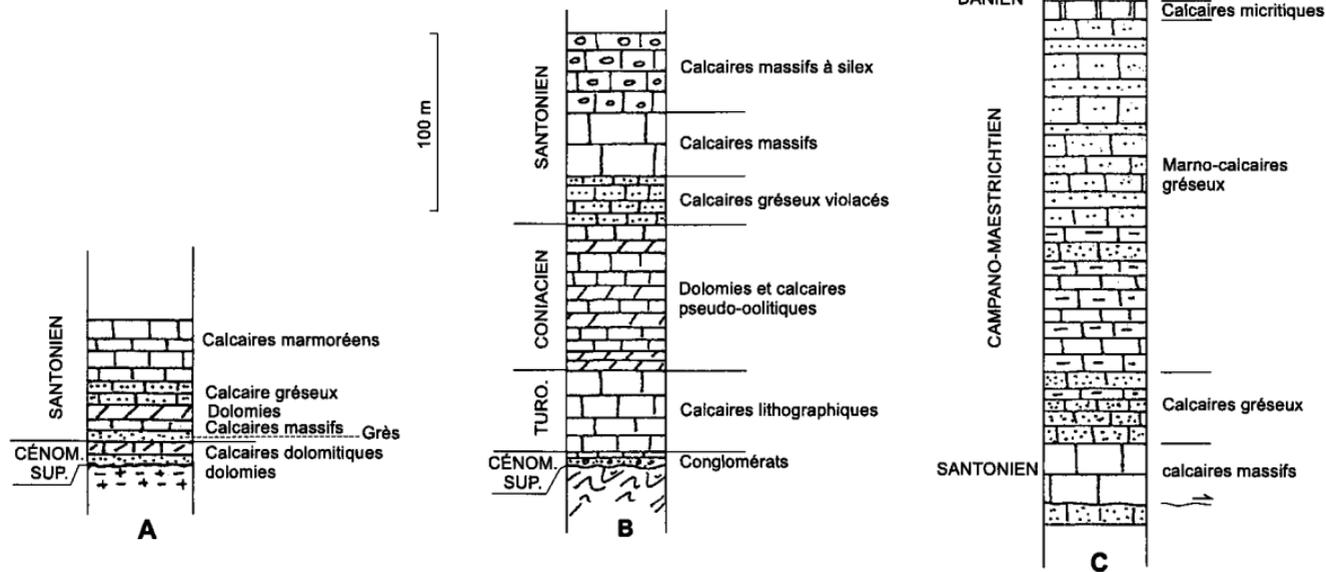
Ces formations (fig. 7 et fig. 24, hors-texte, coupes 9 et 10) affleurent largement dans la partie sud de la carte, d'une part en position autochtone (ou para-autochtone) formant alors la couverture du socle métamorphique de Gavarnie-Troumouse- Bielsa, d'autre part en position allochtone dans les falaises grandioses du cirque de Gavarnie.

Nous distinguerons ainsi (Flachère, 1977) les séries de couverture du complexe métamorphique autochtone et les séries allochtones formant la couverture de la nappe de Gavarnie (Unité inférieure) et de la nappe du mont Perdu (Unité supérieure) (voir p. 14, 95, 96).

En outre, du Cénomaniens autochtone coiffe le sommet granitique du Balaitous.

**Fig. 7 - Couverture du complexe métamorphique de Gavarnie : le Crétacé supérieur**  
( d'après Flachère, 1977 )

- A : Gavarnie, couverture du socle
- B : Gavarnie, couverture du Paléozoïque
- C : Gavarnie, mont Perdu



### *Série de couverture de l'autochtone* (fig. 7)

Sur la feuille Vielle-Aure, le Permo-Trias vient en discordance sur le substratum métamorphique. À Gavarnie, il est absent; tout au plus peut-on observer des surfaces rubéfiées qui pourraient témoigner de son probable dépôt avant son érosion complète. La série débute par le Cénomaniens directement transgressif sur le substratum métamorphique.

### *Série de couverture de la nappe de Gavarnie* (fig. 7)

Décollée de son substratum paléozoïque, la couverture crétacée supérieure et « nummulitique » affleure dans la partie sud de la feuille Gavarnie. Le contact anormal chevauchant peut être suivi du plateau Bellevue à l'Est au col de la Tendenera à l'Ouest, en passant par les vallées de Pouey Aspé, le port de Gavarnie (port de Boucharo) et le Barranco de Lapazosa. À la base, localement (ravin de Lapazosa), apparaît un ensemble peu épais (quelques dizaines de centimètres) de calcaires charbonneux et de micropoudingues attribués à l'Albo-Cénomaniens par P. Souquet (1967). Il faut noter l'absence totale de Trias et de Jurassique.

### *Série de la nappe du mont Perdu* (fig. 7)

La nappe du mont Perdu constitue les grands sommets du cirque de Gavarnie. La série sédimentaire débute avec le Santonien et monte jusque dans le Tertiaire.

## FORMATIONS SECONDAIRES

### c1. Calcaires dolomitiques (Cénomaniens supérieur)

- **Série de couverture de l'autochtone** (4 m). Au plateau de Saugué, sur les terrains métamorphiques, reposent des dolomies gréseuses de teinte ocre (3 m), puis 1 m de calcaires gris bleuté, schistosés, dolomitiques, à préalvéolines, ovalvéolines et débris de lamellibranches et d'oursins du Cénomaniens supérieur. Ces formations lenticulaires comblent des dépressions du substratum.
- **Série de couverture de la nappe de Gavarnie.** Le Cénomaniens est ici représenté par une assise peu épaisse (50 cm) et parfois absente de microconglomérats quartzeux et par des calcschistes minces gris bleuté à débris d'huîtres et de préalvéolines.
- **Le Balaïtous.** Au sommet du Balaïtous reposent des couches du Crétacé supérieur avec un pendage de 20°SSW. Leur épaisseur est d'une dizaine de mètres (Mirouse et Souquet, 1964). La succession y est la suivante, de bas en haut :

- grès quartzeux à ciment calcaire. Les éléments de quartz souvent anguleux ont des dimensions de 0,1 à 2 mm et présentent un granoclasement. Cette formation d'une épaisseur de 2,5 m affleure sur la bordure nord de la plate-forme du sommet ;

- calcaires gris bleuté gréseux à mouchetures limoniteuses et débit schisteux. Les débris organiques y sont abondants : échinides, lamelli-branches, foraminifères (*Praealveolina brevis*, *P. simplex*, *Cuneolina* sp.) et des milioles. Leur épaisseur est de 4 à 5 m. Ils forment le talus permettant d'accéder au sommet ;

- calcaires sombres, en bancs massifs à patine crème. Les mouchetures pyriteuses y sont abondantes. Les restes fossiles sont constitués de débris de rudistes, pectinacés (*Nerthea*), échinides, ostracodes et algues (*Acicularia*). Leur épaisseur est de 1,5 m. Ils forment l'arête supportant le signal du sommet ;

- calcaires gris bleuté à débit schisteux prononcé. Cette formation (1 à 2 m d'épaisseur) couvre la plate-forme faiblement inclinée vers le Sud qui s'étend au Sud du sommet.

L'ensemble a été rapporté au seul Cénomaniens.

**C2. Calcaires lithographiques (Turonien)** (50 à 80 m). Dans la **série de couverture de la nappe de Gavarnie**, ces calcaires forment une « dalle » redressée, de la vallée du gave de Pau jusqu'au port de Gavarnie. Il s'agit de calcaires sublithographiques à pithonelles (oligostégines).

**C3-4. Calcaires pseudo-oolitiques gréseux (Coniacien et Santonien allochtones)** (environ 200 m). Une centaine de mètres de calcaires pseudo-oolitiques, de dolomies jaunes et vacuolaires viennent au-dessus des calcaires turoniens de **la nappe de Gavarnie**. Ils appartiennent au Coniacien. Au-dessus, le Santonien comporte, à la base, des calcaires gréseux, de teinte rouille ou violacée, au sommet, des calcaires massifs, gris, à débris de rudistes et d'huîtres. Les intercalations gréseuses rosées puis jaunâtres à rognons de silex, abondantes dans les termes supérieurs, assurent le passage aux grès calcaires du Campano-Maastrichtien des Astazou.

L'épaisseur du Coniacien et du Santonien doit être de l'ordre de 200 m, elle est difficile à apprécier du fait des nombreux décollements et têtes plongeantes qui affectent le pic des Sarradets.

**Série de la nappe du mont Perdu** (environ 200 m) : idem avec la couverture de la nappe de Gavarnie.

**C4. Calcaire gréseux (Santonien autochtone)** (5 à 10 m). Dans la **série de couverture de l'Autochtone**, le Santonien constitue l'essentiel de la barre calcaire bien visible entre le socle et le Paléozoïque

charrié. En l'absence de Cénomaniens supérieurs, il repose directement sur les formations métamorphiques.

Le Santonien est représenté par des calcaires recristallisés à dragées de quartz, localement dolomitisés. Quelques sections d'hippurites, radiolites et lacazines peuvent y être observées. La série est tronquée au sommet par l'accident de base de la nappe.

**C5-6. Grès du Marboré (Campano-Maastrichtien).** Dans la formation des Grès du Marboré (400 m) de la série de la **nappe du mont Perdu**, P. Souquet (1967) a proposé le découpage suivant :

- un ensemble inférieur d'âge campanien, de calcaires gréseux gris ou bruns à *Siderolites vidali* et *Orbitoides tissoti* (100 m) ;
- un ensemble supérieur maastrichtien plus gréseux parfois microconglomératique à *Lepidorbitoides socialis* et *Clypealis mamillata* ainsi qu'à exogyres, alectryonies et pycnodontes (300 m).

## FORMATIONS TERTIAIRES

Elles sont observées dans la *série de la nappe du mont Perdu*

**e1. Calcaires dolomitiques (Danien)** (>50 m). Au-dessus des grès maastrichtiens, le Danien comporte des calcaires sombres à grains fins, parfois dolomitiques, avec une épaisseur moyenne d'une cinquantaine de mètres. Ils peuvent contenir des galets mous intraformationnels et ont fourni une microfaune à globigérines.

**e2-3. Calcaires massifs (Sélandien - Thanétien)** (environ 100 m). Les calcaires massifs du Sélandien - Thanétien, forment les grandes barres blanches caractéristiques du cirque de Gavarnie. De bas en haut, la succession comprend :

- des calcaires gréseux à stratifications entrecroisées,
- des calcaires gréseux à *Operculina heberti* et à lithotamniées,
- des calcaires micritiques à mélobésiées,
- des calcaires à miliolles, petites alvéolines et à *Fallotella alavensis*,
- des calcaires gréseux à stratifications entrecroisées.

**e4. Calcaires gréseux (Ilerdien)** (environ 105 m). Au-dessus des grès thanétiens, viennent :

- des calcaires gréseux puis des marnes (25 m) avec une microfaune d'assilines, d'operculines et de discocyclines,
- puis 80 m de grès, de calcaires gréseux, des calcaires massifs à silex à riche faune d'alvéolines, operculines, discocyclines, nummulites et assilines,
- enfin, des calcaires marneux et des marnes à discocyclines.

**e4-5D. Calcschistes du Descargador (Cuisien - Lutétien)** (>200m). Les calcschistes du Descargador affleurent dans la dépression du Llano de Millaris et du Cuello del Descargador. Ce sont des marnes et des calcschistes riches en nummulites, assilines, discocyclines et alvéolines venant au-dessus des calcaires gréseux ou marneux de l'Ilerdien. Ils forment aussi le Pico de Millaris.

**e4-5MA Grès du Mont-Aruebo (Cuisien - Lutétien)**. Directement sur l'Ilerdien (Mondaruego, Pico de Solarons) ou sur les calcschistes du Descargador, reposent les grès roux à operculines, dit Grès du Mont-Aruebo.

### **FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE**

IV. **Quaternaire indifférencié**. Sont regroupés sous cette rubrique les terrains n'ayant pas reçu d'attribution stratigraphique précise, par exemple la valle de Otal, le barranco de Pinecho dans le massif de Panticosa ou encore le col des Oulettes, le pic Meillon et la sapinière de Bué *p.p.*

### **Formations glaciaires**

C'est dans le secteur représenté sur la feuille Gavarnie que la haute chaîne supérieure prend d'un seul coup ses plus fortes altitudes pour la partie française. On y trouve à la fois avec le Balaïtous (3 144 m) le premier 3 000 en venant de l'Ouest, et avec le Vignemale (3 298 m), le point culminant des Pyrénées françaises. Ils y sont escortés par une vingtaine de sommets dépassant les 3 000 m. La ligne de partage des eaux qui les réunit n'est que faiblement abaissée par les cols de la Peyre-Saint-Martin (2 295 m) et de Boucharo (2 270 m), au-delà duquel on rejoint les hautes murailles calcaires du cirque de Gavarnie. Les hauts bassins drainant ces crêtes étaient très au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire durant les périodes froides du Quaternaire. Ils furent les zones d'alimentation du grand glacier composé qui occupait tout le réseau hydrologique du gave de Pau, et dont la langue se terminait à 60 km de là dans l'énorme lobe glaciaire de piémont de la région de Lourdes.

Le relief de l'amont comprend donc pour l'essentiel des formes d'érosion glaciaire. Les cirques en fer à cheval des fonds de vallées, de diamètre d'ordre kilométrique, festonnent les crêtes aiguës qui ceinturent des cirques composés plus vastes : cirques d'Artouste, du Haut-Azun, du Marcadau, de Gaube, de Lutour, du versant oriental de l'Ardiden... Des cirques en balcons surplombent les auges glaciaires supérieures en berceau comme celui qui porte les lacs d'Estibe-Aute. Dans un tel domaine morphologique, on ne peut retrouver dans les formations superficielles des matériaux d'origine glaciaire ancienne ; leur dépôt n'a pu se produire qu'à l'aval des grands appareils quaternaires.

Le retrait très rapide de ceux-ci durant le Tardiglaciaire et l'Holocène n'a permis le dépôt de matériaux morainiques que dans la partie amont des grandes vallées.

**Gy. Moraines de retrait du maximum glaciaire (grands glaciers de vallée).** Au Nord de Gavarnie, au pied de l'épaulement de migmatites, la feuille ne comporte qu'un segment très court de la rive gauche du gave de Pau dont le talweg est alors à 1 250 m. Le glacier en retraite a débordé sur cet épaulement où, en exploitant des fractures, les eaux juxta-glaciaires y ont modelé le couloir marginal des Granges-de-Saugué. Le glacier y a laissé des éléments de moraine latérale, associés à des formations marginales de remaniement, d'où proviennent les eaux de la Hount d'Ourious, de la Hount de Lahue et de la Hount Héréde. À la confluence du gave d'Aspé, un vrai cordon morainique s'infléchit vers l'amont et définit, avec les moraines plaquées sur le versant nord, une amorce d'obturation latérale.

Ces formations, légèrement moins basses que celles qui sur la rive droite du gave de Pau couvrent le grand épaulement de Coumely, en sont cependant chronologiquement très proches.

Elles doivent correspondre à *l'épistade de Cambieil* identifié sur la feuille Vielle-Aure, et donc être rapportées de façon plus large aux manifestations terminales du stade würmien.

Sur le versant sud, la vallée profonde du río Ara n'a pas permis le même type de dépôts latéraux que sur les larges auges du versant nord. À San-Nicolas-de-Bujaruelo on se trouve déjà à plus de 20 km du bassin de Broto-Sarvisé où le glacier du stade maximum a déposé ses moraines terminales. C'est un secteur de recul rapide et les moraines de retrait aux formes indécises se cantonnent dans des petits bassins de confluence. Des esquisses d'obturations latérales marquent ainsi de l'aval à l'amont le débouché des barrancos de Lapagoza et de Picamarillo ; la basse vallée du barranco du Salto-del-Pich est largement encombrée de matériaux morainiques comme le bassin de confluence du barranco Espelunz.

**Gz. Moraines de haute altitude (Postglaciaire).** Les appareils glaciaires qui manifestèrent une dynamique active durant cette période tardive étaient très modestes. De la taille des petits glaciers alpins actuels, ils n'ont pas créé les cirques dans lesquels ils se sont repliés en s'adaptant aux formes existantes. Ils y ont apporté des retouches locales, précisant l'individualité de chaque bassin élémentaire dont les glaces étaient primitivement en contact avec celles des bassins voisins.

La notation Gz simple n'a été utilisée que rarement, pour des formations de taille réduite et de dessin incertain, alors qu'au contraire, dans la plupart des cas, les formes élémentaires des moraines de ce stade se distinguent par la netteté de leur contour, résultant de leur fraîcheur

même et, dans la zone de transition entre l'étage subalpin et l'étage alpin, par la médiocrité de leur couverture végétale.

**Gza. Moraines du Tardiglaciaire (glaciation de langues des hautes vallées).** À l'aval immédiat des formations du Petit âge glaciaire (voir Gzb-c) qui les recouvrent parfois, des matériaux morainiques occupent les fonds de vallées et descendent selon les massifs jusqu'à 1600 ou 1 900 m. Le dépôt est le plus souvent d'épaisseur médiocre ou moyenne, de quelques mètres à une vingtaine de mètres. Il est fixé totalement par de solides pelouses ou par une lande subalpine. Des biocailles subanguleuses pouvant aller jusqu'à la taille métrique sont dispersées dans une abondante matrice sablo-argileuse avec des cailloutis de petit calibre, le tout montrant une évolution pédologique assez poussée. Par exemple, sur le plateau de Saint-André dans la vallée des Espézières, les lacets de la route du port de Boucharo ont ouvert des coupes montrant bien l'altération ocre clair des matériaux fins sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les formes de surface sont pour l'essentiel des cordons longitudinaux parallèles évoquant des moraines latérales ou des moraines médianes de langues rubanées, joignant des courants de glace issus de plusieurs cirques élémentaires et soumises vers 1 800 m à une ablation sévère. Les arcs morainiques terminaux sont généralement absents. Plutôt qu'une réavancée vigoureuse liée à une véritable crise de rhexistase ou de poussée glaciaire, on évoque plutôt un stationnement prolongé interrompant le retrait jusque là très rapide des grands glaciers de vallée et avec passage par un état de « glacier noir » très couvert de matériaux, surtout dans les régions schisteuses. L'alimentation depuis les versants est plus importante que la fourniture de matériaux par l'érosion glaciaire directe (\*). Finalement la glace recule par abaissement du front en déposant devant elle son tapis de moraine d'ablation et de couverture.

Ces formations sont rapportées au Tardiglaciaire, et plus précisément au Dryas récent (Jorda, 1985), par comparaison avec les Alpes et par corrélation avec les renseignements palynologiques. Le degré d'évolution pédologique confirmerait également cette position chronologique. L'importance des appareils glaciaires de ce stade varie en fonction des caractères topographiques et de l'exposition de chaque bassin.

Sur la brusque retombée du **massif de l'Ardiden**, sur le bassin de Luz, le petit cirque de Bastampe voit plonger une langue unique de 2 km de long jusqu'à 1 800 m d'altitude. Les formes construites y sont beaucoup plus adoucies que des formes voisines liées à la dernière pulsation würmienne, et dont les arcs externes très puissants et bien dessinés descendent jusqu'à 1 350 m d'altitude (ils ont été notés Gyb sur la feuille Argelès-Gazost).

(\*) Outre le glacier Noir du Pelvoux, la meilleure comparaison, y compris pour le calibre de ces glaciers serait avec le glacier de Nakra, dans le Caucase du Nord-Ouest.

Le **bassin d'Ossoue** est très dissymétrique pour des raisons structurales. Au Sud, la crête frontière se maintient entre 2600 et 2700 m d'altitude. Grâce à l'exposition nord des cirques, elle jouit au Tardiglaciaire de conditions d'accumulation suffisantes pour que chaque vallée puisse être totalement occupée par un glacier de langue à structure rubanée. Celui du cirque du pic de Lourdes a laissé, à 1 900 m d'altitude, des cordons parallèles qui forment le Pla d'Aube, mais sans sortir totalement du cirque. Par contre, ceux issus des grandes vallées-cirques situées plus à l'Est, vont tous atteindre ou dépasser le grand épaulement de la rive droite de l'auge d'Ossoue. Venu de la Bernatoire, celui de la Canau dépose ses cordons morainiques sur une voûte calcaire de part et d'autre d'une gorge étroite qui fut une encoche sous-glaciaire. De même, sous le pic de Gabiet, le glacier de la vallée de Sausse Dessus descend-il sur l'épaulement, où ses eaux de fonte achèvent le creusement d'une gorge de raccordement. Même sortie plongeante pour le glacier de la vallée des Espécières ; mais ici le dispositif est plus complexe car, à l'amont des cordons terminaux, se trouvent de vastes placages morainiques. Les formes d'accumulation glaciaire du plateau de Saint-André se combinent de façon originale avec un crypto-karst encore actif.

Dans ce secteur, des formes vraiment proches des glaciers rocheux ne se trouvent que sur la soulane sud-ouest du pic de Lourdes. La forme n'ayant pas valeur chronologique, ces petits appareils doivent être attribués au Tardiglaciaire, compte tenu de l'altitude et de leur exposition.

Dans la vallée d'Ossoue elle-même, les formations morainiques sont nombreuses mais très dispersées. Il y a d'abord des placages sur le talus de l'épaulement et à la base des facettes triangulaires qui terminent au Nord les crêtes d'interfluves. D'aspect «erratique» ils sont très antérieurs au stationnement tardiglaciaire, et sont plutôt à relier à l'amaigrissement des glaciers encore très volumineux de la phase de disjonction. En revanche, près du talweg principal, existent d'incontestables moraines en partie recouvertes par les éboulis fixés du pic de la Badète et du Soum Blanc de Sécugnat. Ce sont probablement les moraines de fond d'un glacier principal qui aurait reculé très rapidement lorsque les glaciers affluents cessèrent de l'alimenter. Toutefois, la dispersion des éléments ne permet pas de donner un caractère stadiaire à certains d'entre eux. Nous touchons là une des difficultés de l'étude des phénomènes de retrait.

Il existe en effet un paradoxe apparent qu'il faut tenter de surmonter. Si l'on excepte le cas du río Ara, les traces de l'épisode tardiglaciaire sont moins nettes dans les vallées importantes que dans les bassins supérieurs. Comme nous l'avons vu pour la vallée d'Ossoue, dans la vallée de Gaube et dans celle de Lutour, il ne s'y trouve que des éléments morainiques dispersés ne permettant pas une reconstitution sûre des anciens appareils. La langue glaciaire qui a certainement existé dans ces sites a dû être fortement morcelée par les vigoureux verrous de roche en place, modelés par les puissants appareils du maximum glaciaire.

Compte tenu des remaniements fluviaux qu'ils ont subis, les nombreux dépôts dispersés ne peuvent avoir de signification stadiaire ou interstadaire, pas plus en aval qu'en amont du lac de Gaube ou du lac d'Estom. Dans la haute vallée de Gavarnie, les seuls éléments indiscutables sont les quatre cordons morainiques disposés en éventail sur l'épaulement de Bellevue, au débouché sur le cirque de la vallée des Tourettes. Bien stabilisés par une grasse prairie avec une remarquable station d'*Iris xiphioides*, ils sont bien de la génération tardiglaciaire. Ils montrent quel fut en ce lieu l'amaigrissement progressif de la langue en recul. Les moraines de fond de la vallée des Tourettes sont aussi imputables à ce stade, de même que les moraines latérales du bassin de Gavarnie que ce glacier devait garnir jusqu'à l'emplacement du village actuel.

Dans le **haut bassin du Marcadau**, venues de la crête frontière et du cirque composé du Cambalès, six langues de 2 à 6 km de long convergeaient vers le Pla de la Gole, sans s'y rejoindre. Elles s'arrêtaient vers 1 900 m d'altitude. Celle qui descendait sur 3 km du cirque de la Muga (2 727 m) et du pic de Péterneille (2 764 m) a construit les longues échines du Pla de Loubosso entre lesquelles les ruisseaux coulent longtemps en parallèle. Pour les autres, les dépôts morainiques non équivoques, sont, à part des cordons discontinus, plutôt un feutrage qui ne voile pas toujours les bosses granitiques moutonnées que le glacier venait d'abandonner. Celle qui descendait du Cambalès a dû être morcelée très tôt en culots de glace morte, plutôt que de former un lobe actif. Mais toutes, et en particulier celle qui descendait du cirque d'Aratille, étaient prolongées vers l'aval par des oulettes proglaciaires. Elles se rejoignent dans le Pla de la Gole en longues rampes bien végétalisées, d'où émergent par endroits des blocs erratiques volumineux (Réaud, 1970).

Dans la même région, il faut faire une place à part à deux vallées-cirques de direction méridienne, nettement encaissées, celle de **Pouey Trénous** à l'Est du Marcadau et celle du **rio Ara**, au pied occidental du Vignemale. Les formations morainiques très abondantes qui les garnissent ne donnent pas l'impression d'un défaut de volume rocheux recueilli dans les hauts bassins évasés. Les langues, enserrées entre de hauts versants à forte pente, en recevaient d'importantes quantités de matériaux : granites très tectonisés du fond de Pouey Trénous et du Chabarrou, schistes et quartzites très divisés du cirque du pic Meillon en tête du rio Ara. La langue très empâtée de Pouey Trénous remplit sa vallée sur 3 km; c'est la seule à présenter une moraine terminale bien dessinée, vers 1 800 m d'altitude. Celle du rio Ara, présentant de nombreux cordons discontinus, confirme bien la notion de «glacier noir». Large de 400 m dans sa partie haute, elle devient presque filiforme, sans descendre au-dessous de 2 050 m, l'ablation étant exacerbée par l'ambiance plus sèche du versant sud.

D'ailleurs, dans le **massif de Panticosa** proprement dit, l'indigence des formes liées à la phase tardiglaciaire est notoire. La seule construction bien dessinée qu'on puisse lui rapporter est à l'aval des

arcs morainiques du Petit âge glaciaire sous le pic d'Enfer : c'est la longue moraine latérale qui va au-delà des ibones Azules jusqu'au lac de Bachimaña, qui correspond à l'ourlet latéro-frontal d'un lobe replié à l'abri d'un fort abrupt granitique. Ailleurs dans le massif, les formes de glaciers rocheux peuvent pour la plupart être attribuées à un Tardiglaciaire beaucoup plus modeste que sur le versant nord. Le caractère encore fonctionnel du glacier rocheux des Argualas renvoie aussi les moraines plus basses du ravin de Torozuelo dans le Tardiglaciaire ou le retrait würmien.

Les mêmes interrogations se font jour dans le reste du massif, quand on constate la rareté des complexes morainiques des bassins lacustres du massif des Batans et sur ses contreforts méridionaux aux grands versants ensoleillés. Le massif de Brazato, au centre des Batans, bien que ne culminant qu'à 2 734 m et se trouvant plus engagé au Sud, possède pourtant d'incontestables formations morainiques au fond des quatre cirques très bien dessinés qui entourent le sommet principal. Il y eut un appareil trapu situé au Nord-Ouest, sur le palier à 2 500 m qui domine la cuvette de surcreusement du lac de Brazato. Des festons de moraines sont bien dessinés au Nord-Est dans la Ribera de Barra Puchera, comme deux autres petites langues plongeantes au Sud-Ouest sous le pic de Catiéras. Mais les dépôts les plus importants sont vers l'Est, dans le cirque de Baldairan. Il comprend à la fois des festons de névés dans de petits cirques élémentaires, et les traces volumineuses d'une véritable langue descendant jusqu'à 2 200 m en tête d'un affluent du río Ara.

Si les formes d'accumulation en altitude ressemblent beaucoup à celles du Petit âge glaciaire bien avérées, elles n'en sont pas moins dans des positions altitudinales qui contredisent ce que l'on sait de la position des niveaux d'équilibre glaciaire durant cette phase. L'aspect morphologique n'a pas valeur chronologique et l'erreur de ce type a souvent été commise dans l'Est de la chaîne. Il vaut mieux considérer les matériaux glaciaires du massif de Brazato comme les traces du Tardiglaciaire ou même des stades terminaux du retrait würmien.

**Gzb-c. Moraines de fond de cirque (Petit âge glaciaire).** Lorsque les crêtes se tiennent au-dessus de 2 700 m sans toutefois dépasser trop largement 2 900 m, les fonds de cirques sont encombrés de formations morainiques très volumineuses, situées en général au-dessus des cuvettes lacustres de surcreusement glaciaire.

Appelée aussi **Postglaciaire récent**, ou **Néoglaciaire**, la période a été marquée par la formation de petites langues glaciaires dépassant exceptionnellement 1 km de long, mais plus souvent trapues et ne dépassant pas 500 m de long pour une largeur de 200 à 300 m.

**Deux épistades** se distinguent nettement par leur position altitudinale, mais avec des caractères descriptifs totalement identiques. Chaque édifice est limité par de fortes moraines latérales et un arc morainique

terminal puissant et très bien dessiné. Les matériaux anguleux peuvent être très grossiers, en particulier dans les secteurs granitiques (Ardiden, Marcadau, Cambalès, Batans) où le sommet des cordons morainiques est formé de biocaille de calibre métrique ou plurimétrique, de structure *open-work*. Dans ces cas, la matrice fine est rare, localisée à la base des arcs et des cordons. Dans les secteurs de roches granitoïdes relativement altérables comme dans le cirque de Cestrède, et à plus forte raison dans les zones schisteuses de l'auréole métamorphique des massifs granitiques (pic Meillon, crêtes de la Fache et de Piedrafita, etc.) la proportion de matériaux fins peut être beaucoup plus forte, sans que les formes principales soient modifiées. Dans tous les cas, le degré de végétalisation reste très faible ou nul, comme de règle dans l'étage alpin.

L'arc externe de chaque épistade peut avoir de 10 à 30 m de commandement, avec des versants d'équilibre soulignés à leur base par un liseré de végétation, les rhododendrons assurant la transition entre l'étage subalpin et l'étage alpin. À l'intérieur de chaque dispositif sont emboîtés 4 à 5 arcs et cordons plus bas que l'arc terminal et à rayon de courbure plus grand. Ils sont prolongés vers l'amont par des cordons longitudinaux pouvant remonter jusqu'à la racine de la moraine latérale externe. On a donc dans les deux épistades l'image globale, après une vigoureuse avancée, d'une régression rythmée de stationnements temporaires, avec possibilité de poussée.

La morphométrie des matériaux évoque une véritable crise de rhexistasie. Elle aurait été précédée par un retrait complet des glaciers, sans doute initié durant l'optimum climatique holocène. Les parois des cirques laissées à nu ont subi des actions mécaniques préparant le débitage de la roche selon des calibres très supérieurs à ceux des éboulis actuels. L'augmentation de fréquence des cycles gel-dégel pendant la réinstallation des glaciers en pied de paroi leur a procuré une charge considérable de matériel morainique (Julia Andrès, Chueca Cia, 1998).

L'épistade le plus récent (Gzc) est disposé sur des pentes plus fortes que l'épistade initial (Gzb). Ses matériaux entrent en contact à l'amont avec les franges d'éboulis actuellement fonctionnelles qui occupent le vide laissé par la glace. Ils y supportent des névés pluriannuels, ou même recouvrent de la glace fossile dans l'axe du dispositif. Sur une pente longitudinale très forte il peut fonctionner par gravité comme un **glacier rocheux**. F. Cazeneuve-Caplane et J.P. Tihay (1988), ont montré dans la haute vallée de Bastampe à l'Est de l'Ardiden qu'il existait à la base des arcs et des cordons une couche épaisse de névé interne, reposant sur de la glace de regel. Le marquage de blocs sur des profils transverses a mis en évidence un lent déplacement vers l'aval, d'ordre décimétrique au cours d'une année. De même dans le massif des Argualas (Panticosa) sur une belle forme de ce type impliquant des matériaux schisteux et quartzitiques, E. Serrano et *al.*, (1995) ont observé des mouvements de l'ordre de 20 à 30 cm par an.

Par comparaison avec les coulées de matériaux à fluidité importante, nous persistons cependant à considérer que les formes externes de chaque épistade ne peuvent s'être mises en place avec leurs caractères de remparts très dégagés, qu'avec la participation «classique» d'une langue de glace vive ayant les capacités suffisantes de transport et de poussée. Les trois remparts morainiques qui cernent le glacier d'Aragon dans le Cambalès en fournissent la démonstration. Ils sont séparés du résidu de glace par une dépression fermée de 30 m de profondeur, elle-même héritière d'un surcreusement antérieur du fond rocheux. On ne voit pas, en dehors de la pression exercée par de la glace aujourd'hui disparue, quelle force aurait pu remonter les arcs et cordons morainiques sur une contre-pente du granite.

La répartition des formations morainiques du Petit âge glaciaire a résulté des mêmes facteurs que celle des glaciers actuels. Les expositions nord et nord-est sont très avantageuses.

Entre 2 100 et 2400 m, tous les cirques orientaux du chaînon méridien unissant le Malh Arrouy (2962 m) à l'Ardiden (2988 m) ont leur fond largement garni d'arcs multiples. Le complexe le mieux développé s'observe dans le cirque de l'oule du Malh Arrouy, en tête de la vallée de Cestrède. Dans ce bassin presque totalement cerné de remparts protecteurs, cinq langues glaciaires ont convergé vers l'oule de sortie. Les moraines de la langue axiale, descendent de façon exceptionnelle à 1,7 km de la crête et à 2 200 m d'altitude. On peut y distinguer trois groupes échelonnés d'arcs et de cordons au lieu de deux. C'est un «effet d'échelle» courant en morphologie : plus un dispositif est volumineux, plus les formes se différencient. Les arcs les plus élevés (vers 2400 m) sont en fait des croissants de névés subactuels. En considérant ces arcs ultimes comme l'équivalent des moraines subactuelles proches des glaciers vifs, on confirme celles-ci comme éléments terminaux du Petit âge glaciaire. D'après la morphologie des dépôts, et en particulier par la position des racines des moraines latérales, on peut estimer qu'en exposition nord-est, le niveau d'équilibre glaciaire situé à 2400 m pour l'épistade inférieur (Gzb), est successivement remonté à 2500 m pour l'épistade supérieur (Gzc) et à 2650 m lorsque la dynamique de glacier rocheux s'est substituée à l'état de glacier vif très chargé de matériaux.

• **Sur le versant occidental de l'Ardiden**, l'altitude élevée des fonds de cirques était favorable à l'alimentation, mais chaque cirque ne contenait au mieux qu'une étroite langue axiale, sinon des franges de festons de névés. Dans une ambiance favorisant l'ablation, les petits appareils ont nettement l'aspect caractéristique des glaciers rocheux : par exemple les lourdes chenilles morainiques qui encombrant le talweg axial du cirque de Culaus, où cette dynamique particulière l'emporte dès l'épistade Gzb. C'est aussi le cas de l'étroite vallée cirque de Pouey Trénous, haut affluent du Marcadau, ouverte sur une ligne de broyage du socle granitique. Les versants très resserrés ont fourni de forts volumes de matériaux impliqués entre 2 400 m et 2 000 m sur plus

d'un kilomètre dans l'axe de la vallée, dans un double système de cordons et d'arcs en épingle à cheveux.

• **Les cirques situés au Sud des bassins de Cambalès et du Marcadau** profitent aussi d'une très bonne protection à l'ombre de la crête frontière. L'exposition à l'Est fut favorable à de bons bilans glaciaires. Aussi sous les pics d'Arratille, de la Muga, de la Fache, des Araillous, du Pène d'Aragon et du pic de Cambalès trouve-t-on autant de complexes morainiques bien individualisés. Ils se posent comme de petits lobes de piémont sur les paliers supérieurs des cirques à plus de 2300 m. Ils réalisent de façon très claire l'emboîtement des deux épistades aux vallums très puissants, jusqu'aux moraines fraîches qui sont à leur contact direct. Ils montrent bien l'unité climato-morphologique de cette période de la glaciation des cirques. En position d'abri intramontagnard à l'arrière du massif du Balaïtous, le vaste bassin du Marcadau et du Cambalès participe souvent de la luminosité hispanique. Les positions altitudinales des constructions morainiques impliquent un relèvement d'une centaine de mètres des niveaux d'équilibre glaciaire par rapport aux massifs voisins.

Le même phénomène d'abri a joué pour le bassin du gave d'Ossoue où, la faiblesse des altitudes de la crête frontière aidant, on ne trouve des traces modestes du Petit âge glaciaire que dans les petits festons au pied oriental du pic de Lourdes et dans la partie haute de la Canau. Encore les formes sont-elles incomplètes comme si l'épiphase Gzb s'était seule manifestée. Dans les autres fonds de cirques les placages de versant, très souvent soliflués, donnent plutôt l'impression d'un fonctionnement en *niches de nivation* qu'en cirque glaciaire. Le cas le plus démonstratif est le fond du cirque de Bernatoire où un long versant drapé de dépôts colluviaux d'origine cryoclastique est maintenant découpé en longues lanières par de nombreux ruisselets.

• **Les hauts bassins du massif de Panticosa**, associés au large Val de Tena voient par-là remonter l'ambiance sèche de la dépression de l'Èbre. Cela s'est traduit au Quaternaire par une abondance d'éboulis difficilement fixés et par une certaine indigence des accumulations morainiques d'altitude. Seuls les pics à plus de 3 000 m ont enregistré nettement l'action du Petit âge glaciaire.

À l'aval du glacier du Pico del Infierno, dont la moraine récente est très proche d'un croissant de névé, un arc morainique très bien dessiné et attribuable au premier épistade Gzb est situé vers 2 600 m. Le niveau d'équilibre glaciaire corrélatif devait se situer aux environs de 2 800m, soit 200m plus haut qu'au Nord de la chaîne frontière. En arrière de cet arc, il n'y a pas trace nette du second épistade. Dans la crête voisine de Piedrafita, les moraines du versant nord ont été très perturbées par l'abondance ultérieure des éboulis schisteux. Sous les crêtes des Argualas dépassant 3 000 m, il n'existe qu'un glacier rocheux trapu et à forte pente (25°) entre 2600 et 2700 m; d'importants éboulis latéraux passent progressivement à l'état de moraine de

couverture d'un noyau de glace bien attesté, et bien protégé de la fusion. Le niveau d'équilibre d'ambiance glaciaire est là encore supérieur à 2700 m d'altitude. La très faible vitesse du mouvement de descente d'un appareil de 750 m de long, suggérerait un cycle d'évolution très supérieur au millénaire, et donc au-delà de ce qui est habituellement admis pour le Petit âge glaciaire. Mais dans la situation de déclin rapide que subissent les appareils glaciaires récents et actuels, on ne peut pas préjuger de ce qu'était leur vitesse d'évolution au moment de la dernière pulsation froide.

**Gzd. Moraines actuelles ou sub actuelles.** Sur des glaciers en retrait, perdant à la fois de la longueur et de l'épaisseur, les moraines ne peuvent pas être abondantes.

**Les moraines d'ablation** existent à l'extrémité de tous les glaciers morts sous forme d'une pellicule caillouteuse, qui peut être relayée, sur les glaciers les plus inclinés par une couverture directe d'éboulis. Sur les glaciers les plus actifs elles existent aussi. Sur le glacier de Gaube c'est d'abord sur la rive droite une mince couverture de blocs hétérométriques où dominent les petits calibres, qui s'épaissit jusqu'à plus d'un mètre sur le lobe terminal que l'on peut déjà considérer comme un culot de glace morte, perdurant sous la protection thermique de sa couverture. En avant du front raide de la glace, raviné par les bédrières, ce front a connu récemment de petites oscillations enregistrées par cinq cordons festonnés de taille métrique. La glace était en contact avec le plus interne dans les années cinquante. Actuellement ces cordons sont séparés de la marge active par un culot de glace morte, recouvert de moraines d'ablation.

Si ces formes sont de tracé incertain, une **moraine subactuelle** est par contre remarquablement dessinée à proximité de tous les glaciers actuels. Elle est constituée d'une biocaille grossière associée à une matrice grise de farine glaciaire. Son profil est le plus souvent triangulaire, associant deux pentes d'équilibre interne et externe, de hauteur variant de 10 à 20 m, selon l'importance du glacier. Son tracé est sinueux, associant à des arcs terminaux bien dessinés, une longue moraine latérale parfois dédoublée, comme sous la hourquette d'Ossoue.

Témoins d'un épisode terminal de stationnement *ces moraines attestent de l'important recul récent* des glaciers qui, à la fin du 19<sup>e</sup> siècle, étaient encore en contact avec leur racine supérieure, à la suite de la pulsation ultime qui s'était manifestée aux environs de 1850. Dans l'axe principal des appareils glaciaires, le recul a été de l'ordre d'une centaine de mètres sur un petit appareil comme le Pabat, de 400 m pour Las Néous et pour le glacier de Gaube, de plus de 700 m pour le glacier d'Ossoue; variations bien assorties à la taille des glaciers. Après leur dernière période de stationnement, les deux glaciers de Gaube ont perdu la moitié de leur surface et une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres dans leur partie centrale. La marge du

glacier d'Ossoue est actuellement à plus de 750 m des moraines posées en déséquilibre sur le grand versant calcaire, et où la pente a interdit la formation d'arcs terminaux. Le fait qu'il n'ait perdu qu'un tiers de sa surface antérieure confirme que son existence est en grande partie conditionnée par l'altitude exceptionnelle du fond rocheux du cirque.

Ces moraines, parmi les mieux dessinées de la chaîne peuvent être considérées comme la dernière construction du *Petit âge glaciaire* (13<sup>e</sup>-18<sup>e</sup> siècle). Elles ont morphologiquement une très grande parenté avec les moraines caucasiennes du *stade tardif de Fernau*, bien identifié aussi dans les Alpes et dont l'édification remonte pour l'essentiel au 17<sup>e</sup> siècle. On pourrait l'appeler localement *l'épistade des Oulettes de Gaube*, où leurs relations avec le glacier actuel sont sans ambiguïté.

Dans la partie occidentale du massif de Gavarnie, la position de ces moraines récentes est particulière. Les glaciers suspendus, logés dans des cirques karstifiés, ont dégorgé des amorces de langues sur le long épaulement structural de la rive droite de la vallée de Pouey Aspé. La forte élévation, au-dessus de 2400 m, a permis le maintien de petits lobes distincts à la sortie de chaque cirque, au contact direct des festons morainiques du Petit âge glaciaire.

Le glacier du Taillon, le mieux alimenté et qui ne s'est replié dans son cirque qu'au début du 20<sup>e</sup> siècle, avait même pu pousser sur le versant des Tourettes, une langue encadrée de puissantes moraines latérales.

### **Les enseignements des glaciers actuels**

Les glaciers actuels sont des appareils élémentaires, de petite taille. Ce sont tous des glaciers de cirque réduits à la zone primitive des névés. L'épaisseur de la glace vive est faible, quelques dizaines de mètres au mieux, et même pour ceux dont la pente est forte, le flux de la glace est extrêmement lent. Ils sont tous en fort retrait depuis le milieu du 19<sup>e</sup> siècle et marquent localement la fin d'une époque. Néanmoins, leurs rapports avec les formes glaciaires antécédentes fournissent de précieux enseignements sur la localisation préférentielle des glaciers, et ce sont aussi des jalons sûrs pour établir la chronologie relative des formations morainiques.

La typologie des appareils glaciaires est l'expression complexe des données topographiques antérieures : courbe hypsométrique des bassins d'alimentation, existence de formes protectrices, plus ou moins grande possibilité de concentration de la glace, mais surtout exposition plus ou moins favorable au bilan glaciaire. De ce point de vue, associées au rôle bien connu de l'opposition Nord-Sud, qui décale de plus de 200 m les niveaux d'équilibre glaciaire,

on constate l'énorme avantage des expositions au Nord-Est pour le développement et la conservation des glaciers. Comme par l'intermédiaire des données climatologiques régionales, les relations de cause à effet entre les données environnementales et la dynamique des glaciers sont parfaitement claires. Sans relancer le débat sur les causes anciennes et actuelles en géologie, et au moins en ce qui concerne le glaciaire d'altitude, nous pouvons considérer les glaciers actuels comme des « modèles » concrets, sur la base desquels nous avons analysé la disposition des appareils qui les ont précédés.

Autour de sommets dépassant ou frôlant 3 000 m d'altitude, *ces glaciers actuels sont répartis en plusieurs groupes bien individualisés* et correspondant à des données topographiques et morphologiques précises.

**Le groupe des glaciers du Balaïtous**, en premier à l'Ouest, coïncide avec l'apparition des granites (\*) de la zone axiale. La disposition du massif en lourde pyramide aux formes simples permet de juger de l'influence respective de l'altitude, de l'exposition et de certains traits morphologiques particuliers sur l'existence, l'importance relative et la dynamique propre des appareils glaciaires.

- **Le glacier du Pabat** : localisé sous un sommet secondaire à 2 995 m d'altitude, il occupe, sur 6,5 ha, un cirque en van exposé plein Nord. Les faibles crêtes encadrantes ne permettent pas la concentration de la glace. Le front de glace vive est actuellement à 2 650 m et la ligne d'équilibre glaciaire (\*\*) se situe vers 2750 m. Cette altitude peut être considérée comme le « niveau d'équilibre glaciaire climatologique à exposition nord » dans cette partie de la chaîne.

- **Le glacier de las Néous** occupe sous le sommet principal (3 144 m) un cirque étroit et profond exposé franchement à l'Est. Il y occupe 19 ha entre les cotes 2 950 et 2 550, la ligne d'équilibre glaciaire étant estimée vers 2 650 m. Ce décalage sensible vers le bas de l'altitude dynamique, traduit bien l'avantage de l'exposition orientale favorable à la suralimentation neigeuse et aux effets réducteurs de l'ombre verspérale sur l'ablation nivale. Ces avantages sont ici soutenus par le rôle protecteur de l'arête orientale du massif, au versant nord très raide. Le glacier est en fait replié dans son ombre portée directe. En cours d'amaigrissement constant, la disposition de sa surface en trois paliers montre que, compte tenu de la faible épaisseur de la glace, il est

(\*) A ce niveau de l'exposé nous simplifions l'appellation minéralogique des roches, dont les multiples nuances n'ont pas de rôle précis sur les caractères et la dynamique des appareils glaciaires.

(\*\*) Nous entendons ce terme dans un sens très proche de celui de *firm Une* des auteurs anglo-saxons : position moyenne de la ligne séparant le névé annuel résiduel de la glace vive en fin d'été.

menacé à terme de se fragmenter, comme il a déjà abandonné à l'aval l'emplacement du grand névé par lequel on accède à sa marge.

Les petits glaciers occidentaux du Balaitous confirment les différences liées à l'exposition. Dans le cirque qui domine au Nord-Ouest le lac de Batcrabère, malgré d'excellentes conditions altitudinales, le petit glacier de l'Araillé dépend d'un niveau d'équilibre situé à 2900m. De même dans le cirque de la Frondella qui permettrait une bonne concentration de la glace, l'ouverture plein ouest réduit à 6 ha un glacier peu actif. Quant au cirque de Scλουςère de même morphométrie mais ouvert au Sud, il ne contient aucun glacier, ce qui suppose que la ligne d'équilibre glaciaire est remontée de 200 m par rapport aux expositions nord.

**Le groupe des glaciers du Vignemale** s'organise de façon aussi contrastée par rapport aux crêtes solidement armées de calcaires métamorphiques et de roches quartzitiques du Dévonien, qui restent sur 2,5 km à plus de 3 100 m d'altitude.

Le cirque de Gaube, orienté au Nord-Est comporte deux glaciers couvrant 34 ha, celui des Oulettes de Gaube et celui du Petit Vignemale.

- **Le glacier des Oulettes de Gaube** couvre à lui seul 22 ha répartis entre 2500 m et 2 350 m au pied de la grande face nord de la Pique Longue, paroi subverticale de près de 800 m. C'est le glacier le plus bas des Pyrénées donc le plus avancé dans les zones d'ablation. Sa « fausse ligne d'équilibre glaciaire » située vers 2450 m résulte de la suralimentation en neige venue de la grande paroi et en glace venue du couloir de Gaube. Un bulbe dans la partie haute du glacier traduit à la fois cette suralimentation et l'influence d'une irrégularité du fond rocheux qui se précise au fur et à mesure que le glacier perd de l'épaisseur. Dans le tiers inférieur du lobe de glace, un escalier de séracs montre que le glacier est encore actif. Mais en fait il ne subsiste pour l'instant que dans l'ombre portée des hautes parois, la ligne d'équilibre glaciaire apparente correspondant à peu près à la position de l'ombre aux alentours du solstice d'été.

- **Le glacier du Petit Vignemale**, à l'Est du précédent, participe de la même dynamique. Il bénéficie en particulier des gros apports du large couloir qui sépare le Petit Vignemale de la Pointe Chaussenque, d'où dévalent chaque année plusieurs avalanches de séracs, volumineuses et redoutables. Mais nettement plus exposé à l'ensoleillement de fin de journée, il recule plus vite que le glacier de Gaube. Alors qu'ils constituaient au 19<sup>e</sup> siècle un seul appareil à double courant, on les a vus se dissocier nettement depuis une trentaine d'années. Ils sont maintenant séparés par une échine rocheuse.

- **Le glacier d'Ossoue**, orienté W-E entre la crête du Vignemale et la crête du Monferrat, est à la fois le plus élevé et le plus grand des glaciers des Pyrénées françaises. Ses 75 ha se répartissent entre 3 180 et

2 750 m, sur 1,5 km de longueur. C'est d'abord un plateau de névé large de 450 m, encadré de crêtes peu saillantes. L'alimentation de l'appareil est assurée par les chutes directes de neige. Le très bon ensoleillement du plateau qui favorise l'ablation voit ses effets négatifs compensés par la disposition primitive du relief. La forte résistance des calcaires métamorphiques à l'érosion a situé le plancher du cirque à une altitude exceptionnelle, ce qui maintient paradoxalement un glacier important en un site où le niveau climatique d'équilibre glaciaire est le plus élevé, supérieur à 3 000 m. À l'aval, en tête du grand versant oriental, la pente s'accélère. De grandes crevasses curvilignes prouvent la dynamique active de ce glacier et assurent la transition entre le plateau et une amorce de langue glaciaire en recul marqué depuis plus d'un siècle. Le tracé de cette marge de retrait est très déchiqueté, agrémenté de zones de séracs paraissant anarchiques mais correspondant à des bosses du lit glaciaire sur lesquels la glace se moule en bulbes comparables à celui du glacier de Gaube.

### **Limite morphoclimatique des glaciers morts**

Aux expositions occidentales, malgré les altitudes, l'étroitesse des bassins élémentaires et les conditions d'exposition ne permettent pas la conservation de glaciers actifs. Celui du Clos de la Hount, adossé à l'arête nord-ouest du Vignemale est un glacier-mort, en grande partie recouvert par sa moraine d'ablation et les grands éboulis dont il évacueait naguère les matériaux. Le « glacier » du Monferrat n'est pas beaucoup plus brillant.

Au Nord-Est immédiat du Vignemale, la même limite caractérise les petits cirques à exposition nord qui découpent la crête du Pic de la Sède (2976 m). Des glaciers-morts sont bloqués sur le même niveau d'équilibre que celui du Pabat.

Entre Vignemale et Balaitous cette limite morphoclimatique se retrouve avec des nuances sur les versants nord des crêtes qui entourent le grand cirque composé du Marcadau et dans le massif granitique de Panticosa qui le jouxte au-delà de la frontière.

La transition avec les glaciers actifs y est représentée au fond du cirque de Cambalès sous les 2 918 m du Pene d'Aragon. À exposition nord-est, un cirque secondaire est très bien abrité par un versant raide orienté sur une grande cassure du granite. L'abri efficace ramène localement à 2 650 m la ligne d'équilibre glaciaire sur un appareil résiduel de 8 ha; mais il est « cliniquement mort », la surface de la glace n'apparaissant entre les moraines que dans une dépression fermée de 30 m de profondeur. Pour le reste, les névés temporaires font illusion.

Sur la ligne de partage des eaux, la Grande Fache, malgré ses 3 005 m, est trop étroitement pyramidale pour permettre la concentration de la neige. Elle ne porte sur sa face nord que des névés stagnants

vers 2 900 m. Dans le massif de Panticosa, la crête du Pic d'Enfer (3 076 m) avec quatre sommets à plus de 3 000 m et une bonne orientation E-W voit la «nevera del Infierno» réduite à trois névés dissociés dans trois petits cirques élémentaires. Ces petits appareils à très forte pente tendent là encore à disparaître sous leur propre moraine d'ablation et sous les éboulis très abondants fournis par les schistes et quartzites carbonifères. La ligne d'équilibre glaciaire est vers 2 950 m, mais dans le reste du massif les sommets méridionaux à plus de 3 000 m, comme les Argualas ne s'accompagnent pas de glaciers. De la même façon que l'on puisse évoquer comme facteur limitant pour le haut bassin du Marcadau le phénomène climatique d'abri intramontagnard, on pénètre avec le massif de Panticosa dans l'ambiance relativement sèche des hauts bassins du río Gallego, où d'autre part les grands versants à exposition méridionale abondent.

**Le groupe des glaciers de Gavarnie et du mont Perdu** n'est représenté dans l'angle sud-est de la feuille que par une petite partie du massif des calcaires crétacés et dano-montiens caractérisée par la combinaison des parois subverticales et des longs replats structuraux. Le glacier du Taillon est encore un appareil de cirque classique, sous une crête à 2 900 m. À la fin du 19<sup>e</sup> siècle, il conservait encore une amorce de langue descendant sur la corniche inférieure. Il a reculé depuis de plusieurs centaines de mètres et la ligne d'équilibre glaciaire peut être estimée vers 2 650 m. Sur le versant espagnol de la même crête, sur le revers sud du cirque, on trouve des glaciers presque disparus bien identifiables par les moraines qu'ils n'ont pas tout à fait abandonnées. Ce sont les premiers que l'on rencontre à exposition sud, impliquant une ligne d'équilibre vers 2 900 m, c'est-à-dire plus élevée de 250 m que sur le versant nord. Retenons ce décalage pour mieux comprendre les particularités de la répartition des moraines laissées lors des périodes antérieures de plus vaste englacement, lorsque les versants au Sud purent être impliqués de façon beaucoup plus significative que de nos jours.

Enfin, dans le même secteur, signalons *l'anomalie du glacier des Gabiétous*, sous un sommet à 3 034 m, qui à la fin du 19<sup>e</sup> siècle faisait déborder au pied des corniches d'impressionnants séracs, grand objet de curiosité. Amaigri, le glacier est maintenant piégé dans un grand entonnoir karstique. Vers l'Est, à partir de la brèche de Roland, commence le dispositif des glaciers en escaliers liés aux formes structurales particulières, si caractéristiques au-dessus de la grande cascade, et qui prendra un développement majestueux, hors de la carte, sur le versant nord du mont Perdu (3 355 m).

### **Morphologie et origine du cirque de Gavarnie**

En tête de la vallée du gave de Pau, le cirque de Gavarnie, fut l'origine principale d'un grand glacier quaternaire qui, dans la phase pléiglaciaire, débordait de la montagne au-delà de Lourdes, à 55 km de la crête frontière. Avec les vallées-cirques de Boucharo et d'Ossoue,

ainsi que les cirques d'Estaubé et de Troumouse(\*), il était l'un des cinq collecteurs principaux alimentant l'appareil glaciaire géant. Toutefois, il se distingue de ses voisins par son aspect beaucoup plus spectaculaire, dû à la netteté de son dessin semi-circulaire et à l'élan exceptionnel des parois qui le cernent. La dénivelée est en effet de 1 700 m d'un seul jet entre le sommet du Marboré (3 248 m) et le point central de l'ouïe terminale, d'où l'on jouit de la meilleure vue d'ensemble.

Deux données structurales majeures sont à la base de l'originalité du site.

Tout d'abord, le cirque doit l'altitude exceptionnellement basse de son plancher (1 510 m) à la disposition particulière du socle métamorphique autochtone sur lequel se sont déplacés les terrains sédimentaires charriés de la nappe de Gavarnie. Ce socle, qui arme vers 2 100 m le large plancher du cirque de Troumouse et qui apparaît vers 1 800 m au fond d'Estaubé, plonge vers le Sud dans la vallée de Gavarnie. L'érosion glaciaire a facilement excavé ce matériel très tectonisé, jusqu'à dégager le socle où des dislocations de direction pyrénéenne ont localisé les trois verrous qui créent de modestes difficultés aux touristes. Le mur du fond de l'auge glaciaire qui se situe habituellement en sortie de cirque est ici repoussé en pied de paroi, formant un amphithéâtre parfait creusé sur le premier ensemble résistant du Crétacé supérieur.

En second lieu, la particulière vigueur des parois qui surmontent le premier abrupt est liée à la tectonique qui affecte la couverture sédimentaire de la zone axiale. Profitant de l'effacement du socle autochtone, les couches charriées en avant du massif paléozoïque du Piméné se sont empilées en bordure de la fosse active du flysch éocène. Les plis couchés dont les têtes plongent vers le Sud voient leurs flancs inverses étirés et rompus. Les mêmes couches sédimentaires, où les calcaires blancs du Dano-Montien jouent un rôle essentiel, peuvent ainsi se retrouver empilées plusieurs fois sur la même verticale.

Ces dispositifs conduisent à la répétition de gradins limités par des corniches calcaires, associées à d'énormes vires portant autant de glaciers échelonnés. Trois lignes essentielles de ces glaciers superposés étaient continues au début du 19<sup>e</sup> siècle. Elles ont tendance à se fragmenter lors du recul général des glaciers.

Les chutes de séracs et les avalanches sont courantes sur tout le pourtour du cirque. Les culots d'avalanches en pied de falaise peuvent être remaniés en «ponts de neige» par les écoulements venus de la paroi. En effet, en belle saison, de très nombreuses cascades descendent les divers gradins.

(\* ) Feuille Vielle-Aure.

La crête frontière présente aussi une morphologie particulière liée à la disposition localement tabulaire des calcaires diaclasés. En fonction d'un léger pendage régional vers l'Est, la crête est accidentée d'une série de promontoires (plateau du Marboré, tours, épaules) parfois réduits à des tourelles (le Casque, le Doigt, le Taillon) comparables à celles des Tres Hermanas du massif voisin du mont Perdu (Cylindre, Monte Perdido, Soum de Ramond).

Entre ces unités saillantes, la brèche de Roland et la fausse Brèche sont de larges portes aux chambranles verticaux. Elles résultent du recoupement de deux cirques mitoyens au Nord et au Sud, où les glaciers ont conservé intacte la verticalité des parois calcaires.

De telles formes liées aux calcaires masquent d'autant mieux les traces habituelles de l'action glaciaire que les formes mineures ajoutent sous forme de lapiès géants, la livrée karstique typique de la zone alpine.

A l'avant du cirque et dans ses annexes latérales, les calcaires donnent des formes structurales très vigoureuses. À l'Ouest, le crêt aigu qui limite le vallon des Sarradets correspond à un brusque rebroussement des calcaires gréseux. À l'Est, le même dédoublement représenté par les grands dièdres taillés dans le dispositif monoclinale des Astazous, passe progressivement à la crête rectiligne (*hog-back*) de Tuquerouye, réplique des Sarradets.

## **Formations de versants, dépôts fluviatiles et lacustres**

### **Alluvions fluviatiles**

#### ***Terrasses fluvio-glaciaires de la période de retrait***

Au cours de la période de retrait, dite *anaglaciale*, l'activité morphologique dans les lits fluviatiles et sur les versants est plus réduite que dans les périodes de forte progression, dites *cataglaciales*. Il peut cependant, sur de légères récurrences et dans des sites privilégiés, se produire des alluvionnements assez importants. C'est le cas du site exceptionnel du cirque de Gavarnie où le fond de l'auge de sortie est à 1 400 m seulement et peut recevoir à cette altitude des écoulements déjà bien formés.

Fza. **Alluvions fluviatiles du Tardiglaciaire.** Au Sud de Gavarnie, bloquée à l'aval sur le verrou de sortie du cirque, une nappe de matériel fluvio-glaciaire roulé forme sur près d'un kilomètre l'échine de la Prade, nom rappelant sa vocation de bonnes prairies irriguées. Immédiatement postérieure aux moraines les plus basses du Tardiglaciaire entre lesquelles elle s'est insérée, elle domine de quelques mètres la terrasse immédiatement postérieure Fzb. Sa forme primitive de cône de transition fluvio-glaciaire a été fortement altérée par l'enfoncement du gave des Tourettes.

**Fzb. Alluvions fluviales subactuelles de la basse terrasse inondable.** Une basse terrasse se développe en rive gauche du Gave à partir de la confluence du gave des Tourettes. Elle peut être rapportée à la phase de progression des appareils du Petit âge glaciaire très développés dans le massif du Taillon et du Gabiétou. La nappe alluviale a raviné les dépôts morainiques immédiatement antérieurs (Gza) et les cônes de déjections qui leur furent immédiatement associés. Les matériaux notés FG qui sont au pied des grandes parois en contact avec les éboulis actuels et les moraines récentes du fond du cirque sont assimilables aux oulettes proglaciaires. Ce sont en effet les moraines d'ablation des glaciers en gradins du cirque qui les alimentent. Ils pourraient être notés Fzd (alluvions subactuelles).

**FG. Alluvions fluviales récentes remaniant des dépôts morainiques, alluvions indifférenciées des fonds de vallée.** Dans les parties basses des vallées assez étroites et à pente longitudinale relativement forte, les formes de détail sont confuses, sans que puissent s'ébaucher des éléments de terrasses, ni de petites « plaines de montagne », ainsi la vallée d'Aspé entre 1 800 et 1500 m, avec une pente de 75 ‰. Le talweg est encombré de gros blocs émoussés dont l'origine glaciaire première ne fait pas de doute. Les matériaux ont été immédiatement remaniés par les écoulements proglaciaires lors d'un recul très rapide des glaciers. De même en vallée du Lutour au Sud de la Fruitière, où la pente moyenne approche 100 ‰. À l'Ouest de la carte, les mêmes dispositifs sans formes bien dessinées règnent dans les petits bassins de confluence du haut Aguas Limpias comme le Paso del Onso, où l'appellation « moraine de fond » ne serait pas usurpée. Ces formations datant au plus tard du Tardiglaciaire pour leur première mise en place, sont occupées par des pelouses.

Le même processus mixte a pu intervenir plus récemment à des altitudes plus fortes, par exemple dans les cirques méridionaux du Balaitous, où le ravin de fracture de Sclousère est largement garni de matériaux glaciaires remaniés.

**FL, L. Alluvions fluvio-lacustres et lacustres** (correspond chronologiquement à Fzd : alluvions fluviales subactuelles, et correspond à FG au point de vue dynamique). En liaison avec la dynamique glaciaire et périglaciaire tardive, et de toute façon après la disparition définitive des langues du Tardiglaciaire, a commencé une phase de construction de petites plaines de montagne dont la réalisation se poursuit encore pour les plus élevées d'entre elles.

### **Oulettes vives**

Dans les Pyrénées occidentales, le diminutif du mot « oule » (marmite) désigne les parties évasées d'une auge glaciaire au fond très adouci, ou bien la partie axiale déprimée d'un fond de cirque. Ce sont des constructions proglaciaires actuelles.

• **Les Oulettes de Gaube** en sont le type le plus achevé (1 km de long sur 500 m de large), en contact direct et fonctionnel avec le glacier du même nom. Les bédrières qui franchissent la moraine du Petit âge glaciaire à son apex, reçoivent aussitôt l'apport des petits torrents venus des versants voisins. Le complexe d'alluvionnement qui en résulte se caractérise par des chenaux anastomosés donnant un lit torrentiel caillouteux large d'une centaine de mètres. Coulant contre le versant gauche de la vallée, il est alternativement à sec et débordant. La partie orientale de la plaine est fixée par une pelouse humide, tourbeuse par place. Cinq à six chenaux au tracé variable laissent des traînées caillouteuses à la surface de la pelouse changeant de place d'année en année, ils drainent un « inféroflux » important dans la masse des cailloutis, qui peut parfois réapparaître brutalement en surface à l'occasion de redoux en période d'enneigement ou surtout d'orages estivaux sur les grandes parois voisines. La pente longitudinale d'abord très forte à proximité des moraines, reste encore de 30 ‰ dans la partie basse, confirmant ainsi le caractère torrentiel du système.

Dans la modestie des faits liés à l'existence de petits glaciers en retraite, c'est l'équivalent **du cône de transition glacio-fluviale** des grands appareils glaciaires de piémont et des grands épandages de bordure d'inlandsis.

Le système est bloqué à l'aval par le verrou granitique qui porte le refuge. Le caractère lacustre des premiers matériaux de remplissage ne peut être prouvé par les observations de surface ; l'existence d'un fragment de vallum en avant de la moraine du Petit âge glaciaire, et la profondeur de l'encoche par laquelle le torrent franchit le verrou à l'Ouest écarte aussi cette hypothèse.

• **Les Oulettes d'Ossoue**, bien que détachées à l'Est du glacier éponyme, ont les mêmes caractères que les Oulettes de Gaube, car la raideur du versant qui les sépare de la marge glaciaire permet une transmission très rapide des écoulements torrentiels et des charges solides qui leur sont associées. À l'issue des 600 m de dénivellée du barranco d'Ossoue, une première décharge torrentielle se produit à l'aval du Pont de Neige, dans une petite « plaine » oblongue à 2000 m d'altitude. Mais la rétention du matériel y est faible. L'essentiel du dépôt se produit un kilomètre à l'aval dans un large lit caillouteux à chenaux anastomosés. La forte charge torrentielle provient pour l'essentiel des moraines subactuelles en position instable sous la marge du glacier d'Ossoue, sous le glacier très pentu du Montferrat, et accessoirement des grands éboulis drapants du versant sud de la Sède. Un barrage de prise d'eau a été installé sur le petit verrou qui bloquait déjà le système à l'aval.

• **Au fond du cirque de Gavarnie**, des constructions torrentielles comparables prolongent vers l'aval les grands talus d'éboulis du pied de la paroi. Très alimentés par les eaux de fusion des névés et glaciers étagés sur les divers paliers du cirque, d'où la grande cascade plonge

directement sur 422 m, les têtes de source du gave de Pau s'organisent aussi en oulettes vives entre les verrous supérieurs.

• *Les llanos* (petites plaines herbeuses) du versant sud de la crête de Gavarnie sont une adaptation originale de la torrencialité montagnarde aux grandes formes karstiques (Barrère, 1964). Vers 2400 m d'altitude le drainage vers le canon d'Ordesa se trouve interrompu par une voûte anticlinale déversée au Sud. Les eaux y disparaissent dans des ponors (puits karstiques) appelés localement de façon très imagée *sumideros* (= bouche d'égout). Les trois dépressions fermées des llanos de Salarons, de La Brèche et de Millaris élargies dans les calcaires gréseux sont des *poljés* (dépressions fermées karstiques) où circulent temporairement les eaux de fusion nivale et le ruissellement des orages estivaux. Elles récoltent sur les versants des résidus morainiques et les produits de gélifraction qui abondent au-dessus de 2400 m. Le fond de chaque llano est un plan d'épandage constitué en partie par des cônes en éventail très aplatis (1 à Salarons, 3 sous la Brèche, 4 à Millarins) et par des flaques temporaires de décantation des matériaux fins ; la pénétration de l'eau est en fait bloquée par un *pergélisol* et elle s'évacue en surface vers les sumideros.

### **Oulettes fixées**

Des processus identiques ou très voisins se sont produits à l'aval dans les secteurs progressivement dégagés par le recul des langues du Tardiglaciaire. Dans les auges en berceau, les verrous de roche résistante isolent de petites plaines établies dans des secteurs élargis et légèrement surcreusés.

Dans la vallée de Gaube, entre le verrou du refuge et la cascade Darré-Splumouse, les Petites Oulettes développent aux alentours de 2 100 m leur fond plat sur plus d'un kilomètre de long, mais en gardant une pente longitudinale notable proche de 20 ‰ ; la sédimentation torrentielle originelle s'est complétée en surface d'une couche de limons de débordement totalement végétalisée. Les prairies humides, parfois tourbeuses sont drainées par plusieurs chenaux sinueux jusqu'aux petits méandres. Avec moins d'ampleur et de continuité, le même type de formes existe à l'aval jusqu'au verrou de la cascade Esplumouse, entre 1 950 et 2 000 m. Enfin dernier segment entre 1 850 et 1 730 m, un chapelet de petits bassins fixés conduit jusqu'au lac de Gaube où le gave débouche sur une construction quasi deltaïque.

Des dispositions identiques mais plus menues s'échelonnent sur la vallée de Lutour, et nous avons déjà signalé l'ensemble des oulettes fixées datant du Tardiglaciaire qui se réunissent au Marcadau dans le Pla de la Gole.

### **Formations de versants**

Jz. **Cônes de déjections, récents ou actuels.** Il s'agit de formations fluviatiles de caractère torrentiel disposées en éventail à pente

longitudinale beaucoup plus faible (5 à 15 %) que celle des cônes d'éboulis. Les divagations du chenal d'écoulement peuvent être annuelles ou saisonnières. Ils s'établissent sur les variations de pente importantes à la confluence d'éléments du réseau hydrographique très hiérarchisés. Ainsi le grand cône succédant à la cascade exutoire du bassin lacustre d'Estom Soubiran perché au-dessus de l'auge du Lutour; ou encore en vallée de Gaube, le cône débouchant en rive droite sur l'élargissement des Petites Oulettes. Ils sont courants sur les ébauches de bassins de confluence du moyen río Ara, où l'ambiance sèche maintient une torrencialité très active et dans certains élargissements de cirques comme le vallon de l'Estive d'Estom où existent plusieurs formes de transition entre cônes d'éboulis et éventails torrentiels. Fortement fixés par la végétation aux altitudes les plus basses, ils peuvent aussi y être fortement retouchés par les écoulements concentrés. Dans le fond du cirque de Gavarnie, le cône très épais du torrent du Pailha est fortement incisé par son talweg d'origine.

**E. Éboulis vifs ou fixes.** Les crêtes culminantes et la partie des fonds de cirques comprise au-dessus de 2 200-2 400 m sont situées dans l'étage morphoclimatique alpin. Les lacs de surcreusement glaciaire les plus élevés, vers 2500 m, sont couramment gelés en surface jusqu'en plein été, à l'image du Lac Glacé d'Estom Soubiran. La surface isotherme de 0 °C est donc située à cette altitude durant la période de déneigement; l'étage alpin est ainsi soumis à de nombreuses alternances gel-dégel, dont l'action morphologique se trouve facilitée par la forte préparation tectonique des roches, l'extrême diaclasage des granitoïdes, la schistosité des formations paléozoïques. Sur des pentes très fortes, le déplacement de ces matériaux par gravité engendre plusieurs types de formes.

- Des **franges d'éboulis** continues, de quelques dizaines de mètres de hauteur, soulignent le pied des parois très raides des petites crêtes. Elles ceignent le plancher moutonné des cirques en van de l'Ardiden oriental, du Chanchou et du Chabarrou ou soulignent la ligne de broyage du versant est de l'Araillé.

- Des **éboulis drapants** beaucoup plus développés en hauteur caractérisent les secteurs schisteux ou les alternances de lits schisteux et quartzitiques. Le cirque sud du pic Meillon, en tête du río Ara, en est totalement garni, de même que les fonds des vallées-cirques affluentes du gave d'Ossoue, sous les pics de Lourdes et de Bernatoire. Sur l'enveloppe métamorphique du pluton granitique de Panticosa, la crête de Piedrafita par exemple voit remonter les éboulis drapants jusqu'à la barre quartzitique armant les sommets.

- Les **cônes d'éboulis** bien individualisés existent surtout sur les versants des auges glaciaires supérieures. L'alimentation en matériaux clastiques se concentre dans des couloirs de fractures ou de broyage, les cônes corrélatifs s'espacant avec une certaine régularité, de l'ordre de 250 m. Les grands exemples sont dans le secteur granitique ; sur la

rive gauche de l'auge de Gaube où l'on dénombre 14 cônes sur 3 kilomètres ; sur les deux rives de l'auge du Lutour, à l'aval comme à l'amont du lac d'Estom, où les cônes encombrant toute la vallée jusqu'à se rejoindre sur le talweg ; sur la rive droite de l'auge perchée de Pouey Trénous, et dans le massif de l'Ardiden sur le grand versant de fracture du ravin du lac Noir.

Sous le couloir d'alimentation, chaque cône élémentaire peut atteindre un développement vertical de 200 à 300 m, selon un profil très rigide proche de 30°. Les matériaux anguleux présentent un granoclassement approximatif sans litage. Les éléments les plus menus restent près de la pointe, éboulis vif de pure gravité appelé *raillère* dans le langage local. Les matériaux les plus grossiers, jusqu'à la taille métrique, dévalent jusqu'à la base où la pente s'atténue légèrement. Mais la dynamique gravitaire n'est pas seule en cause. Avec leur apex dans la zone alpine et leur base dans la zone subalpine, les cônes d'éboulis sont le résultat de dynamiques superposées. En fin d'hiver, leur génératrice principale est la ligne privilégiée de passage des avalanches ; elles ajoutent à leur pied soit des grelots de neige tassée qui peut se maintenir longtemps dans la saison chaude, soit aussi les matériaux désordonnés projetés par les *avalanches terrières* plus tardives, excellents éléments de détection des sites dangereux. En saison pluvieuse, les orages d'été ramonent les couloirs supérieurs et projettent sur le cône de petites laves torrentielles. Elles n'atteignent que rarement la base du cône, sur lequel elles inscrivent des chenaux bordés de «rails» terminés par un épandage boueux en patte d'oie. Plus on va vers l'aval de l'auge plus se combinent ces dynamiques multiples. En même temps progresse la végétalisation par la pelouse subalpine au sommet, par la lande à myrtilles et à rhododendrons à la base, surtout sur les génératrices latérales des couloirs d'avalanche. Les formations de versants les plus basses et très fortement végétalisées sont en fait une génération antérieure aux éboulis des auges d'altitude. Vers 1400 m, au débouché de la vallée d'Ossoue sur le bassin de Gavarnie, la grande frange d'éboulis sise à exposition sud sous le Soum des Canaus fut mise en place au moment du retrait des langues du Tardiglaciaire.

**Eb. Éboulements, mouvements en masse.** Très localement, sur les grands versants situés de part et d'autre du Soum Blanc de Sécugnat, du fait des pentes très fortes conservées sous les corniches de calcaire blanc, des formations colluviales à éléments calcaires ont glissé sur le substrat schisteux. À exposition sud, il s'agit d'une coulée boueuse remaniant un cône d'éboulis et d'une vaste loupe de solifluxion, dont on retrouve un autre exemple au Nord sous le Soum de Labassa. Des solifluxions plus diffuses sous forme de petites loupes multiples ont affecté à la fin du Quaternaire les placages morainiques sur les versants de la rive droite du gave d'Ossoue, à proximité des débouchés des glaciers de langues des vallées de la Canau et de Sausse-Dessus.

Pour mémoire, le **Chaos de Coumély**, à 4 km au Nord de Gavarnie, sur la feuille Vielle-Aure, est un phénomène exceptionnel. Les faibles

pententes proches du talweg du gave de Pau sont encombrées d'énormes blocs anguleux, jusqu'à 500 m<sup>3</sup>. Formés de migmatites, ils proviennent de la paroi du grand épaulement glaciaire où l'on distingue clairement les trois faisceaux de fractures dont l'un est en fort dévers en direction du talweg. Après le brusque retrait du glacier les blocs ont subi sur ce plan incliné l'appel du vide. L'invocation d'un séisme pour expliquer leur descente aux touristes paraît tendancieuse et superflue.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS RÉGIONALES**

### ***DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES***

#### **Dépôts relevant du cycle varisque**

Les formations du substratum de la nappe (micaschistes, quartzites, cipolins) du complexe métamorphique et anatectique de Gavarnie correspondent à une ancienne série sédimentaire très hétérogène (alumineuse, alumino-magnésienne, quartzreuse et carbonatée) affectée par le métamorphisme prograde varisque épi- à mésozonal, voire catazonal. Il s'agit vraisemblablement de formations cambro-ordoviciennes. Localement, le reste de la série paléozoïque peut être affecté par un métamorphisme épizonal.

Le Silurien, avec ses dépôts fins riches en matière organique, est caractérisé par une sédimentation en milieu marin peu profond, peu agité, donc confiné et réducteur. Cette sédimentation se poursuit durant le Dévonien inférieur.

L'évolution se poursuit ensuite en *séquences positives des détritiques vers les carbonates*.

- Dans l'Unité septentrionale (nord), la série montre un passage vers des faciès pélagiques : on passe des pélites aux calcaires emsiens par des alternances silteuses et carbonatées. Les calcaires emsiens, les Calcaires de la «dalle» de A. Bresson (1903), sont porteurs d'une minéralisation en Zn et Pb. Les niveaux détritiques sus-jacents évoluent ensuite vers des calcaires rubanés frasniens. Ces derniers constituent les termes de passage à de puissants épandages flyschoides frasniens (Sia).
- Dans l'Unité médiane, les dépôts du Dévonien inférieur plus carbonatés passent, au Givétien supérieur-Frasnien, à des formations plus proximales calcaréo-détritiques de type Lariste (feuille Laruns-Somport).
- Dans l'Unité méridionale (sud), les faciès deviennent très zoogènes. Au-dessus des formations détritiques éodévoniennes, viennent des dépôts fins dans lesquels s'intercalent des assises carbonatées qui vont acquérir à l'Eifélien des caractéristiques lithologiques et faunistiques récifales. Les séries dévoniennes y sont souvent incomplètes, sous un Carbonifère transgressif. Les remaniements de conodontes frasniens et

famenniens dans les premiers termes carbonifères, ainsi que la présence d'un paléokarst dans les calcaires récifaux frasniens pourraient indiquer ici une émergence temporaire des dépôts dévoniens.

Dans cette même unité, la série paléozoïque, au-dessus de calcaires à laminites namuriens, se termine par de puissantes accumulations de sédiments détritiques à caractère turbiditique de type Culm.

Dès le Dévonien inférieur, les trois unités s'individualisent, vraisemblablement séparées par des accidents directionnels (WNW-ESE) de type failles normales. En bordure de la Zone de l'Èbre émergée s'établit une plate-forme carbonatée où se localisent les récifs du Soum Blanc des Espécières ; plus au Nord, vers le bassin, se forment les dépôts proximaux de type Lariste, puis plus distaux de type Sia. Il s'agit là d'une extension médio-dévonienne qui prend fin au Dévonien supérieur et au Carbonifère inférieur. La fermeture du bassin s'effectue ensuite avec les dépôts détritiques synorogéniques du Culm qui annoncent l'orogénèse varisque.

### **Dépôts relevant du cycle alpin**

L'érosion de la chaîne varisque alimente les dépôts continentaux de type molassique du Permien et du Trias, absents sur la feuille Gavarnie mais présents sur la feuille voisine Vielle-Aure.

De même, les dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur étant absents, nous n'avons aucune donnée sur l'évolution géologique du secteur durant la première moitié de l'ère secondaire.

Au Crétacé supérieur et au « Nummulitique », l'évolution est identique à celle des terrains situés sur la feuille Vielle-Aure et nous reprendrons ici *in extenso* la description donnée par R. Mirouse dans la notice de cette feuille : au Crétacé supérieur, vers le milieu et la fin du Cénomaniens, une montée générale du niveau des mers se traduit par l'installation d'une plate-forme à dépôts calcaires gréseux et dolomitiques, à faunes et microfaunes (préalvéolines) benthiques d'eaux peu profondes (transgression cénomaniens). À ces dépôts s'enchaîna, avec le Turonien, celui de calcaires sublithographiques (mudstones à pithonelles) à caractère plus distal, puis un retour à des calcaires pseudo-oolitiques d'eaux peu profondes (Coniacien inférieur).

Des calcaires grésolimoneux violacés et des calcaires massifs, passant par places à des calcarénites ou calcirudites gréseuses, à nodules de silex, le tout à faunes néritiques (hippurites, radiolites, lacazines, sidérolites, etc.) caractérisent ici, du Coniacien supérieur au Santonien et jusqu'au début du Campanien, un nouvel épisode sédimentaire. Ces terrains, s'ils font souvent normalement suite aux couches turonoconiaciennes, sont venus par places, à l'issue de l'érosion d'un substrat basculé, en recouvrement direct sur le Cénomaniens supérieur, voire même sur le bâti métamorphique, ou sur le Paléozoïque de la nappe.

Largement représentée dans les murailles et sommets du cirque de Gavarnie, du cirque d'Estaubé et du Sud du Val de Pineta, l'unité campano-maëstrichtienne des « Grès du Marboré », avec ses couches calcaireo-marno-gréseuses, gris à ocre, à orbitoïdes et sidérolites, surmontées de couches plus gréseuses et conglomératiques, à lépidorbitoïdes, bivalves, échinides, bryozoaires, traduit encore, pour l'essentiel, des accumulations grésocarbonatées de plate-forme littorale, présentant par places un cachet plus profond et pélagique, avec passage à des calcschistes (shales ou grès fins) à navarrelles.

Une évolution en convergence transforma le dispositif mésozoïque (bassin profond flanqué de ses marges aquitaine et ibérique), en un édifice en voie de soulèvement (à partir des Pyrénées orientales) tandis que s'installaient progressivement les bassins tertiaires d'avant-pays.

Les événements sédimentaires des « temps nummulitiques » se trouvent donc traduits d'abord par une série de couches encore essentiellement carbonatées qui succèdent aux Grès du Marboré, en particulier à hauteur et au Sud des crêtes frontalières dominant les hautes vallées de Ordesa, Anisclo et Escuin. Au-dessus de micrites sombres à globigérines, parfois dolomitisées, des grès et calcaires gréseux encadrent des calcaires massifs clairs de plate-forme, à mélobésiées et alvéolines (Paléocène).

L'Ilerdien vit encore se succéder des calcaires gréseux, calcaires massifs, calcaires marneux, à grands foraminifères (assilines, operculines, discocyclines, alvéolines, nummulites...), par lesquels se fit une transition progressive vers des flyschs à operculines et nummulites : flyschs d'âge cuisien, à caractère turbiditique inégalement exprimé, à dominante encore marno-carbonatée (Calcschistes du Descargador), ou plus franchement gréseux (Grès du Monte Aruebo).

### *TYPOLOGIE, GENÈSE ET MISE EN PLACE DES ROCHES IGNÉES*

On traitera successivement des plutons de Cauterets-Panticosa et des filons basiques. Le cas des gabbros et métagabbros du complexe de Gavarnie sera présenté dans le cadre de l'évolution tectono-métamorphique de ce complexe.

#### **Complexe plutonique de Cauterets-Panticosa**

##### **Typologie magmatique - Structures zonées concentriques**

###### **• *Pluton occidental de Cauterets***

En première analyse, les granitoïdes du pluton occidental de Cauterets pourraient être décrits comme les termes d'une association calco-alkaline, à caractère magnésien (fig. 8). Il s'agit, en fait, d'un ensemble composite

réunissant à la fois des unités alumineuses ( ${}^1_p\gamma^{3AL}$ ,  ${}^1\gamma^{3AL}$ ,  ${}^1\gamma^{3-5AL}$ ) et calco-alcalines (1Y4, enclaves basiques). Comme le suggère le «domaine hétérogène» ( ${}^1\gamma^{3-5AL}$ ), ces différentes unités résulteraient de phénomènes d'hybridation magmatique (Debon, 1975, 1980, 1996). Dans ce domaine, en effet, granitoïdes et enclaves basiques montrent des évolutions *grosso modo* parallèles, mais de sens inverse [de mgr à mto pour les uns (lignée M sur fig. 8) et de eAm à eBi pour les autres (lignée EB) ; voir avant, fig. 8, tabl. 3], attribuables à des échanges chimiques entre les deux formations. Partant de ces observations, il a été proposé que :

- le monzogranite  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  représente un magma autonome d'origine crustale, faiblement hybridé ;
- les unités d'une hybridation sélective de plus en plus poussée entre magma de type  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  et magma basique mantélique ;
- l'unité  ${}^1\gamma^A$  résulte du mélange, avec homogénéisation, des deux magmas précités (70% de  ${}^1_p\gamma^{3AL}$  et 30% de basique).

La structure zonée concentrique récurrente de ce pluton occidental résulte d'une mise en place polyphasée. Comme le suggèrent leurs relations géométriques et la nature de leurs contacts, ses différentes unités ont vraisemblablement gagné successivement leur gisement définitif avec, dans l'ordre,  ${}^1\gamma^A$ , puis  ${}^1_p\gamma^{3AL} + {}^1\gamma^{3-5AL} +$  enclaves basiques et, enfin,  ${}^1_p\gamma^{3AL}$ . La mise en place de l'ensemble externe ( ${}^1_p\gamma^{3AL} + {}^1\gamma^{3-5AL} +$  enclaves basiques) serait responsable de la création, par effondrement souterrain aux dépens de l'unité intermédiaire précoce ( ${}^1\gamma^A$ ), de l'espace aujourd'hui occupé par l'unité interne ( ${}^1_p\gamma^{3AL}$ ) (Debon, *ibid.*).

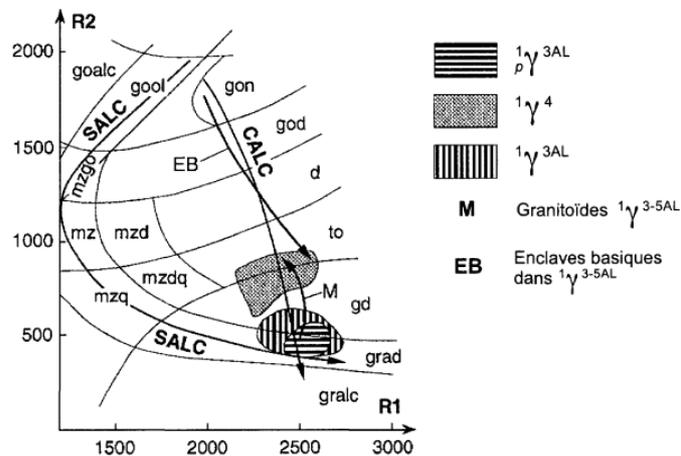
#### • Pluton oriental de Caunterets

Les données chimiques (éléments majeurs ; tabl. 4) montrent le caractère composite du pluton oriental de Caunterets (Debon, 1975, 1980, 1996). Deux groupes d'unités granitoïdes, indépendants l'un de l'autre, le composent, l'un sombre ( ${}^2_m\gamma^A$ ,  ${}^2\gamma^{4-5}$ ,  ${}^2\gamma^5\eta\theta$ ) et l'autre clair ( ${}^2\gamma^A_i$ ,  ${}^2\gamma^A_e$ ). Déduite des observations de terrain, la mise en place de ce pluton apparaît polyphasée, avec intrusion successive des unités sombres, puis de  ${}^2\gamma^A_e$  et, enfin, de  ${}^2\gamma^A_i$ .

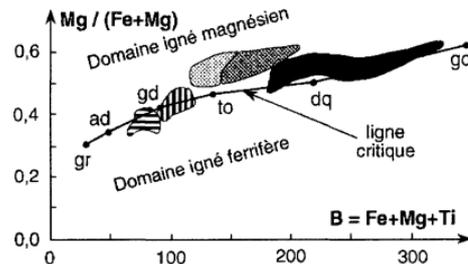
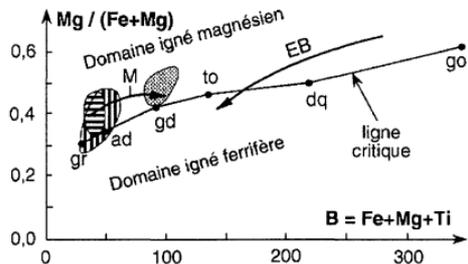
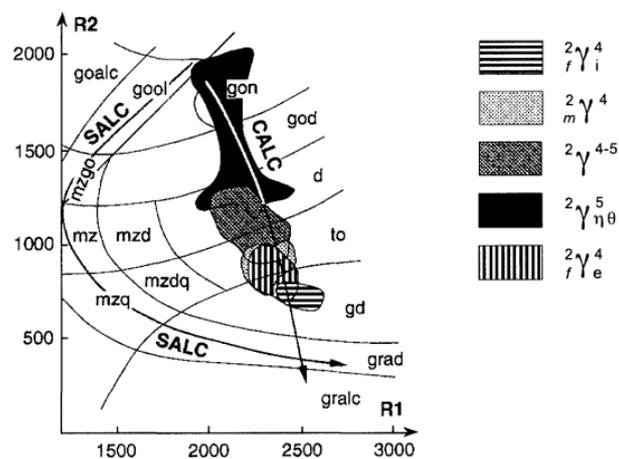
Le groupe des trois unités sombres constitue une suite calco-alcaline plus ou moins continue, à caractère magnésien généralement prononcé (fig. 8). Son évolution traduit, à l'échelle du pluton, une différenciation centripète ( ${}^2\gamma^{4-5}$  et  ${}^2\gamma^5\eta\theta$  sont plus sombres que  ${}^2_m\gamma^A$ ). Cette différenciation magmatique est à l'origine d'une partie de la structure zonée concentrique du pluton oriental. Elle pourrait avoir commencé en profondeur pour s'achever *in situ*. Le magma-parent des trois unités aurait eu une composition de granodiorite sombre et résulterait lui-même d'une hybridation entre magma basique mantélique et magma acide dérivé de la croûte continentale.

Le groupe des deux unités claires correspond à une association calco-alcaline, à caractère relativement ferrifère (fig. 8). L'unité la plus

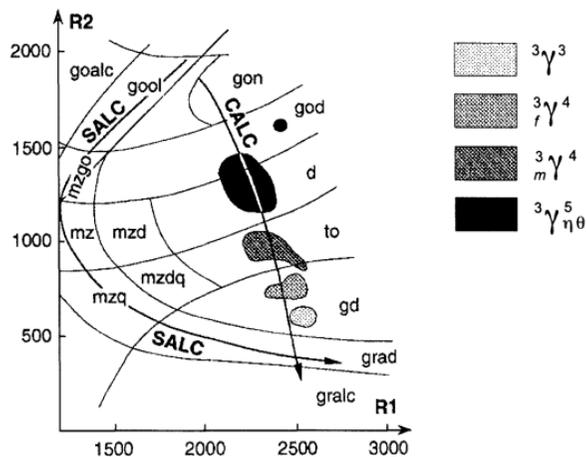
Pluton occidental de Cauterets



Pluton oriental de Cauterets



### Pluton de Panticosa



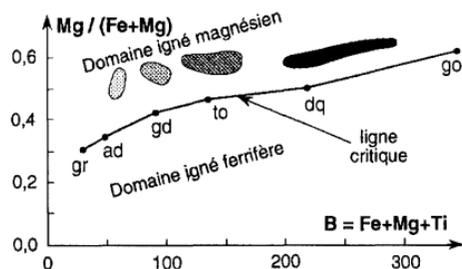
R1 R2 (La Roche et al., 1980) :  $R1 = 4 Si - 11 (Na+K) - 2 (Fe+Ti)$   
 $R2 = 6 Ca + 2 Mg + Al$

Paramètres en millications. Chaque case du diagramme correspond à un type pétrographique : d - diorite, gd - granodiorite, goalc - gabbro alcalin, god - gabbrodiorite, gon - gabbronorite, gool - gabbro à olivine, grad - granite indifférencié (syénogranite et adamellite), gralc - granite alcalin, mz - monzonite, mzd - monzodiorite, mzdq - monzodiorite quartzique, mzgo - monzogabbro, mzq - monzonite quartzique.  
 CALC = lignée calco-alcaline ; SALC = lignée subalcaline (ou alcalicalcique)

$Mg^* B$  (Debon et Le Fort, 1988) :  $Mg^* = Mg/(Fe+Mg)$  ;  $B = Fe + Mg + Ti$

Paramètres en millications. B est proportionnel à la charge en minéraux colorés. Ce diagramme sépare les roches ignées magnésiennes des roches ignées ferrifères.

ad - adamellite ( $\approx$  monzogranite), dq - diorite quartzique, gd - granodiorite, go - gabbro, gr - granite ( $\approx$  syénogranite)



**Fig. 8 - Distribution des plutons de Cauterets-Panticosa dans les diagrammes R1 R2 et  $Mg^* B$**

claire ( ${}^2\gamma^4_i$ ) représenterait un magma autonome, d'origine hybride, à forte contribution crustale. L'unité résulterait de la poursuite, à un niveau plus superficiel, des processus d'hybridation entre magma de type  ${}^2\gamma^4_i$  et magma basique mantellique (aujourd'hui représenté par les enclaves basiques). À l'image du pluton occidental, la mise en place de l'unité externe ( ${}^2\gamma^4_e$ ) et celle du stock d'Aynis (fig. 1) seraient responsables de la création, par effondrement souterrain aux dépens de l'unité précoce  ${}^2_m\gamma^4$ , de l'espace aujourd'hui occupé par l'unité interne ( ${}^2\gamma^4_i$ ) (Debon, *ibid.*).

Au total, la structure zonée concentrique complexe du pluton oriental résulterait d'une combinaison de processus similaires à ceux intervenus pour les uns dans Panticosa (voir ci-après), pour les autres dans Cauterets occidental (voir avant).

#### • **Pluton de Panticosa**

Géochimiquement bien distinctes les unes des autres, les quatre unités du pluton de Panticosa appartiennent à une même suite évolutive, de nature calco-alcaline et à caractère fortement magnésien (fig. 8, tabl. 4; Debon, 1975, 1980, 1996). À l'échelle du pluton, une telle évolution traduit une différenciation centripète, jalonnée par des sauts de composition au passage d'une unité à la suivante. Responsable de la structure zonée concentrique normale et régulière de Panticosa, cette différenciation se serait cependant réalisée non pas *in situ*, mais en profondeur, avant la mise en place simultanée ou successive, des différentes unités dans leur gisement définitif. Dans l'hypothèse d'intrusions successives, la mise en place des unités se serait faite de la plus sombre ( ${}^3\gamma^5\eta\theta$ , la seule à inclure des enclaves d'encaissant) vers la plus claire ( ${}^3\gamma^3$ ). Le magma-parent des quatre unités aurait eu une composition de granodiorite sombre, très similaire à celle proposée dans le cas des « unités sombres » du pluton oriental de Cauterets. Il résulterait lui-même d'une hybridation entre deux magmas, l'un acide et d'origine crustale, l'autre basique et d'origine mantellique.

#### **Structures, mise en place et tectonique**

Les microstructures (foliation, linéation) des granites de Cauterets-Panticosa sont difficiles à observer sur le terrain en raison de l'apparence habituellement isotrope de ces roches. Elles ont pu, cependant, être déterminées par la technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) (Gleizes et *al.*, 1998). L'âge de mise en place du complexe plutonique par rapport aux déformations hercyniennes demeure encore, toutefois, controversé.

#### \* **Généralités**

Partant des relations géométriques et des contacts observés entre les trois plutons de Cauterets-Panticosa, il est possible d'ébaucher une

chronologie relative de leur mise en place. Celle-ci reste approximative car chaque pluton correspond lui-même à une intrusion polyphasée (Panticosa excepté ?). Le groupe des unités sombres ( ${}^2_m\gamma^4$ ,  ${}^2\gamma^{4-5}$ ,  ${}^2\gamma^5\eta\theta$ ) de Cauterets oriental paraît le plus précoce. À l'opposé, les unités internes de Cauterets occidental ( ${}^1_p\gamma^{3AL}$ ) et oriental ( ${}^2_f\gamma^4$ ), d'orientation similaire (fig. 1), sont les plus tardives. Entre ces deux extrêmes, vraisemblablement proches dans le temps cependant, se situeraient les mises en place des autres unités, c'est-à-dire celles de Panticosa (pour tout ou partie) ainsi que  ${}^2_f\gamma^4_e$ ,  ${}^1\gamma^4$ ,  ${}^1\gamma^{3AL}$  +  ${}^1\gamma^{3-5AL}$ .

Selon F. Debon (1975), la mise en place du complexe plutonique de Cauterets-Panticosa serait tardi-tectonique, donc postérieure aux déformations hercyniennes majeures (c'est-à-dire post-D2; voir plus loin). Cinq faits principaux étaient ce point de vue :

- structure d'apparence isotrope des granites ;
- présence de roches également isotropes parmi les formations sédimentaires soumises au métamorphisme de contact ;
- caractère souvent sécant des granites sur les structures plissées, tant N-S que E-W, affectant ces formations sédimentaires, que celles-ci se localisent dans l'encaissant (ex., pics de las Argualas, pic de Chabarrou, Hourquette d'Ossoue) ou soient incluses dans les plutons eux-mêmes [enclaves de l'unité  ${}^1\gamma^{3-5AL}$  du pluton occidental, structurées selon un vaste sigmoïde (voir avant) ; enclaves de l'unité  ${}^3\gamma^5\eta\theta$ , dans la partie nord du pluton de Panticosa] ;
- forme polygonale et trapue des plutons, avec allongement, soit mal défini (Cauterets oriental, Panticosa), soit selon une direction WNW-ESE (Cauterets occidental, zone interne de Cauterets oriental) comparable, certes, à l'orientation de D<sub>2</sub>, mais aussi à celle de la majorité des filons basiques permien (fig. 6) ;
- l'âge relativement jeune (stéphanien, voire plus récent pour certaines unités) du complexe plutonique, indiqué par la datation à  $301 \pm 7$  Ma de la granodiorite  ${}^2_m\gamma^4$  (voir plus haut).

Un point de vue différent est soutenu par d'autres auteurs. Ainsi, pour J. Valéro (1974), le pluton de Panticosa s'est manifesté dès le début des déformations hercyniennes par une intumescence thermique, sa mise en place n'intervenant, cependant, que plus tardivement. Par ailleurs, H. Moreau (1975) dans son étude structurale de la région du Vignemale, attribue un caractère précoce à la mise en place des plutons Cauterets oriental et Panticosa. Ces plutons seraient synchrones des premières déformations et auraient joué un rôle actif dans leur développement.

L'interprétation des données d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) remet elle aussi en cause le caractère tardi-tectonique du complexe plutonique.

### • **Données ASM et interprétation**

L'étude de l'ASM (anisotropie de susceptibilité magnétique) a été réalisée à partir de l'échantillonnage de 201 sites dans les plutons de Cauterets (équipe de pétrophysique, Université Toulouse) et de 109 sites dans celui de Panticosa (V. Santana, Université Bilbao) (Gleizes et *ai*, 1998). Les roches du complexe ont un comportement paramagnétique et la valeur de leur susceptibilité magnétique est donc directement proportionnelle à leur teneur en fer (Gleizes et *al.*, 1993). Ceci se transcrit par une remarquable coïncidence entre la zonation de la susceptibilité magnétique et celle de la zonation pétrographique (Debon, 1972).

La linéation magnétique est parallèle à l'axe de zone des biotites et à l'orientation moyenne des baguettes d'amphibole, tandis que la foliation magnétique correspond à l'orientation moyenne planaire des biotites et amphiboles. La fabrique magnétique reflète donc directement la fabrique de la roche et permet la mise en évidence des structures internes des plutons (Heller, 1973 ; Bouchez et *al.*, 1990).

#### **Foliations (fig. 9)**

- **Le pluton oriental de Cauterets** montre la structure la plus simple avec des trajectoires concentriques étirées selon une direction NE-SW, globalement parallèles à la bordure du pluton et partiellement conformes à la zonation pétrographique. La récurance granodioritique externe ( $^2F^4_e$ ) qui forme une demi-couronne au Sud est en continuité structurale avec les diorites quartziques voisines. Les pendages sont généralement redressés.

- **Le pluton occidental de Cauterets** se caractérise par une nette discontinuité marquant la limite ouest du monzogranite central ( $^1\gamma^{3AL}$ ) ; celui-ci présente une structure typiquement en dôme, allongé N 110°E, avec des pendages divergents : faibles au cœur et moyens en bordure. À l'Ouest de cette discontinuité, les foliations composent un demi-dôme, tronqué à l'Est par , avec des pendages assez redressés et subparallèles à la bordure du pluton.

- **Le pluton de Panticosa** présente une structure particulière, jamais observée dans les autres plutons pyrénéens : les foliations ne s'organisent pas selon des trajectoires circulaires, parallèles aux bordures du pluton, mais dessinent des sigmoïdes obliques sur ces bordures. Ces sigmoïdes montrent une orientation moyenne NE-SW et sont ainsi sécants sur tous les types pétrographiques. Les pendages sont dirigés vers le Sud-Est dans la partie nord du pluton et vers le Nord-Ouest dans sa partie sud.

#### **Linéations (fig. 10)**

Leur plongement est le plus souvent faible, inférieur à 30°.

- *Le pluton oriental de Cauterets* possède des structures linéaires d'orientation moyenne NE-SW. Les linéations ont cependant tendance à se paralléliser aux contacts externes en bordure du pluton, traduisant ainsi l'étirement du magma parallèlement à ces contacts.

- *Le pluton occidental de Cauterets* montre une organisation complexe des structures linéaires. La discontinuité observée entre les trajectoires de foliation du corps oriental et celles du corps occidental ne se retrouve pas dans les directions de linéations. Celles-ci sont parallèles au contact externe du pluton le long de sa bordure ouest, mais elles s'organisent ailleurs selon deux directions principales : l'une NE-SW et l'autre N 110°E. La famille de direction N 110°E est répartie principalement suivant deux couloirs : l'un central et l'autre proche de la bordure sud. Le passage des directions NE-SW aux couloirs N110°E est généralement graduel formant ainsi des sigmoïdes bien marqués entre les deux couloirs.

- *Le pluton de Panticosa* présente aussi des linéations de direction moyenne NE-SW, dessinant des sigmoïdes parallèles aux trajectoires de foliations. Leur plongement, faible, est presque toujours orienté vers le Sud-Ouest. Cependant, le long de la bordure orientale et en quelques points à l'intérieur du pluton, les linéations sont à peu près perpendiculaires aux foliations et leur plongement suivant la ligne de plus grande pente est alors moyen à fort.

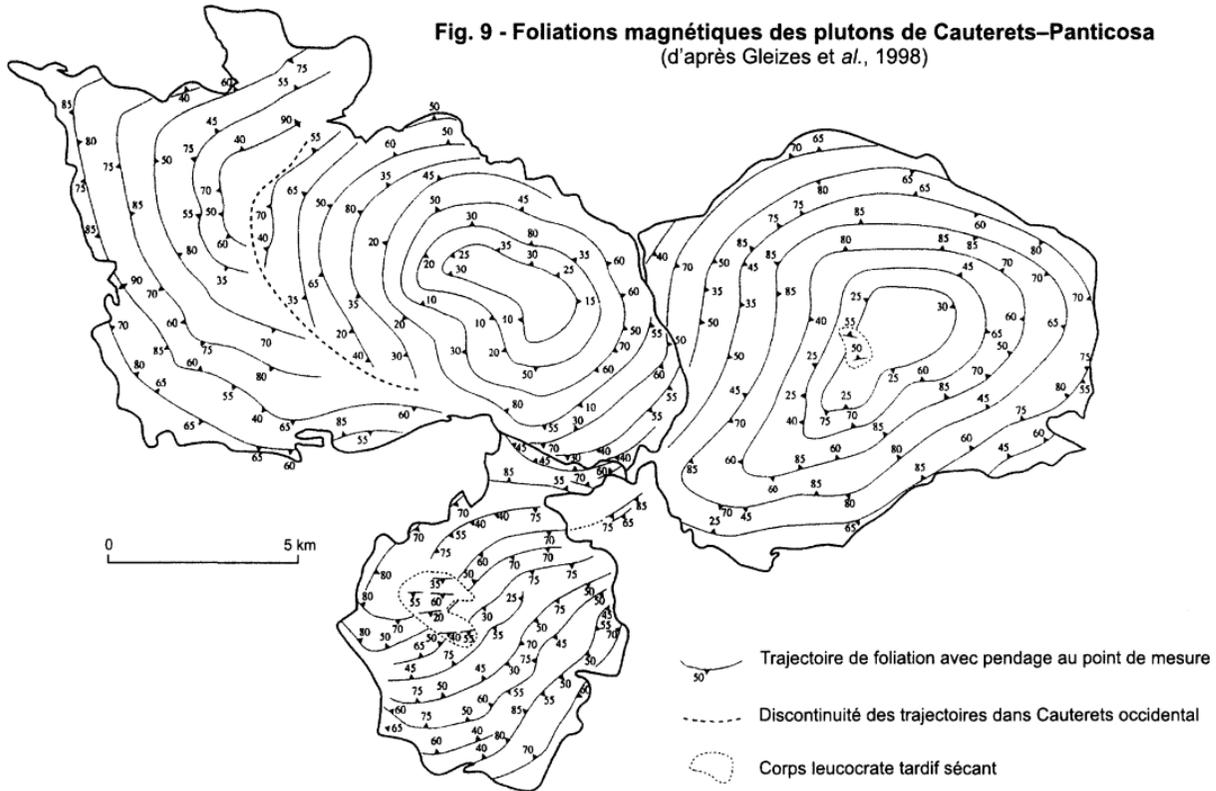
### *Interprétation des structures des plutons*

L'observation des lames minces montre que les roches des plutons de Cauterets-Panticosa ont subi une déformation plus ou moins intense à l'état submagmatique ou à l'état solide, mais presque toujours à haute température. Les structures observées traduisent donc la mise en place du magma ou sa déformation pendant ou immédiatement après sa cristallisation.

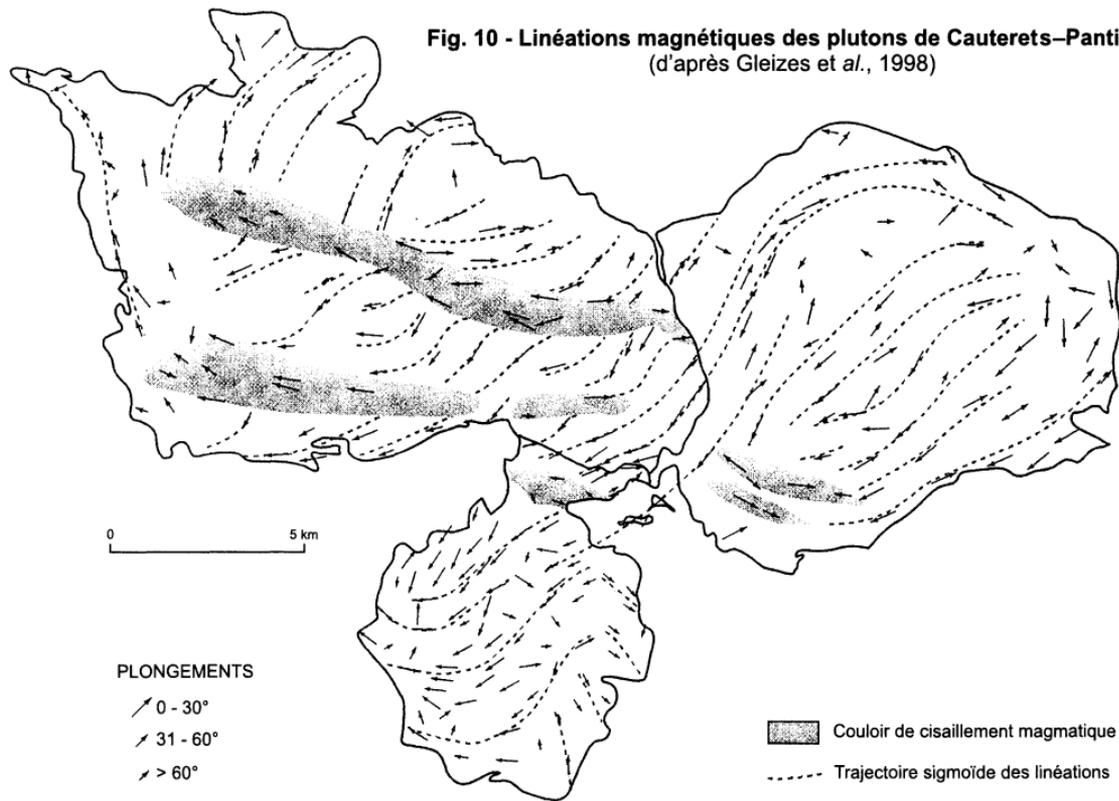
Dans Panticosa, les structures ont une orientation générale NE-SW, et sont franchement sécantes aussi bien sur la zonation pétrographique concentrique que sur la bordure nord-est du pluton. Cette géométrie est incompatible avec le modèle de mise en place diapirique suggéré par la forme subcirculaire du pluton. Les trajectoires sigmoïdes des foliations et des linéations subhorizontales ne sont pas directement liées à la montée du magma, mais traduisent sa déformation par une tectonique régionale dans son site de mise en place. La forme sigmoïde des structures, qui dessinent cartographiquement des S, indique que cette tectonique comportait une composante décrochante dextre.

Dans les deux plutons de Cauterets, on retrouve l'orientation NE-SW des linéations et leurs trajectoires sigmoïdes dextres. Les couloirs à linéations N110°E subhorizontales de Cauterets occidental, qui présentent systématiquement une déformation à l'état solide à haute température, comportent également des bandes étroites déformées à basse

**Fig. 9 - Foliations magnétiques des plutons de Cauterets-Panticosa**  
(d'après Gleizes et al., 1998)



**Fig. 10 - Linéations magnétiques des plutons de Cauterets-Panticosa**  
(d'après Gleizes et al., 1998)



température. Le couloir proche de la bordure sud du pluton est souligné par des valeurs particulièrement élevées de l'anisotropie magnétique. Ces couloirs correspondent à des zones de cisaillement développées dans une déformation continue pendant et immédiatement après la cristallisation du magma. Ces cisaillements résultent également de la tectonique décrochante dextre responsable des trajectoires sigmoïdes de l'ensemble des structures.

### *Mise en place des plutons durant la phase D<sub>2</sub>*

Dans l'encaissant métasédimentaire, les structures de la phase hercynienne majeure D<sub>2</sub>, qui ont une direction générale N110°E, s'infléchissent pour mouler les plutons (fig. 3). Les trajectoires de foliation dessinent, aux extrémités ouest et est de ces plutons, des points triples dissymétriques par rapport à la direction N110°E. Les linéations D<sub>2</sub> sont subhorizontales et les sens de cisaillement associés sont systématiquement dextres. Les structures de l'encaissant sont donc caractérisées d'une déformation cisailante dextre comparable à celle qui a été mise en évidence dans les plutons.

De plus, des observations locales sur la bordure nord de Panticosa montrent que les structures D<sub>2</sub> de l'encaissant se prolongent, avec la même cinématique associée, dans des panneaux de micaschistes inclus dans le granite. Dans ces panneaux, les andalousites du métamorphisme de contact sont syncinématiques de la déformation D<sub>2</sub>. L'ensemble des données dans les plutons et dans l'encaissant montre ainsi que les structures principales résultent d'un seul épisode tectonique. La mise en place des plutons a été contemporaine de la phase hercynienne majeure D<sub>2</sub>. Cette phase, qui présente une composante non coaxiale dextre, est aussi compressive et correspond donc à une transpression dextre dans l'ensemble des Pyrénées (Carreras et Capella, 1994 ; Leblanc *et al.*, 1996 ; Evans *et al.*, 1997).

La mise en place des magmas durant cette tectonique semble s'être effectuée à la faveur d'accidents N110°E, comme le suggèrent les couloirs de cisaillement de Cauterets occidental. Le couloir N110°E, situé dans l'axe de son corps monzogranitique central ( $^1_p\gamma^{3AL}$ ), pourrait correspondre aux zones d'alimentation de ce corps. Le couloir méridional paraît, quant à lui, avoir permis la montée des granitoïdes ( $^1\gamma^{3AL}$ ,  $^1\gamma^{3-5AL}$ ) formant les bordures ouest et sud du même pluton. En effet,  $^1\gamma^{3-5AL}$  comporte de nombreux alignements d'enclaves métasédimentaires qui ont gardé leur succession stratigraphique primitive (Debon, 1972). Ceci peut s'expliquer par l'apparition, à l'extrémité ouest du couloir de décrochement dextre, d'une zone en tension (comparable à une terminaison de faille en « queue de cheval ») et par la montée du magma entre les feuilletts d'encaissant qui s'écartaient dans cette zone en tension.

Ainsi, pour les auteurs de cette étude par ASM (Gleizes *et al.*, 1998), les plutons de Cauterets-Panticosa constituent un bel exemple de plutons syncinématiques d'une déformation modérée en contexte

transpressif. Cet exemple met en valeur l'intérêt des études structurales dans les plutons pour les reconstitutions géodynamiques.

### **Filons basiques *sensu lato***

Selon F. Debon et J.-L. Zimmermann (1993), ces filons basiques, de nature alcaline, dériveraient d'un manteau asthénosphérique, remonté à la suite d'une inversion du champ des contraintes tectoniques. Leur mise en place vers 268 Ma (Saxonien) s'inscrit dans le contexte des grands décrochements tardi-varisques. Elle marque, dans les Pyrénées, le passage du magmatisme orogénique calco-alcalin et aluminieux à un magmatisme anorogénique alcalin ou, en d'autres termes, le passage du cycle hercynien au cycle atlantico-alpin (Bixel, 1988). Par ailleurs, comme l'a souligné A. de Romeu (1907), ces filons basiques sont très rares ou inexistant dans les parties centrale et orientale de la zone axiale et très abondants à l'Ouest. Cette distribution hétérogène témoigne de conditions tectoniques différentes au long de la chaîne, celle-ci ayant pu être simultanément, à la fin de l'orogénèse hercynienne, en transtension à l'Ouest et transpression à l'Est. Des conditions similaires prévaudront au Crétacé supérieur, en liaison avec la rotation de l'Ibérie et l'ouverture du golfe de Gascogne, suggérant que celles-ci pourraient avoir débuté dès le Permien moyen.

### **ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE**

Les terrains affleurant sur la feuille Gavarnie appartiennent pour l'essentiel au Paléozoïque. Seule la bordure méridionale comporte du Mésozoïque et du « Nummulitique ». Le matériel sédimentaire violemment déformé durant l'orogénèse hercynienne a été ici intimement repris par la tectonique pyrénéenne et engagé dans une tectonique tangentielle à vergence sud.

Il convient donc de préciser le cadre structural de la feuille Gavarnie, d'analyser les structures relevant du cycle varisque et de montrer leur évolution durant le cycle alpin.

### **CADRE STRUCTURAL**

Dans les hautes vallées du gave de Pau et de la Neste d'Aure, reposant sur l'autochtone relatif métamorphique et sa couverture crétacée, par l'intermédiaire d'un accident jalonné d'ampélites siluriennes, viennent les formations paléozoïques de la nappe de Gavarnie. Cette dernière se compose d'une Unité inférieure et d'une Unité supérieure.

L'Unité inférieure comporte la nappe paléozoïque de Gavarnie et sa couverture crétacée décollée au niveau du Trias ; localement, celle-ci peut rester en relation plus ou moins directe avec le Paléozoïque (feuille Vielle-Aure).

L'Unité supérieure, au front de la précédente, donc plus méridionale, constitue la nappe du mont Perdu à matériel néocrétacé et «nummulitique».

### **Substratum métamorphique**

Le substratum métamorphique (« socle ») affleure à l'Est de la carte, dans la fenêtre de la haute vallée du gave de Pau. Sur lui, au-dessus d'une surface rubéfiée correspondant à une ancienne surface d'abrasion permo-triasique, reposent les calcaires néocrétacés. Ils forment un liseré relativement continu. Ce socle constitue un édifice allongé suivant la direction WNW-ESE; d'allure tabulaire il est limité au Nord, au Sud et à l'Ouest par une pente forte, de l'ordre de 50°.

Par gradins successifs, son altitude décroît nettement en allant d'Est en Ouest. Les dénivellations correspondent à des accidents hercyniens, subméridiens (rejet de 300 à 400 m). Cette configuration a eu, avant et lors de la mise en place de la nappe, une grande influence sur l'architecture de détail des masses chevauchantes.

L'accident de base de la nappe de Gavarnie se présente comme une surface gauche de direction générale WNW-ESE, épousant étroitement la configuration du substratum. Il est bien visible, dans la fenêtre de Gavarnie, au niveau de l'épaule glacière. D'abord à plongement nord (secteur de Gèdre), il devient subhorizontal à Saugué, Ossoue, Bellevue, puis plus au Sud encore, il plonge vers le Sud (Hôtel Bellevue).

### **Nappe de Gavarnie**

Sur la feuille Gavarnie, la nappe de Gavarnie comprend trois unités : l'Unité nord ou septentrionale à laquelle se rattachent les klippes de Lourdes-Sècres-Lary; l'Unité médiane ; l'Unité sud ou méridionale ; et enfin la couverture mésozoïque décollée.

- L'Unité nord (Unité 1 - Zone de racine de Majesté-Menjoulàs, 1979 ; Unité septentrionale de Majesté-Menjoulàs, 1981 ; Unité Vignemale de Galera-Fernandez, 1987) s'étend au Nord de la feuille en une large bande de formations paléozoïques d'orientation E-W. Elle comporte au Nord les plutons de Cauterets et de Panticosa dont les bordures méridionales peuvent être, localement, impliquées dans les chevauchements vers le Sud (coupes 2, 5 bis, fig. 24 hors-texte et coupe 5 sur la carte).

- L'Unité médiane et l'Unité sud (Unité Vignemale de Galera-Fernandez, 1987), différentes par la nature de leur contenu lithostratigraphique, constituent deux entités varisques. Dans le contexte alpin, les structures y étant identiques, elles avaient été regroupées en une seule unité (Zone des écaïlles, Majesté-Menjoulàs, 1979). Elles sont découpées par de nombreux chevauchements directionnels WNW-ESE pyrénéens ou hercyniens jouant en failles inverses (coupes 1, 4, 6, fig. 24 hors-texte).

- Les klippes de Lourdes, Sècres, Lary, se rattachant à l'Unité nord, viennent en contact anormal sur les formations de l'Unité médiane. Le matériel détritique, d'âge dévonien moyen à supérieur, couronne les pics de Lourdes, Sècres et Lary et témoigne du déplacement vers le Sud, le long d'une surface de décollement, de séries enracinées plus au Nord (coupe 4, fig. 24 hors-texte).

- La couverture crétacée décollée de son substratum paléozoïque forme d'Ouest en Est : une étroite bande sur les pentes nord de la Peña de Otal (du plateau de Bellevue en passant par San Nicolas de Bujaruelo) ; le port de Gavarnie et les Gabiétous. Elle est affectée par de nombreux chevauchements et têtes plongeantes (coupes 9 et 10, fig. 24 hors-texte).

### **Nappe du mont Perdu**

La couverture crétacée est dédoublée par un contact anormal subparallèle à la stratification qui, sur la feuille Gavarnie, passe au fond du cirque, puis dans les pentes des Sarradets, du Taillon et du Mondaruego, pour s'infléchir dans la vallée du rio Ara au-dessous des Fajas del Mallo. Cet accident fortement redressé (60 à 70° N) sur les pentes nord du cirque, du Taillon et du Mondaruego, devient subhorizontal en vallée du rio Ara. Cette unité décollée glisse vers le Sud et s'amortit frontalement dans le flysch du synclinal d'Aragon; elle est ici affectée par de nombreux plis en cascade, des chevauchements et des têtes plongeantes. Cette couverture constitue les hauts sommets frontaliers Gabiétous, Taillon, Marboré, ainsi que la Peña de Otal à l'Ouest.

## *ÉVOLUTION HERCYNIENNE*

Dans la haute chaîne primaire, il est souvent impossible de différencier ce qui relève du cycle hercynien de ce qui relève du cycle pyrénéen. Cependant le secteur de Gavarnie où existent des marqueurs stratigraphiques indiscutables tels le Trias (feuille Vielle-Aure) et le Crétacé supérieur permet de lever en partie l'ambiguïté.

### **Déformations précoces**

Les dépôts sédimentaires du Dévonien moyen à supérieur, c'est-à-dire du Givétien supérieur-Frasnien, indiquent la présence de bassins en extension avec des séries de plus en plus profondes, de plus en plus distales, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, à partir du bassin de l'Èbre émergé. Le secteur de Gavarnie correspond à la bordure sud de ce système. Ainsi dès le Dévonien moyen s'individualisent les trois unités : nord ou septentrionale, médiane et sud ou méridionale séparées par des failles normales listriques. Il s'agit là d'une tectonique en blocs basculés.

L'orogénèse hercynienne se marque, dans le "**socle**" autochtone de **Gavarnie-Bielsa**, par au moins trois phases de déformations ; la deuxième, majeure, s'accompagne d'un métamorphisme important. Le tableau 6 en donne la chronologie :

Phases de déformation		1	2	3
Secteur de Gavarnie	P. Debat 1965, 1969	Métamorphisme épizonal Plis N-S Métamorphisme mésozonal	Plis E-W déversés au N fractures E-W	
	C. Majesté Menjoulàs 1978	Plis isoclinaux N20° E Métamorphisme	Plis E-W à N 120° E déversés au N Schistosité de flux Métamorphisme	Plis chevrons et schistosité de crénulation E-W subverticale
Secteurs Moudang-Rioumajou A. Trouiller 1976 B. Roddaz 1977		Plis isoclinaux couchés au N Schistosité de flux Métamorphisme à chlorite-séricite	Plis concentriques Schistosité de crénulation Métamorphisme à biotite-staurotide andalousite	Ondulations Plan axial subvertical Schistosité de crénulation Plis chevrons Diaclases N-S

**Tableau 6 - Déformations hercyniennes dans le "socle" de Gavarnie**

Dans la **racine et la nappe** trois phases caractérisent cette même orogénèse avec tout au plus un métamorphisme épizonal (tabl. 7) :

Phases de déformation		1	2	3
<b>Bordure sud du Néouvielle</b> C. Lamouroux 1976		Schistosité verticale SH <sub>1</sub> - (DH <sub>1</sub> )	Plis E-W dissymétriques déversés vers le S Schistosité de crénulation SH <sub>2</sub> - (DH <sub>2</sub> )	
<b>Racine-Nappe</b> J. Joseph 1973 C. Majesté 1975 A. Pérès 1976		Plis N20° E couchés vers l'W Schistosité SH <sub>1</sub>	Plis E-W à N 110° E subverticaux à déversés au S Schistosité SH <sub>2</sub>	Plis coniques N20° E Accidents E-W et chevauchements
<b>Rio Ara</b> H. Moreau 1975		Phase 0 avec plis E-W droits Mise en place de Caunterets oriental  Phase 1 - Plis N-S couchés vers l'W Charriages vers l'W	Plis E-W déversés au S avec écaillage vers le S	
<b>Sud Panticosa</b> J. Valéro 1974		Plis N-S à N20° E Schistosité SH <sub>1</sub> Chevauchements	Plis E-W à N 110° E couchés vers le S Schistosité SH <sub>2</sub>	Plis H' <sub>2</sub> N-S Accidents E-W et chevauchements

**Tableau 7 - Déformations dans le matériel paléozoïque de la nappe de Gavarnie**

Cette distension, sans arriver à une océanisation vraie, s'arrête au Dévonien supérieur avec l'amorce de la fermeture du bassin qui se continuera durant le Carbonifère inférieur et s'achèvera avec les dépôts du Culm. Ainsi une partie des récifs du Dévonien supérieur a été karstifiée, témoignant d'une émergence puis d'un retour des dépôts marins avec le Viséen remplissant les poches karstiques ; ceci peut être observé sur la crête du pic Saint-André ; les calcaires viséo-namuriens correspondent à une plate-forme carbonatée de faible profondeur et présentent de nombreux filons sédimentaires à matériel de Culm.

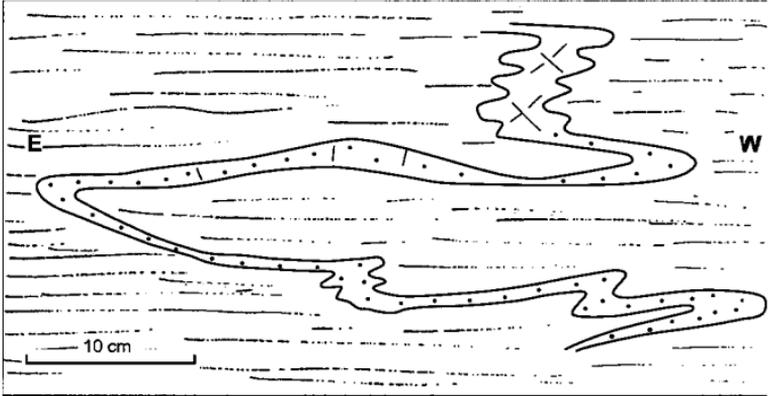
La fermeture des bassins au début du raccourcissement hercynien va s'accompagner d'une tectonique tangentielle amenant les trois unités paléozoïques à se superposer en chevauchements vers le Sud, par l'intermédiaire des anciens accidents normaux qui les séparaient au moment des dépôts. Ici la seule tectonique tangentielle pyrénéenne bien que très marquée ne suffit pas à expliquer leur juxtaposition actuelle.

Il faut cependant distinguer les déformations affectant le Paléozoïque du substratum profond cambro-ordovicien d'une part, et le Paléozoïque post-silurien sous-jacent d'autre part (voir relations déformations-métamorphisme).

### **Succession des déformations varisques (tabl. 6 et 7)**

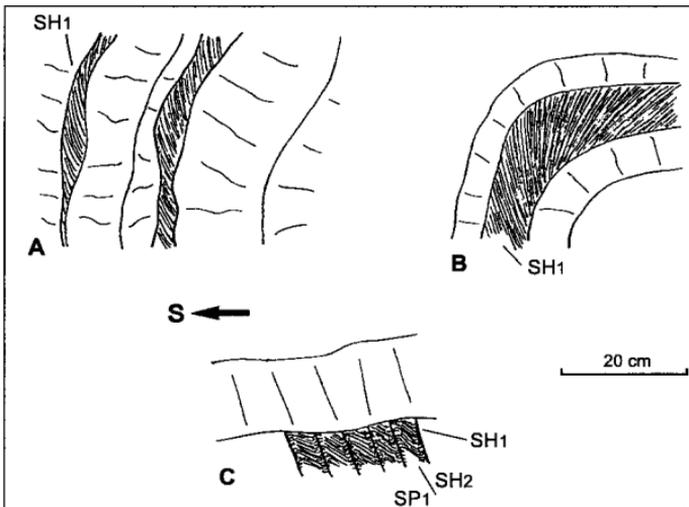
- **Les plis.** Deux déformations sont observables à plusieurs échelles. La première se caractérise par des plis N-S à N 20° E, déversés à couchés vers l'Ouest ou l'WSW, avec une schistosité de flux plan axial (SH1). Malgré les déformations postérieures qui les masquent, une quarantaine de charnières peuvent être observées ; ce sont des charnières de type isoclinal, d'échelle centimétrique à métrique, déversées à couchées vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Quelle que soit la formation affectée par le plissement (pélites dévoniennes, calcaires dévoniens, pélites carbonifères) on retrouve le même type de plis (prise d'eau de Soutarra, Oule de Bué, Sarre Haute, calcaires de Lourdes). Ces plis pourraient être liés aux grands chevauchements précoces (fig. 11).

La deuxième déformation se marque dans la série paléozoïque par des plis métriques à hectométriques, à axe en général E-W, faiblement déversés vers le Sud et à schistosité plan axial SH2 de flux ou de fracture selon les cas - plongement 60° N - (anticlinal de Cestrède, synclinal du pic Rond de Tapou, anticlinal du Soum Blanc-Soum Braqué, par exemple) (fig. 12). Cette déformation et la première déformation pyrénéenne sont homoaxiales. La schistosité pyrénéenne SP1 ayant été induite par la schistosité hercynienne SH2, cette dernière sera souvent difficile à mettre en évidence et c'est surtout dans l'Unité nord que l'on pourra l'observer. Ailleurs, SH2 présente des stries de glissements synchrones de la première déformation pyrénéenne (Unité médiane par exemple). Sur la rive gauche du gave d'Ossoue, peu en aval du Pont-de-Neige, un pli E-W décamétrique, faiblement déversé vers le Sud, avec schistosité SH2 plan axial est recoupé par un filon doléritique



Pli hercynien N160° E avec schistosité de flux N 110° E inclinée de 60° N

Fig. 11 - Pli précoce dans les calcaires rubanés de la Sarre Aute



A et B : schistosité de flux SH1 déformée par plis N 110° E

C : schistosité de crénulation SH2 déformant une schistosité de flux SH1 dans les pélites et schistosité de fracture dans les quartzites

SP1 : première schistosité pyrénéenne homoaxiale avec SH2

Fig.12 - Schistosité dans la série de Sia (cirque d'Aspé)

(phase tardive par rapport à la mise en place des plutons granitiques) qui en confirme l'âge hercynien.

Localement, à proximité des plutons de Cauterets (Majesté-Menjoulàs, 1979) et de Panticosa (Valéro, 1974) des plis N-S à 10°E déforment la schistosité SH2.

Enfin, la superposition de ces deux déformations donne souvent des figures d'interférence décimétriques en dômes et bassins (Soum de Caubarole, fig. 13 ; la Canau-de-Lourdes).

• **Les accidents : failles et chevauchements.** Parallèlement à ces déformations souples se sont développées des déformations cassantes. Ainsi, J. Valéro (1974) et H. Moreau (1975) décrivent des décollements et glissements vers l'Ouest lors de la première phase et des chevauchements vers le Sud, postérieurement à la deuxième phase.

La datation des cassures, fort nombreuses, ne peut être faite de façon précise car, dans la majorité des cas, elles ont rejoué lors du cycle alpin.

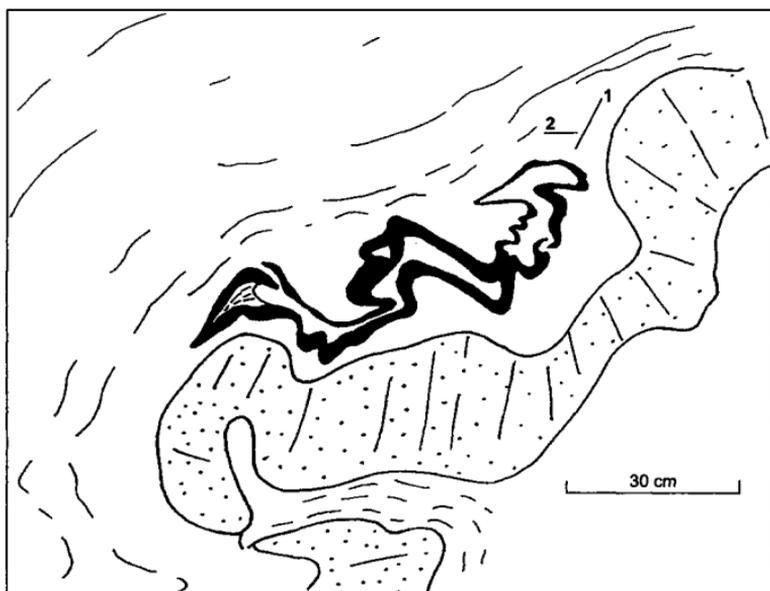
Citons ici deux grands accidents indiscutablement d'âge hercynien et qui ont rejoué au Tertiaire.

**L'accident de Bareilles.** Cet accident d'orientation WNW-ESE se situe dans la vallée du gave de Pau, 1,5 km environ en aval de Gavarnie. Il plonge au SSW de 50° environ et l'on peut y observer des migmatites très altérées et mylonitisées chevauchant des ampélites siluriennes. Sur la rive gauche du gave de Pau, R. Mirouse (1962), signale la présence de Crétacé autochtone venant se pincer dans l'accident. L'accident de Bareilles, comme l'a montré P. Debat (1965), sépare dans le socle métamorphique deux domaines très différents au point de vue pétrographique. Il s'agit donc d'un accident ancien hercynien qui, comme l'indique la présence de terrains crétacés, a rejoué lors de l'orogénèse pyrénéenne.

Vers l'Ouest, cet accident se raccorde au complexe faillé d'Aspé. Il disparaît à l'Est sous les formations charriées du Piméné.

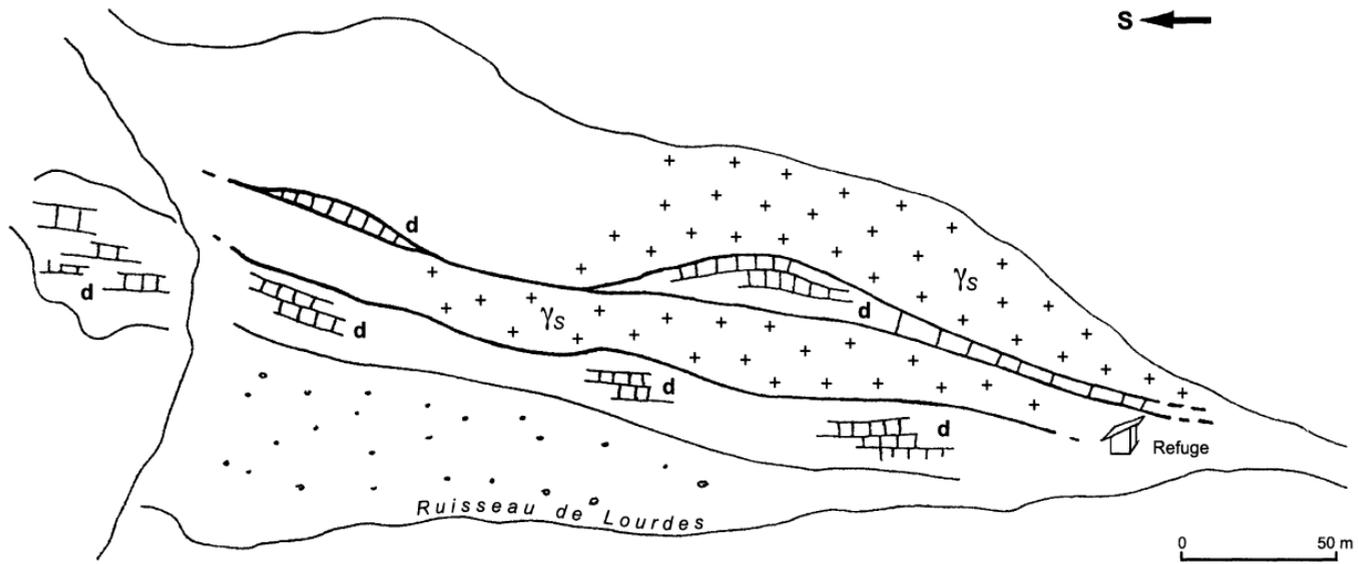
Durant la mise en place de la nappe, les mouvements au niveau de l'accident de Bareilles sont identiques à ceux de l'accident de La Prade, au Sud de Gavarnie, qui, comme lui, plonge au Sud. Ils ont joué en failles inverses concourant ainsi à raccourcir le socle suivant une direction N-S tout en augmentant son bombement.

**L'accident d'Aspé** (fig. 5 et 14). Au niveau des pentes de Lourdes et de Serradiouse (vallée d'Ossoue), une série d'accidents NE-SW constitue le complexe de la faille d'Aspé (Mirouse, 1962; Moreau, 1975). Cet accident se poursuit dans la vallée du río Ara (Wensink, 1962; Van Lith, 1965).



Un premier pli (1) de direction parallèle au plan de coupe est repris par de petits plis orthogonaux ou suborthogonaux (2)

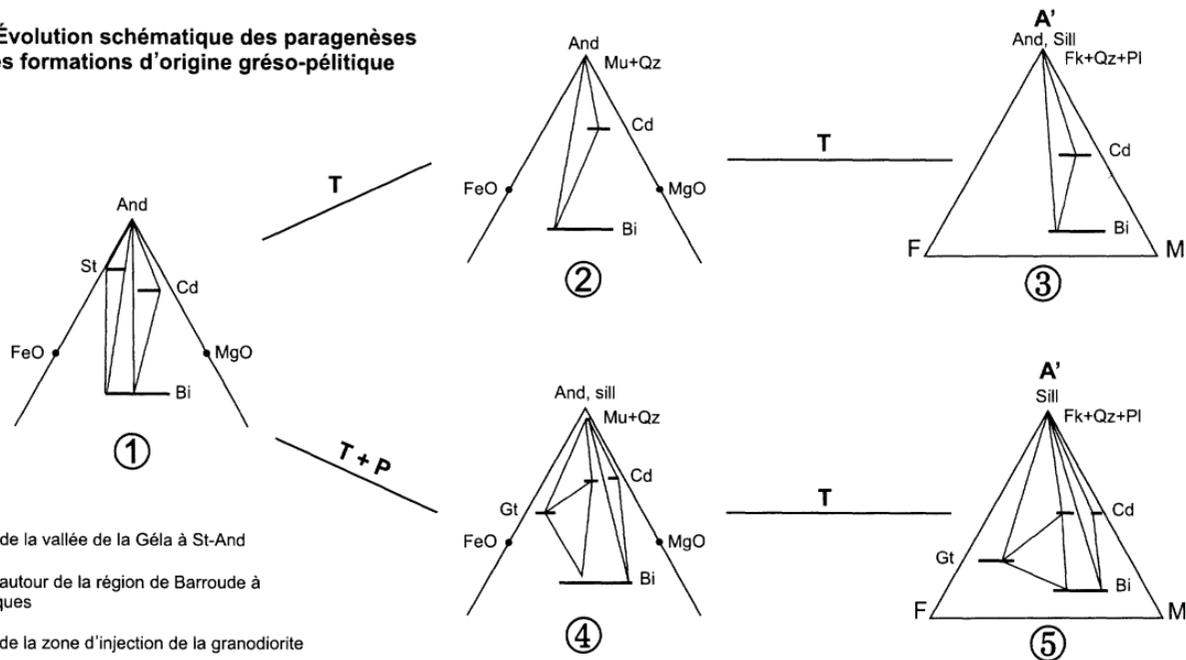
**Fig. 13 - Figures d'interférences dans les calcaires du Soum de Caubarole**



d : Calcaires dévoniens de la "dalle" ;  $\gamma_s$  : Granite de Serradiouse

Fig. 14 - L'accident d'Aspé, rive gauche du ruisseau de Lourdes

**Fig. 15 - Évolution schématique des paragenèses dans les formations d'origine grésopélitique**



- ① Micaschistes de la vallée de la Géla à St-And
- ② Micaschistes autour de la région de Barroude à And et St reliques
- ③ Micaschistes de la zone d'injection de la granodiorite

Gneiss et micaschistes représentés en partie par les  
 ④ formations micaschisteuses plus méridionales de la vallée de Gavarnie

- ⑤ Gneiss à sillimanite et formations migmatitiques

La progradation 1, 2 et 3 correspond à l'évolution liée à la mise en place des roches magmatiques dans le secteur de Barroude, et donc liée à une augmentation de la température

La progradation 1, 4 et 5 est liée à une augmentation de P+T pour le passage de 1 à 4 et à une augmentation essentiellement de T pour le passage de 4 à 5

Cet accident est constitué par des écaillés de calcaires dévoniens et de granite mylonitisé, d'orientation SW-NE. Au Sud-Ouest du refuge de Lourdes, les calcaires de la « dalle » dessinent un pli anticlinal de direction NE-SW déversé au Sud-Est. Au cœur de ce pli, encapuchonnée par les calcaires, affleure la lame de granite. Il s'agit d'une ancienne lame de granitoïde injectée dans un grand accident hercynien. Au Dévonien, cet accident sépare deux domaines à sédimentation différenciée. Son rejeu pyrénéen s'est traduit par la formation d'écaillés de pélites et calcaires dévoniens, parfois d'ampélites siluriennes, et par une mylonitisation des lames granitiques. Ce rejeu est en grande partie antérieur à la mise en place de la klippe de Lourdes ; le contact de base de cette dernière le masque vers le Sud-Ouest.

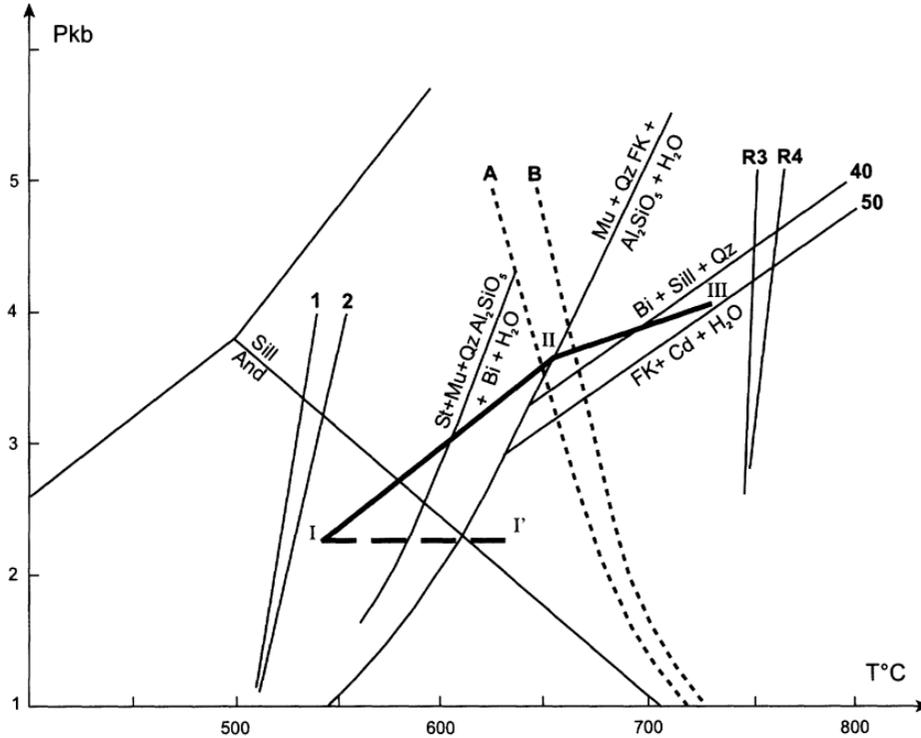
### MÉTAMORPHISME HERCYNIEN, MAGMATISME ET DÉFORMATIONS DANS LE COMPLEXE DE GAVARNIE

#### Métamorphisme hercynien (fig. 15 et 16).

Dans les Pyrénées centrales et occidentales, le métamorphisme hercynien se manifeste par le développement de grands dômes structuro-métamorphiques (Soula et *al.*, 1986) dont le cœur est occupé par les formations les plus métamorphiques, tel le dôme de Gavarnie-Héas-Barroude-plan-de-Larri (Dahmani, 1987; Driouch, 1987).

Dans le dôme régional, on peut reconstituer la succession suivante par ordre croissant de transformations :

- micaschistes de Barroude, en bordure, caractérisés par la présence simultanée d'andalousite et de staurotide;
- micaschistes du Sud de la vallée de Gavarnie où le staurotide disparaît, où l'andalousite persiste et où la sillimanite apparaît ;
- gneiss de Gavarnie, marqués par la disparition de l'andalousite et la formation de feldspaths potassiques par la réaction :  $Mus + Qz \rightarrow FK + Sill + H_2O$ . Dans les gneiss du village, on observe le développement limité d'une anatexie correspondant aux réactions :  $Ab + FK + Qz + H_2O \rightarrow liquide$  et  $Sill + Ab + FK + Qz + H_2O \rightarrow liquide$ . Les formations carbonatées sont caractérisées par la paragenèse :  $Di + Ce + Qz + Wo + Gt + Id$ .
- migmatites de Gavarnie et de la vallée d'Héas, où le phénomène de fusion est largement développé. L'abondance de la cordiérite ( $Bi + Sill + Qz \rightarrow FK + Cd + H_2O$ ) et la présence du couple  $Gt-Bi$  ont permis d'estimer les conditions de l'anatexie à 4 kb pour une température maximum de 730 °C. Les skarns en *septa* au sein des migmatites présentent deux paragenèses : une paragenèse précoce  $Di + An + Gt + Cc + Qz$  ; une paragenèse secondaire  $Wo + Cc + Gt + An + Id + Qz$ .



Les courbes sont empruntées à :

1 :  $\text{Chl} + \text{Mu} \rightleftharpoons \text{St} + \text{Bi} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$   
(Hoschek, 1969)

2 :  $\text{Chl} + \text{Mu} + \text{Qz} \rightleftharpoons \text{Cd} + \text{Bi} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$   
(Winkler, 1979)

$\text{St} + \text{Mu} + \text{Qz} \text{ Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$   
(Hoschek, 1969)

$\text{Mu} + \text{Qz} \text{ FK} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$   
(Chatterjee et Johannes, 1974)

$\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Qz} \text{ FK} + \text{Cd} + \text{H}_2\text{O}$   
(Holdaway et Lee, 1978)

R3 :  $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Qz} \text{ Gt} + \text{FK} + \text{L}$   
(Thompson, 1982)

R4 :  $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{FK} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{L}$   
(Thompson, 1982)

A :  $\text{Sill} + \text{Ab} + \text{Fk} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{L}$   
(Thompson et Tracy, 1979)

B :  $\text{Ab} + \text{FK} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{L}$   
(Chatterjee et Johannes, 1974)

$\text{And} \rightleftharpoons \text{Sill}$  (Holdaway, 1971)

I - Vallée de la Géla

I' - Secteur de Barroude

II - Gavarnie, gneiss migmatitiques

III - Zone d'anatexis généralisée  
(Migmatites et granites)

Fig. 16 - Évolution des transformations métamorphiques dans l'ensemble de l'édifice - Diagramme P.T à  $\text{Pt} = \text{PH}_2\text{O}$

L'évolution des conditions thermodynamiques, définie à partir de la reconstitution des équilibres ainsi que des données bibliographiques et géothermobarométriques, met en évidence le caractère essentiellement thermique des transformations, avec notamment une variation de pente de la trajectoire de la courbe PT au passage gneiss/migmatites, montrant le rôle primordial de la température dans l'anatexis (fig. 16). Dans l'hypothèse d'une continuité d'affleurements dans la reconstitution du dôme (l'étude structurale montre qu'il n'en est pas ainsi au sens strict) (Debat, 1965; Dahmani, 1987), le gradient géothermique peut être estimé à 80°C/km pour le dôme régional. Localement (secteur de Barroude), le gradient peut atteindre 100 à 120°C/km.

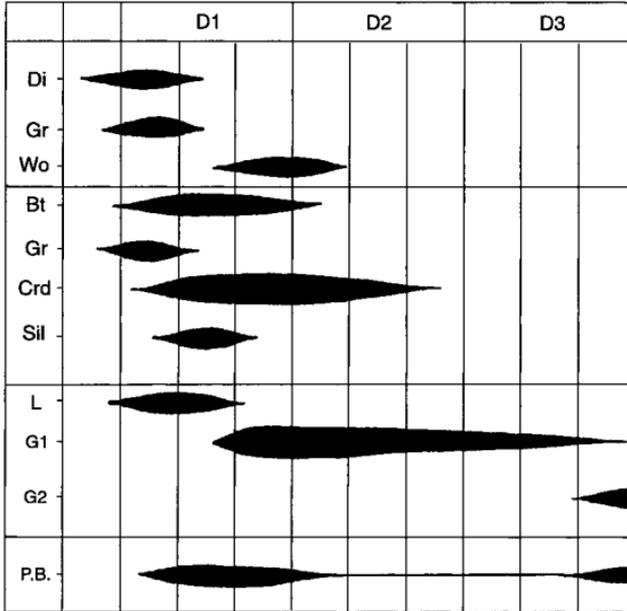
### **Gabbros et métagabbros**

Dans la vallée d'Ossoue, affleurent de petits stocks plurimétriques de roches basiques et ultrabasiques (6). Sur la feuille Vieille-Aure, il s'agit de massifs de grandes dimensions (Gloriettes, Aguila, Troumouze).

Les travaux de P. Debat (1965), Y. Driouch (1987) et Y. Driouch et *al.* (1989, 1996) conduisent à admettre le même mode d'évolution pour l'ensemble de ces roches, à savoir :

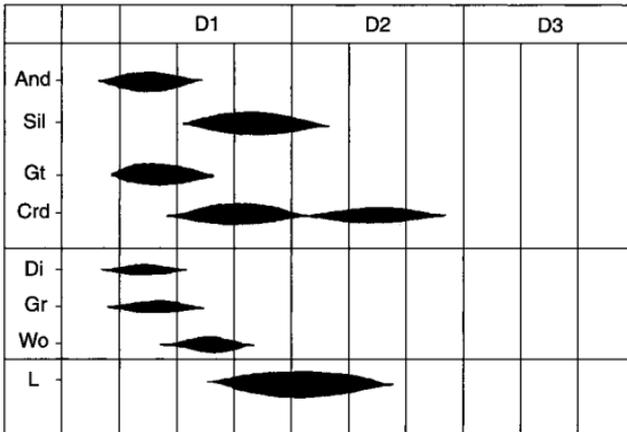
- cogénéisme probable de toutes les variétés pétrographiques ;
- différenciation par cristallisation fractionnée pour la plupart des roches ;
- évolution chimique particulière à chaque massif pour le type pétrographique dominant (gabbros et roches ultramafiques pour les Gloriettes, diorites pour les autres massifs) avec le même processus de différenciation par cristallisation fractionnée pour le massif de Troumouze et par cristallisation à l'eutectique pour les roches non cumulatives ;
- existence d'enclaves correspondant à des termes précoces de la série magmatique au sein de faciès plus différenciés avec ou sans termes intermédiaires.

Cet ensemble de caractères conduit à proposer le schéma suivant pour l'évolution magmatique. Au sein d'une chambre magmatique profonde se formeraient des cumulats ultramafiques et gabbroïques par cristallisation fractionnée avec individualisation de liquides différenciés de composition gabbroïque à dioritique. Ces liquides auraient été expulsés le long de fractures, à la suite de déformations affectant le réservoir magmatique, pour former des satellites que représenteraient les massifs de gabbros et de diorites. Ces liquides auraient ramené et remonté des fragments de cumulats ultrabasiques et gabbroïques sous forme d'enclaves. Ils auraient ensuite évolué au sein de leurs chambres magmatiques, soit par cristallisation fractionnée donnant des cumulats dioritiques, soit à l'eutectique.



L : leucosome tonalitique ; G1 : granite à cordiérite ; G2 : granite monzonitique en petits massifs ou en filons ; P.B. paragenèse basique

Fig. 17 - Relations métamorphisme-cristallisation anatectique et déformations dans la zone à anatexie généralisée



L : localisation des leucosomes des gneiss migmatitiques de Gavarnie

Fig. 18 - Relations métamorphisme-cristallisation anatectique et déformations dans les formations du Sud de la vallée de Gavarnie

### **Relations déformations, métamorphisme et anatexie (fig. 17 et 18)**

Les formations du "socle" de Gavarnie sont affectées par la tectonique hercynienne à caractère polyphasé avec superposition de plusieurs phases de déformation :

- une déformation majeure D1, marquée par le développement d'une foliation généralisée dont l'organisation dans l'espace définit le dispositif structural général ;
- une déformation tardive D2, se traduisant par des plis de la foliation majeure et un clivage de crénulation ;
- une déformation tardive D3, marquée par des plis de type *kink-bands*.

Ces trois déformations apparaissent au niveau du socle métamorphique, et il est difficile d'établir une concordance avec les trois déformations affectant la série post-silurienne décrites dans le paragraphe traitant de l'évolution hercynienne (tabl. 6 et 7).

L'étude des variations d'orientation des foliations majeures permet de reconstituer la structure d'ensemble. C'est un dôme incomplet dont la partie centrale est occupée par les migmatites du Nord de la vallée de Gavarnie et de la vallée d'Héas, c'est-à-dire par les formations les plus transformées, et les bordures par les séries métamorphiques du Sud de la vallée de Gavarnie et du cirque de Barroude. Le dôme est irrégulier, la foliation des anatexites du cœur présentant un pendage faible à subhorizontal, alors que la foliation des micaschistes de bordure montre un pendage de 40 à 60°S, et incomplet, le dôme étant tronqué au Nord par l'accident de Gèdre.

L'étude des relations entre les déformations et les cristallisations métamorphiques et anatectiques met en évidence les points suivants :

- de manière générale les cristallisations métamorphiques et celles des lits leucosomiques sont contemporaines de la foliation définissant le dôme ;
- les cristallisations métamorphiques sont plus précoces dans les formations les plus transformées et géométriquement les plus profondes. Ainsi, dans les mésosomes des migmatites, les minéraux comme la sillimanite ou l'andalousite sont synchrones ou antérieurs à la foliation 1, alors que dans les micaschistes de Troumouze structuralement plus élevés, le staurotide et la biotite terminent leur cristallisation postérieurement à D1.

Le métamorphisme migre donc dans l'espace et dans le temps et s'établit plus précocement dans les formations les plus profondes :

- les cristallisations de magmas anatectiques sont postérieures au métamorphisme prograde et s'étalent largement dans le temps, avec

une évolution du matériel cristallisé vers des compositions de plus en plus sodipotassiques et quartzieuses au fur et à mesure de l'évolution ;

- les roches basiques présentent des paragenèses secondaires orientées suivant une foliation identique à celle des migmatites. Leur mise en place est antérieure au phénomène anatectique.

### **Schéma géodynamique**

Les formations du complexe de Gavarnie ont probablement un âge ordovicien à cambrien inférieur.

Tôt dans l'orogénèse hercynienne s'individualise en profondeur un magma basaltique issu du manteau résultant d'un amincissement crustal (distension du Dévonien moyen).

L'amincissement crustal et la concentration du magma se traduisent par un flux de chaleur dont la migration vers le haut des séries va diriger l'évolution du métamorphisme et de l'anatexie, et s'accompagner, parallèlement, d'une différenciation du magma basique (6).

La montée des isogéothermes atteint les formations de la base du Paléozoïque et provoque un métamorphisme et une anatexie dont l'importance dépend de la composition des roches originelles, qui sont ici extrêmement hétérogènes. La fusion anatectique sera très irrégulière et même complète pour certains niveaux.

Parallèlement à cette montée du flux thermique, le liquide dioritique monte à la faveur de fractures entraînant des fractions déjà cristallisées correspondant aux cumulats ultrabasiques et gabbroïques. L'état de cristallisation des magmas est variable :

- quasi complet pour les gabbros ;

- incomplet pour les diorites qui continuent à se différencier. Le flux thermique poursuit son ascension dans les formations sus-jacentes aux migmatites en développant un métamorphisme dont l'intensité décroît vers le haut des séries.

## *ÉVOLUTION PYRÉNÉENNE*

### **Déformations pyrénéennes dans le complexe plutonique de Cauterets-Panticosa**

Durant l'orogénèse alpine, les plutons de Cauterets-Panticosa ont réagi comme des blocs rigides. Ceci s'est traduit par une importante fracturation s'exprimant par un très dense réseau de failles aisément discernables sur le terrain comme en photographie aérienne (Debon, 1972). Ces failles sont en majorité subverticales, souvent sans déplacement

apparent, avec une orientation principalement E-W dans les plutons de Cauterets et N-S dans celui de Panticosa (fig. 19). Leur trajet se marque par une déformation cataclastique, avec ou sans laminage, décelable sur une puissance variable, métrique à plurihectométrique.

Les failles à remplissages carbonatés finement cristallins sont fréquentes (ex., Pont d'Estaloué, pic Wallon). L'origine de ces carbonates pourrait être liée à la rétromorphose des granites. Du quartz peut également être présent. En outre, des remplissages par des filons basiques, parfois fortement laminés, s'observent localement (ex., faille Collado de los Musales-col de la Fache). Ceci confirme, eu égard à l'âge permien de ce type de filons, que certaines failles préexistaient à l'orogénèse alpine et ont rejoué lors de celle-ci.

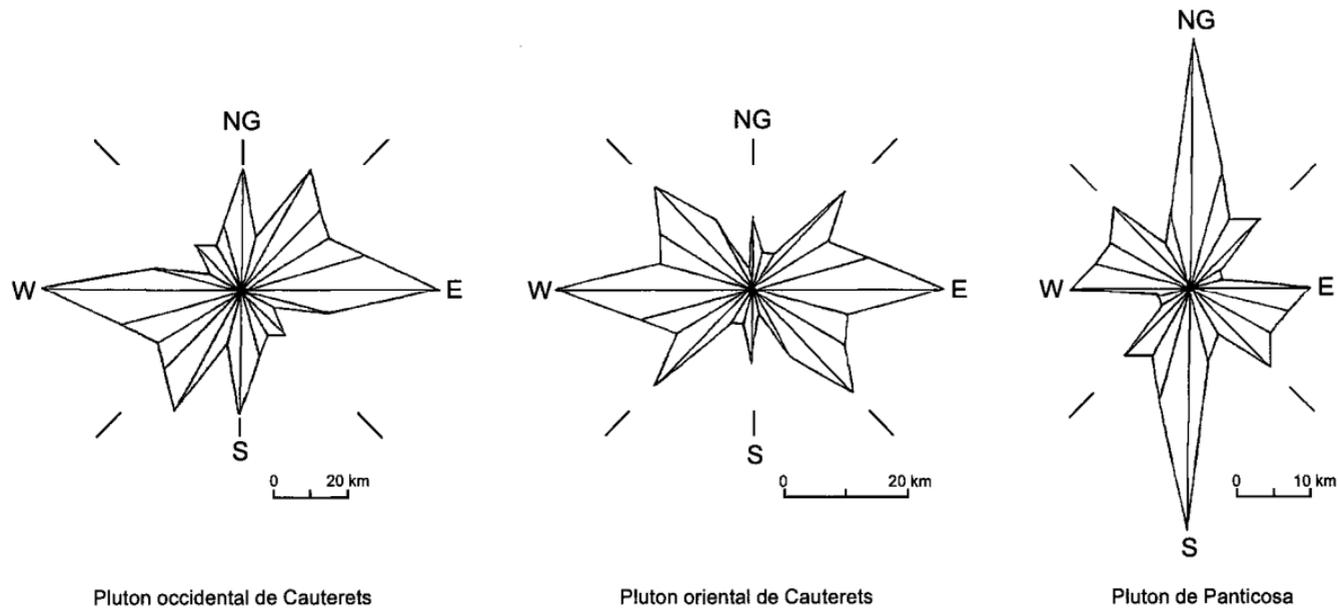
Autre conséquence de l'orogénèse alpine, les granites chevauchent localement leur encaissant selon un contact tectonique (coupe 11, fig. 24 hors-texte). Rares et de faible amplitude, ces chevauchements sont restreints à deux secteurs de la bordure méridionale du pluton oriental de Cauterets (tuc de Labas, Sud-Est du lac de Cestrède). Dans le secteur Cestrède-Soutarra, la limite du pluton, grossièrement N70°E à E-W, s'enfonce au NNW de 50°, pour passer à N40°E avec un plongement de 30° NW. Très déformée, la granodiorite ( ${}^2\text{r}\gamma^4_a$ ) présente deux schistosités, l'une N100°E plongeant à 60° N, l'autre N80°E plongeant à 60° S. Toujours dans ce secteur, le contact anormal de la granodiorite écrasée sur les cornéennes a été observé en galerie (Destombes, 1957) avec un plongement local de 10° N. Les surfaces de stratification des séries sédimentaires sont, elles, subverticales. La galerie recoupe plusieurs zones mylonitiques plongeant au NNE de 70 à 15° et dont l'épaisseur varie de 0,2 à 10 m. Certaines de ces mylonites se poursuivent dans l'encaissant où leur observation devient difficile du fait du rejeu des surfaces de stratification et de schistosité : on passe alors d'un accident unique à une multitude de petits accidents qui semblent s'amortir peu à peu en s'éloignant du pluton.

Vers l'Ouest, en amont du lac de Cestrède, des surfaces listriques courbes, de direction N 110°E à plongement nord, recoupent le contact; les stries sont orientées N-S. Deux schistosités le traversent, l'une, de fracture, à N60°E (plongement 50°NNW), l'autre, plus tardive, à N 160° E (plongement 40° E).

Ce contact chevauchant vers le Sud de l'extrémité sud-est du pluton oriental de Cauterets traduit les effets de la tectonique alpine lors de la mise en place de la nappe.

### **Déformations pyrénéennes dans le complexe métamorphique de Gavarnie**

Dans le «socle» autochtone de Gavarnie, la tectonique alpine se marque par l'apparition d'un réseau de fractures conjuguées et par le



**Fig. 19 - Distribution de la fracturation dans les plutons de Caunterets-Panticosa**  
 Histogrammes basés sur l'orientation et la longueur des failles (d'après Debon, 1972)

rejeu des accidents hercyniens. P. Debat (1969) a montré que ces déformations traduisent, pour les accidents à plongement sud, un déplacement relatif vers le Nord des compartiments méridionaux sur les compartiments septentrionaux et l'inverse pour leurs conjugués à plongement nord (accident de Bareille, accident de La Prade). Rappelons que dans ce socle, quelle que soit l'orientation des cassures, les stries N-S observées confirment un déplacement de direction subméri-dienne. Dans le Crétacé autochtone, la participation à ce mouvement des surfaces de stratification et de schistosité se traduit de la même façon, par des stries de friction.

Localement au plateau de Saugué, peut être observée une série d'écailles de gneiss et de Crétacé supérieur séparées par des accidents E-W à plongement nord (30 à 50°). Ce duplex se dispose entre un accident basai correspondant au décollement de la couverture crétacée sur le socle et par un accident sommital correspondant à l'accident de base, injecté de Silurien, provenant de la nappe à matériel paléozoïque de Gavarnie.

Au plateau de Bellevue, au-dessus de Gavarnie, une écaille de gneiss migmatitique arrachée au substrat métamorphique est laminée dans l'accident de base de la nappe (fig. 20).

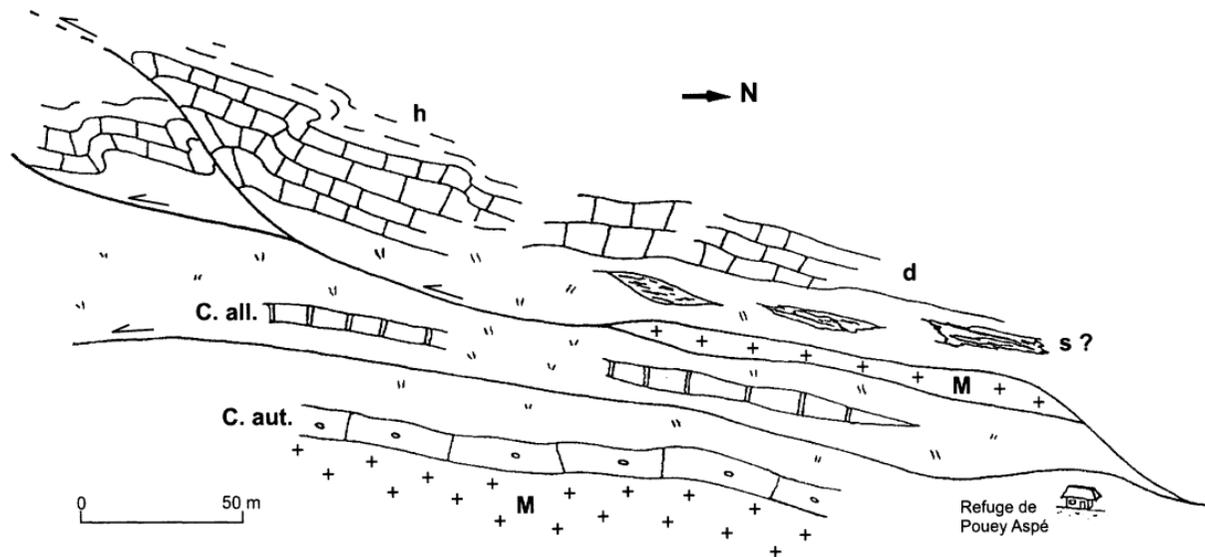
Dans les secteurs orientaux, à l'Est de Barroude, la tectonique alpine s'est marquée par l'apparition d'une schistosité SP<sub>1</sub> (à proximité de l'accident), à plan axial de larges plis et par la présence de cisaillements postérieurs subhorizontaux ou à faible plongement nord. Ceux-ci montrent des déplacements vers le Sud à l'intérieur du socle autochtone.

Le rejeu des accidents hercyniens, tel celui d'Urdiceto en haute vallée de Rioumajou (port d'Ourdissetou-feuille Vielle-Aure), s'accompagne de la naissance d'une schistosité E-W à plongement nord et de cisaillements subhorizontaux. Dans cet accident E-W à N 120°E, à plongement de 40 à 50° N, le compartiment sud est chevauché par le compartiment nord, d'où un rejeu en faille inverse.

Enfin, dans l'ensemble du socle métamorphique il faut noter la présence de cisaillements subméridiens à plans verticaux tardifs.

### **Déformations pyrénéennes dans le matériel paléozoïque de la nappe de Gavarnie**

Dans ce secteur de la chaîne, la tectonique alpine se manifeste de façon spectaculaire par la mise en place de la nappe de Gavarnie, mise en place accompagnée du développement d'une schistosité régionale SP<sub>1</sub> dans les formations paléozoïques et leur couverture permo-triasique (Joseph et Lucas, 1972; Déramond et Joseph, 1972) et crétacée (Ségu-ret, 1970). L'âge de la mise en place ne peut être donné avec précision : Eocène moyen à supérieur, voire Oligocène dans la partie sud. Les



C. aut. : Calcaires crétacés autochtones ; C. all. : Calcaires crétacés allochtones ;  
 h : Carbonifère ; d : Calcaires dévoniens de la "dalle" ; s : Silurien ; M : socle

**Fig. 20 - Contact de base de la nappe de Gavarnie au plateau de Bellevue**

terrains intéressés vont du Cénomaniens à l'Éocène ; plus au Sud, dans les Sierras marginales (Zone d'amortissement frontal), l'Oligocène est discordant sur l'Éocène. Au moins trois phases de déformations se sont succédé ici au cours de la tectogenèse pyrénéenne (Deramond et *al.*, 1980).

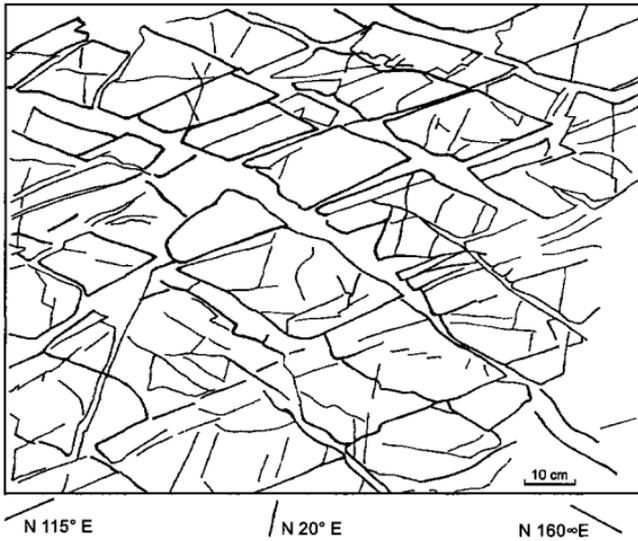
• **Déformation  $P_1$**  (fig. 12, 21 et 22). Durant cette première phase, en réponse au serrage subméridien, se mettent tout d'abord en place les grands chevauchements : contact de base de nappe ou de klippe (Lourdes, Sècres, Lary) (fig. 5 et coupes 1, 4 fig. 24 hors-texte), accidents inverses découpant l'Unité méridionale (sud). Cette mise en place s'accompagne localement de plis (sans schistosité plan axial) couchés vers le Sud (parfois même renversés) comme le pli de Torla ou les plis des Rochers Blancs. Vient ensuite la phase de plissement avec naissance de la schistosité régionale  $SP_1$

Les discontinuités lithologiques au sein de la série stratigraphique paléozoïque et mésozoïque, évoluent en surfaces de décollement ; ainsi en est-il des ampélites siluriennes, des termes de passage à la base de la série de Sia et des marnes du Keuper. Moins importantes au point de vue déplacement, mais très nombreuses, les surfaces limitant des roches de compétence différente (pélites - calcaires, pélites - quartzites, calcaires rubanés - quartzites) ont joué en failles inverses. Le serrage N-S provoque la réactivation des accidents hercyniens tel celui de Bareilles ou celui d'Aspé (ils rejoueront au cours des phases suivantes puisqu'ils recoupent parfois les contacts de base nappe ou klippe).

Près de ces chevauchements, les fentes d'extension traduisent le plus souvent un étirement N-S suivant le plan de schistosité ( $SH_2$ ) ; cependant, il existe aussi de nombreux niveaux où l'élongation est E-W et d'autres encore où elle est à la fois E-W et N-S (aplatissement). Schématiquement, on peut dire que la déformation est ici en «tablettes de chocolat» (Sarre Haute) et qu'il s'agit plus d'un aplatissement que d'une extension dans une direction donnée (fig. 21).

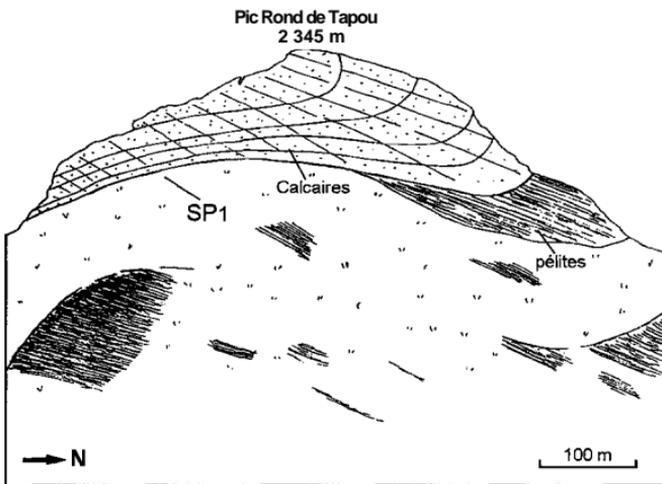
À ces chevauchements, succèdent des plis E-W ( $P_1$ ) déversés au Sud. Une schistosité régionale ( $SP_1$ ) de flux ou de fracture, suivant la lithologie, matérialise leurs plans axiaux ; de direction N 110 à N 120° E, elle plonge au Nord de 30 à 50°. Comme cela a été montré par J. Déramond et J. Joseph (1972), cette schistosité  $SP_1$  résulte, en maints secteurs du Paléozoïque, de la transposition d'une schistosité hercynienne dont les plans ont joué le rôle de surface d'anisotropie.

On remarquera ici l'homoaxie et les similitudes d'orientation, entre les structures hercyniennes de deuxième phase et les structures résultant de cette première phase pyrénéenne. Il devient alors souvent difficile de distinguer de façon indiscutable les plis  $H_2$  et les plis  $P_1$  la schistosité  $SH_2$  et la schistosité  $SP_1$  sauf lorsque  $SP_1$  et  $SH_2$ , non confondues, forment un certain angle (faible, d'une dizaine de degrés).



Fentes N 160° E et N 115° E (postérieures à des cassures N 20° E) déterminant un débit en "tablettes de chocolat"

Fig. 21 - Fentes d'extension dans la série de Sia (crête du Soum Haut)



Pli déversé au S avec schistosité plan axial SP1 (N110° E plongeant de 30 à 40° N)

Fig. 22 - Synclinal perché du pic Rond de Tapou

Localement, les surfaces de schistosité SH<sub>2</sub> plans axiaux de plis H<sub>2</sub> présentent des stries de glissement; les plis H<sub>2</sub>, plis flexuraux, évoluent alors en plis par glissement. Ce phénomène est particulièrement net au pic Mourgat ou dans la vallée de la Canau-de-Lourdes où il peut s'intensifier par des déplacements plus importants et où l'on passe à de véritables failles. Dans ces conditions, les plis, très fracturés, deviennent difficiles à reconstituer.

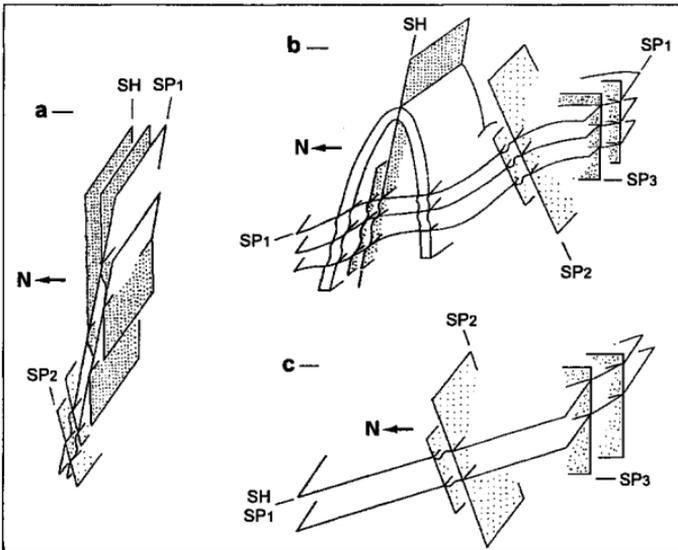
• **Déformation P<sub>2</sub>**. Dans les différentes unités de la nappe de Gavarrie, dans des terrains aussi variés que pélites du Dévonien, calcschistes du Dévonien moyen et supérieur, pélites et grès carbonifères, une schistosité E-W de crénulation ou de fracture déforme la schistosité SP<sub>1</sub>. Cette nouvelle schistosité SP<sub>2</sub> correspond au plan axial de plis d'échelle décimétrique à métrique P<sub>2</sub>, de faible amplitude. Ce sont des plis « en genou », à angle d'apex de 90 à 120° et à flancs rectilignes, déversés vers le Nord. Leur plan axial plonge au Sud de 60 à 70°. Ce sont, par exemple, les plis tardifs du Soulan-de-Saugué et du pic des Ligades. L'intersection des deux schistosités SP<sub>1</sub> et SP<sub>2</sub> détermine un débit « en allumettes » caractéristique.

Il faut remarquer le caractère suborthogonal de ces deux schistosités. En effet SP<sub>1</sub> N 110 à N115°E, plonge de 30 à 40°N et SP<sub>2</sub>, N110 à N120°E, plonge de 60 à 70° S ; mais, localement, comme dans les pélites de Soulan-de-Saugué, on peut avoir N140°E (plongement 40° NE) pour SP<sub>1</sub> et N130°E avec toujours un plongement sud pour SP<sub>2</sub>.

• **Déformation P<sub>3</sub>**. Les variations des orientations de SP<sub>1</sub> et de SP<sub>2</sub> dépendent d'une déformation postérieure tardive qui se matérialise par le développement d'une schistosité de fracture SP<sub>3</sub> très fruste, subverticale et de direction N 20 à N 30°E. Cette schistosité est plan axial de plis ou mieux de courbures métriques à hectométriques de direction N-S, à plan axial subvertical. Localement ce sont de petits plis ou des *kink-bands* à plan de fracturation N20°E subverticaux. Leur axe plonge de 30 à 40°N.

Il faut rattacher à cette dernière déformation les grands accidents subméridiens qui affectent les terrains paléozoïques, ainsi que leur couverture mésozoïque. Ces accidents tardifs N-S à N20°E, dont le plongement oscille de 60°W à 60°E autour de la verticale, recoupent les structures précédemment décrites. Bien qu'ils soient spectaculaires dans le paysage, leur rejet reste assez faible (de l'ordre de quelques mètres). Ils affectent à la fois le Paléozoïque et le socle autochtone. Au Sud de la vallée de Pouey Aspé, ils traversent le Mésozoïque et son substratum charrié (Sarradets, Taillon, Soum Blanc des Espénières).

Les accidents subméridiens du massif du Vignemale, décalant les filons basiques mis en place au Saxonien, ont joué à plusieurs reprises au cours de la tectogenèse pyrénéenne.



a : secteur de Viscos (centre de la chaîne) ; b : secteur de Luz - Gèdre ;  
C : nappe de Gavarnie s.s.

**Fig. 23 - Évolution des schistosités SH, SP1, SP2 et SP3  
de la racine à la nappe**

### Évolution des déformations pyrénéennes du Nord au Sud (fig. 23).

Les Unités de la nappe de Gavarnie présentent la superposition de trois schistosités pyrénéennes, c'est-à-dire :

- SP<sub>1</sub>            N110°E            plongement 30 à 60°N,
- SP<sub>2</sub>            N120°E            plongement 60 à 80°N,
- SP<sub>3</sub>            N 20°E            plongement subvertical.

Les caractéristiques géométriques des surfaces de schistosité SP<sub>2</sub> et SP<sub>3</sub>, assez constantes, varient peu suivant les secteurs ; en revanche, on observe une évolution dans les plongements de la schistosité SP<sub>1</sub>. Cette dernière, subverticale au Nord, au cœur de la chaîne (secteur de Viscos), se couche progressivement en allant vers le Sud pour devenir moins inclinée à partir de Luz-Saint-Sauveur, puis à faible plongement au Sud de Gèdre. De même, on note une évolution dans les relations angulaires entre SH<sub>2</sub> et SP<sub>1</sub> : dans les formations de Viscos la schistosité SH<sub>2</sub> se transpose dans la schistosité SP<sub>1</sub> subverticale, puis dans l'Unité septentrionale (nord) ; SP<sub>1</sub> forme un angle de 60° avec SH<sub>2</sub> et déforme cette dernière ; en outre la schistosité SP<sub>1</sub> est là une schistosité de crénelation et l'amplitude du mouvement de glissement vers le Sud reste très faible. Plus au Sud dans la nappe [Unités médiane et méridionale (sud)], les surfaces SH<sub>2</sub> se transposent dans la schistosité SP<sub>1</sub> et toutes deux sont souvent confondues ; les mouvements d'étirement vers le Sud sont beaucoup plus importants que dans l'Unité septentrionale (nord).

Ce schéma n'est pas valable pour toutes les formations lithologiques ; ainsi, dans la Série de Sia, les plis pyrénéens (secteurs proches des plutons, c'est-à-dire au niveau des racines des nappes) sont des plis droits et les schistosités SH<sub>2</sub> et SP<sub>1</sub> restent pratiquement confondues.

Dans la nappe, les surfaces de schistosités triorthogonales matérialisent à tour de rôle le plan principal de l'ellipsoïde de déformation. Ceci suggère alors une hypothèse simple : si on envisage non plus trois phases distinctes mais une déformation continue (dont ont été analysées et décrites trois manifestations successives) avec, au cours de celle-ci, une permutation des scalaires principaux de la déformation, on obtient un schéma en accord avec les observations de terrain, c'est-à-dire l'apparition de trois schistosités triorthogonales.

### Déformations dans la nappe du mont Perdu

Les terrains de la nappe du mont Perdu ainsi que ceux de la partie mésozoïque de la nappe de Gavarnie sont affectés par une intense tectonique de chevauchement. Ainsi un contact anormal subparallèle à la stratification situé dans le Santonien dédouble la série crétacée et isole l'unité supérieure du mont Perdu dont le déplacement vers le

Sud par rapport à l'Unité de Gavarnie sous-jacente est de l'ordre de 6 km (coupe 5, voir carte géologique ; fig. 24, coupes 6, 9 et 10, hors-texte).

#### • **Sous-unités structurales**

**Le contact de base.** A l'Ouest de la vallée du gave de Pau, le contact de base constitue une surface de décollement selon laquelle les formations du Taillon et des Gabiétous chevauchent vers le Sud (contact E-W, plongement 70°S) les formations du Crétacé supérieur de Pouey Aspé et du port de Gavarnie, c'est-à-dire les écailles basales de Pouey Aspé-plateau Saint-Bertrand et des Cinclades (coupes 9 et 10, fig. 24 hors-texte).

Cet accident fortement redressé au Nord dans le cirque de Gavarnie (70°S) devient subhorizontal plus au Sud dans le cirque d'Ordesa. La nappe sur son front sud, au niveau de l'amortissement du décollement, dessine un anticlinal à flanc inverse laminé et étiré (charnière au Nord de Torla).

**Les écailles sous l'accident de base** (coupe 9, fig. 24 hors-texte). Deux écailles bien différenciées se superposent à proximité de la vallée du gave de Gavarnie. À la base, la barre santonienne de l'écaille de Pouey Aspé-Saint Bertrand est tronquée à sa partie supérieure par un contact anormal à vergence sud. Au-dessus, l'écaille des Cinclades localisée entre le petit pic des Sarradets et le cirque de Gavarnie résulte de décollements dans le Santonien gréseux. Les accidents qui séparent ces unités convergent vers le Sud en une surface unique.

**La nappe du mont Perdu.** Les terrains y sont fortement déformés : têtes plongeantes dans les calcaires santonniens du Petit pic des Sarradets, plis en cascades dans les grès du Marboré.

Les glissements bancs sur bancs parallèlement à la stratification expliquent la grande épaisseur des grès. Localement les accidents peuvent être jalonnés par des lames de calcaires nummulitiques (haut du cirque de Gavarnie).

En allant vers le sommet de l'édifice et vers le Sud, les plis sont de plus en plus couchés vers le Sud. Une petite unité s'individualise sur l'Unité du mont Perdu (déplacement 600 à 700 m) : la sous-unité Taillon-Pico Blanco. L'accident de base de cet ensemble plonge faiblement vers le Sud ; il passe d'Est en Ouest sous la Tour du cirque de Gavarnie, au-dessus du refuge des Sarradets, au col des Gabiétous, puis s'amortit dans les calcschistes du Llano de Millaris. Dans cette sous-unité l'anticlinal du Taillon-Pico Blanco chevauche vers le Sud le synclinal à cœur de flysch du Llano de Millaris.

#### • **Tectonique de chevauchement**

Mis à part le grand accident - contact de base de la nappe du mont Perdu qui dédouble les formations crétacées - il existe d'autres chevauchements

mineurs. Tous présentent les mêmes caractéristiques géométriques. Ce sont des accidents parallèles aux surfaces de stratification disposés en marche d'escalier, le chevauchement passant successivement de la couche inférieure à la couche supérieure.

Ces chevauchements, grossièrement orientés N 80°E et à plongement sud, sont en fait fortement redressés 50 à 70°S dans les falaises du Taillon et prennent un plongement sud de plus en plus faible en allant vers le Sud. Les couches déformées par ces chevauchements dessinent au niveau de leur amortissement des replis anticlinaux de type têtes plongeantes (ainsi, par exemple, dans les Sarradets). Ces plis anticlinaux se referment sur les surfaces de chevauchement et jouent un grand rôle dans la circulation souterraine de l'eau. De nombreuses résurgences se situent à leur niveau.

### • *Déformations pyrénéennes*

En réponse au raccourcissement alpin N-S, plusieurs déformations successives ont été enregistrées par le matériel sédimentaire :

- des glissements banc sur banc évoluant en chevauchements avec rampes et anticlinaux de rampe ;
- des plis déversés à couchés vers le Sud, voire renversés, ont des directions axiales WNW-ESE. Ils s'accompagnent d'une schistosité plan axial WNW-ESE à plongement nord de 30 à 60°. Cette schistosité affecte plus particulièrement les couches incompetentes (calcaires gréseux, calcaires marneux et surtout les marnes du flysch nummulitique) ; elle s'estompe ou ne se développe plus dans les couches compétentes de calcaires massifs du Montien-Thanéien ;
- une deuxième schistosité apparaît localement; de même direction que la précédente, elle plonge fortement vers le Sud; on peut l'observer dans certaines charnières rebroussées vers le Nord ;
- tardives par rapport aux déformations précédentes, des cassures conjuguées de direction N20°E ou N160°E à fort plongement est ou ouest affectent l'ensemble des formations où elles constituent un fin réseau de diaclases (Taillon, versant sud des Sarradets).

### *CONCLUSION - RÉCAPITULATION*

Les variations de plongement de la stratification dans le Paléozoïque et surtout de la schistosité hercynienne majeure déformée lors de la mise en place de la nappe de Gavarnie met en évidence, dans le Paléozoïque, la Zone de racine (Unité septentrionale ou nord) où cette schistosité est proche de la verticale et la zone charriée où elle est plus ou moins proche de l'horizontale.

Cette zone charriée est soulignée par le recouvrement anormal du Crétacé autochtone par le Paléozoïque. Le déplacement de l'ensemble paléozoïque s'est fait du Nord vers le Sud.

L'étude des déformations dans le Paléozoïque ne décèle pas la présence de grandes structures couchées. Les seuls plis couchés visibles sont d'échelle métrique à décamétrique et n'ont pas d'influence sur la structure d'ensemble. En effet, la série charriée se présente comme une série grossièrement normale du Nord vers le Sud, non répétitive.

L'analyse des plis dans le Crétacé montre qu'il n'existe pas non plus de grandes structures couchées. Les grands plis observables (Gavarnie-Torla) se limitent à une ou plusieurs couches, mais ne se répètent pas dans l'ensemble du dispositif; il faut les considérer comme des plis internes à l'échelle de la nappe où ils ne déforment que certaines assises. Ces plis précoces dissymétriques, qui se manifestent uniquement dans les formations compétentes de la base du Crétacé supérieur, indiquent un déplacement de l'ensemble du Nord vers le Sud, mis en évidence ici par des plis déjetés.

Ces deux types de plis internes caractéristiques du mouvement de déplacement du Nord vers le Sud de l'ensemble crétacé supérieur, bien que différents par leur géométrie, ne peuvent être que contemporains.

Le déplacement du Nord vers le Sud se fait suivant des surfaces de glissement assez peu visibles car confondues avec les surfaces de stratification. Le contact de base du Crétacé initialement discordant sur le Paléozoïque est l'une de ces surfaces et conduit à envisager un comportement autonome du Crétacé.

La nappe de Gavarnie correspond à deux ensembles, l'un paléozoïque, l'autre crétacé, se déplaçant tous les deux vers le Sud de façon relativement indépendante; ceci résulte de leur anisotropie initiale, de l'importance de certaines structures jouant comme plans d'anisotropie active, et de l'orientation initiale de ces surfaces actives par rapport aux axes principaux de la déformation.

## *SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE*

### *LES PYRÉNÉES VARISQUES*

Dans les successions lithostratigraphiques des Pyrénées, étagées du Précambrien au Carbonifère, deux grandes unités peuvent être distinguées, bien que leurs relations structurales soient délicates à définir: un socle cadomien et une couverture discordante paléozoïque.

Sur la feuille Gavarnie, les termes inférieurs cambro-ordoviciens sont métamorphisés, constituant le substratum autochtone. La série fossilifère débute au Silurien par des schistes noirs graphiteux. Le

Dévonien d'abord détritique puis carbonaté devient plus contrasté au Frasnien avec des calcaires de plate-forme et de puissants épandages de grès et pélites. Le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur sont carbonatés. Au Carbonifère moyen, le Culm forme de puissantes séries détritiques avec des remaniements de plate-forme carbonatée. Le Stéphannien recouvre en discordance le Culm plissé. Cette succession, assez voisine de celle de la Montagne Noire, s'inscrit parfaitement dans le cadre varisque d'un ensemble méridional appartenant à la province nord-gondwanienne : la plate-forme méridionale complexe de l'océan Rhéique.

Le métamorphisme apparaît dans de grands dômes structuraux centrés sur des cœurs de migmatites, de gneiss ou de granitoïdes. Il se caractérise par : des transformations aboutissant dans la croûte inférieure au métamorphisme granulitique et à la base de la croûte moyenne à la migmatisation ; un gradient géothermique de 50° C/km ; une trajectoire horaire de l'évolution des conditions Température/Pression, c'est-à-dire un retour à des températures et pressions plus faibles en liaison avec une remontée des dômes.

Les plutons granitiques recoupent à des niveaux différents les formations paléozoïques et contiennent des roches basiques. Leur origine est probablement mixte : roches basiques provenant du manteau et anatexie de la base de la croûte moyenne (granite de Gèdre). La montée diapirique du liquide anatectique conduit à des plutons moins profonds (granites de Cauterets-Panticosa).

L'orogénèse varisque se marque par le développement de chevauchements précoces à vergence sud-ouest, redoublant les séries à différents niveaux et juxtaposant des séries hétéropiques à l'origine très distantes ; le raccourcissement se poursuit ensuite par deux ou trois phases de plissements avec mise en place diapirique de plutons granitiques (phase majeure).

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés, ainsi, les Pyrénées varisques pourraient résulter :

- d'une extension intracontinentale continue ;
- d'une collision suivie d'une extension ;
- d'une collision ;
- d'une extension suivie d'une collision.

L'évolution stratigraphique des successions du Paléozoïque supérieur est compatible avec les deux derniers modèles.

### *LES PYRÉNÉES ALPINES*

Sur la jeune chaîne varisque, une érosion intense conduit à des dépôts molassiques du Permien et du Trias. Ces dépôts s'installent d'abord sur des pentes instables et au fond de fossés intramontagneux,

puis sur de larges espaces où les cours d'eau triasiques vont s'organiser.

À la fin du  $\overline{\text{Trias}}$  et durant le Jurassique s'établissent des paysages marins peu profonds. L'ouverture progressive de l'Atlantique puis du golfe de Gascogne entraîne la séparation des plaques ibérique et européenne et la formation de bassins sédimentaires et fossés profonds dans un contexte décrochant extensif ; il s'établit ainsi une zone de faiblesse à croûte continentale amincie. Les terrains paléozoïques de la feuille Gavarnie, appartenant à la marge ibérique, restent exondés durant cette période et ne seront recouverts qu'à partir du Cénomaniens.

Au Crétacé supérieur, sur cette marge ibérique, se dépose une puissante série carbonatée de plate-forme en réponse à une remontée générale du niveau des mers. Localement apparaissent des formations plus profondes.

La convergence tertiaire entre Ibérie et Aquitaine débute à l'Est des Pyrénées et transforme progressivement le dispositif mésozoïque en édifice de soulèvement avec installation de bassins d'avant-pays dans lesquels se mettent en place des flyschs turbiditiques.

Le domaine nord-pyrénéen se structure en unités plissées plus ou moins déversées vers le Nord dans lesquelles des écailles de substratum paléozoïque constituent de véritables massifs d'allongement WNW-ESE.

Sur le versant sud (zone sud-pyrénéenne), la convergence provoque l'édification de grandes unités à déversement sud décollées au niveau du Trias et chevauchant l'avant-pays du bassin de l'Ebre; ainsi se met en place la nappe de Gavarnie. Durant le déplacement vers le Sud des unités décollées, la sédimentation se poursuit, donnant ainsi plusieurs cycles séparés par des discordances progressives, des olistolites et des nappes synsédimentaires.

La chaîne des Pyrénées se présente donc comme une chaîne en éventail dissymétrique. Ceci est en accord avec les résultats du projet sismique ECORS (Choukroune et ECORS Team, 1989, 1990) : faille nord-pyrénéenne redressée, décalage de la croûte inférieure aquitaine moins profonde (croûte ibérique épaisse, croûte aquitaine moins épaisse).

La convergence de la fin du Crétacé et de l'Éocène aurait provoqué l'écrasement d'un diapir mantellique d'âge crétacé provoquant son expulsion vers le haut et vers le bas. Vers le haut, ce mouvement provoque donc le décollement quasi général des séries méso- et cénozoïque de la bordure méridionale de la haute chaîne primaire.

La croûte inférieure de la plaque ibérique bloquée en profondeur s'écaille en duplex complexe au niveau de la faille nord-pyrénéenne.

(Pour des compléments d'information sur l'histoire géologique de ce secteur, on pourra consulter la notice de la feuille Vielle-Aure (1993).

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

Le parc national des Pyrénées occidentales (PNP) adossé à la frontière espagnole a été créé par le décret du 23/03/1967 ; il couvre le territoire français de la feuille. Le PNP comporte deux zones :

- une zone centrale dans laquelle est situé l'essentiel de la feuille. Inhabitée, celle-ci fait l'objet d'une réglementation particulière dont le but est de protéger la faune et la flore, les paysages ;
- une zone périphérique qui occupe la partie nord-est de la feuille (secteur localisé à l'Est du gave de Lutour et des environs immédiats de Gavarnie). Cette zone fait l'objet d'action de mise en valeur de l'espace montagnard, de restauration du patrimoine bâti, d'aménagement des sites fréquentés.

L'inventaire national ZNIEFF (Zones Naturelles d'Intérêt Écologique, Faunistique et Floristique) est un outil de connaissance qui aide à la décision pour l'aménagement du territoire et la préservation du patrimoine national. Cet inventaire a différencié deux types de zones qui couvrent toutes deux la quasi-totalité du versant français de la feuille. Les ZNIEFF de type I sont des sites délimités qui contiennent des espèces écologiques de grande valeur, celles de type II qui incluent ici celles de type I à l'exception de la vallée des Espécières et de l'extrémité nord-ouest de la feuille concernant les grands ensembles naturels.

La Zone d'Importance Communautaire pour les Oiseaux (ZICO) du cirque de Gavarnie a fait l'objet en 1992 d'un classement partiel en Zone de Protections Spéciales (ZPS) dont le but est la préservation de milieux nécessaires à la survie du Gypaète barbu qui est le plus grand oiseau des Pyrénées surnommé le « briseur d'os » par les espagnols (3 m d'envergure), du Vautour percnoptère, du Faucon pèlerin, de l'Aigle royal et du Grand tétras.

Au Sud, la frontière jalonne le Parc National d'Ordesa.

Aucune carrière en activité n'est signalée sur la feuille.

## **SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES**

### **Sols**

Les sols couvrant le territoire de la feuille Gavarnie sont issus de l'altération des roches en place, de l'alluvionnement des vallées et des ravins par les cours d'eaux et par le colluvionnement des versants, souvent enrichis par des éboulis et des formations glaciaires. Ces formations superficielles meubles sont le siège d'une activité biologique intense qui participe au maintien du tapis végétal. L'héritage géochimique de la roche mère, principalement la teneur en silice et en carbonates, et l'épaisseur des sols permettent de les diviser en quatre

ensembles correspondant approximativement aux grandes unités géomorphologiques :

- la haute chaîne primaire schisto-gréseuse ;
- les intrusions granitiques de Cauterets et de Panticosa ;
- les calcaires de la nappe de Gavarnie, aux affleurements rocheux faisant place localement à des sols très maigres ;
- les vallées du bassin versant du gave de Pau, aux sols riches en matière organique, très caillouteuses, bien drainées ; elles sont occupées principalement par des pâturages. Les rares forêts (hêtres et pins à crochets) sont localisées seulement sur les versants des vallées aux alentours de Gavarnie.

Cette feuille appartient, pour l'essentiel, aux étages montagnard, alpin et subalpin ; seul, un tronçon encaissé d'un versant du gave de Pau, situé dans l'angle nord-est de la feuille, appartient à l'étage collinéen.

L'élevage (chevaux et bovins), pratiqué en été jusqu'au voisinage de 2000 m, est la seule activité agricole. Le tourisme estival et les sports d'hiver, constituent actuellement l'activité principale de Gavarnie.

## Végétation

La carte phyto-écologique de Midi-Pyrénées à 1/50 000 réalisée par R. Delorme (1970) a été utilisée pour la rédaction de ce chapitre.

L'essentiel des terrains de la feuille se situent à la limite supérieure possible des arbres, sous le niveau des neiges persistantes (étage alpin). La durée de l'enneigement ne permet pas aux arbres de se développer. Les contrastes thermiques et hygrométriques sont ici très brutaux ; en hiver le froid est rigoureux, en été, le soleil est très chaud mais les nuits très froides.

Plus bas, l'étage subalpin se distingue par une température hivernale rigoureuse accompagnée de fortes chutes de neige, par des journées ensoleillées, par la sécheresse de l'été coupée d'orages et par une saison de végétation courte.

Dans le fond des vallées l'humidité atmosphérique est importante et les températures basses. Ces conditions sont favorables à la série du hêtre (*Fagus silvatica*) et du sapin (*Abies pectinata*).

Dans les régions les plus élevées (précipitations > à 1 000-2 000 m.) le hêtre, indifférent à la nature du sol, se développe largement. À basse altitude, où la pluviosité est plus faible, il se situe dans les secteurs les plus frais, dans les versants nord et profonds. Dans ce cas il se mélange à la série du chêne sessile ou même avec celles du chêne pédonculé et du chêne pubescent qui demandent plus de chaleur. Le chêne sessile préfère l'état forestier et se rencontre le plus souvent, en

zone peu élevée, à l'intérieur des massifs ou forêts assez étendues, sous la limite des hêtres.

La série du sapin dont les conditions sont proches de celle du hêtre y est souvent mêlée. Le sapin recherche davantage l'ombre et accepte plus facilement une certaine sécheresse atmosphérique.

Le pin sylvestre, assez rare sur le versant français, pousse dans la vallée du Marcadau ; c'est l'essence dominante de l'étagage montagnard sec et ensoleillé. Il résiste au froid et à la sécheresse mais est plus exigeant quant à la nature et la profondeur du sol.

Le cirque de Gavarnie est réputé pour sa flore et abrite des espèces naturelles rares dont la *Ramondia* dédiée à Ramond de Carbonnières.

### **Habitat et élevage**

L'élevage, chevaux, ânes pour la promenade traditionnelle de Gavarnie et l'élevage des ovins, sont la seule activité agricole.

Les habitants de Gavarnie - les toys (du patois «tious» surnom péjoratif donné aux «gens» de la montagne) - étaient des bergers et des chasseurs qui devinrent des guides pour le passage France-Espagne, le port de Boucharo étant un point de communication important entre les deux pays.

Actuellement, Gavarnie, avec ses 170 habitants, vit essentiellement du tourisme avec un million de visiteurs par an. C'est une station touristique d'été réputée pour sa promenade à dos d'âne ou de cheval le long du sentier du cirque.

Gavarnie les Espécières est devenu en 1971 un important centre de ski des Pyrénées centrales.

## *HYDROGÉOLOGIE*

### **Description des aquifères**

Les principaux facteurs qui conditionnent les ressources des aquifères sont la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui ruisselle et s'infiltré dans le sol), la porosité et la perméabilité, la fracturation des calcaires, la solubilité des roches carbonatées (karstification), la structure des corps sédimentaires. *Deux catégories de réservoirs* sont distinguées ainsi :

- les réservoirs à *porosité de fissures et de chenaux karstiques* dans les calcaires ;
- les réservoirs à *porosité d'interstices* dans les alluvions de la vallée du gave de Pau, et dans quelques petits réservoirs localisés au sein de dépôts glaciaires et d'éboulis.

Ces aquifères ont fait l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques du département des Hautes-Pyrénées (Soulé, 1976).

• **Aquifère des calcaires de la nappe de Gavarnie.** À cause de l'altitude élevée ce réservoir présente un type particulier de circulation. La zone montagneuse à forte alimentation en eau (2 000 mm dans la haute chaîne) et en neige constitue un château d'eau de bonne qualité même si les réservoirs souterrains ne sont pas de forte capacité ; l'abondance de la pluie et de la neige assure la pérennité des sources ainsi que les glaciers souterrains abrités par les calcaires très karstifiés : gouffres du versant nord du Taillon, grotte Casteret. Les traçages réalisés par les spéléologues (tabl. 8) ont montré les principales directions de drainage au Sud-Ouest de Gavarnie. Les gouffres du versant français du Taillon alimentent les résurgences du Cirque (n° 8.36 - Q = 150 à 400 l/s) et des Crampettes (n° 8.37 - Q = 15 l/s). Par contre les eaux issues des vestiges du glacier des Tourettes se jettent dans un gouffre (n° 8.85) et se dirigent vers l'Ouest jusqu'à la résurgence de San-Nicolas.

• **Aquifère des massifs de Cauterets et de Panticosa.** Peu perméables, la circulation de l'eau se fait dans les zones altérées, les fissures et leurs éboulis. En montagne, de nombreuses sources au débit faible, généralement inférieur à 1 l/s, offrent une eau très pure faiblement minéralisée.

• **Aquifère des alluvions du gave de Pau et de ses affluents.** Aux alentours de Gavarnie, les alluvions du gave de Pau constituent un excellent réservoir. Des surcreusements sous-alluviaux d'origine glaciaire peuvent former des réservoirs localisés, renfermant une eau de bonne qualité. Ces réservoirs restent inexploités ; l'eau est généralement captée à partir de sources dominant les agglomérations (adduction d'eau gravitaire).

• **Aquifère des dépôts glaciaires et des éboulis.** Dans les vallées et ravins, moraines, éboulis et colluvions renferment des aquifères drainés par des sources à très faible débit < 1 l/s, exploitables seulement pour des utilisations ponctuelles.

### **Eaux thermo-minérales**

La source de Bué est située 3,5 km au Nord de Gavarnie, à 1 550 m d'altitude; elle n'est pas captée. Des suintements, localisés sur les deux rives du ruisseau de l'Oule, ramènent au jour une eau sulfurée sodique provenant de circulations dans les granites du pluton oriental de Cauterets. La température de l'eau aux griffons n'atteint pas 20° C.

### **Vulnérabilité à la pollution**

Les principales sources sont alimentées par les réservoirs à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans lesquels l'eau transite sans aucune filtration. En zone de montagne non peuplée, les sources sont

INJECTION	RESTITUTION	DÉNI- VELLA- TION	TEMPS DE PASSAGE	VITESSE
Doline-perte P2,n°8.61	Résurgence du Cirque, n°8.36	800 m	20 h	139,2 m/h
Perte R1,n° 8.74	Résurgence des Crampettes, n°8.373	475 m	46h	43,91 m/h
Perte du gave des Tourettes	Résurgence du bois de Bourlic, n°8.3	390 m	4,25 h	384,9 m/h
Gouffre de Gavarnie (D3), n°8.44	Résurgence du Cirque, n°8.36	680 m	37h	80,27 m/h
Perte R 3, n° 8.44	Résurgence des Crampettes, n°8.37	545m	42h	45,24 m/h
Gouffre Y1,n°8.85	Cueva de San Nicolas (Espagne)	1080 m	30 h	120 m/h

**Tableau 8 - Exemple de traçage à la fluorescéine, d'après R. Coustet, 1991.**

de bonne qualité. Mais tout au long de son cheminement souterrain, l'eau collecte, par les fissures, les pollutions liées à l'activité humaine (villages, et villes se concentrent dans les vallées). La plus grande vigilance dans l'application des réglementations visant à la conservation ou à l'amélioration de la qualité de l'eau est donc nécessaire.

### *RISQUES NATURELS*

#### **Avalanches**

Ce risque est présent sur la quasi-totalité du territoire de la feuille Gavarnie. Dans les environs de Gavarnie, les avalanches sont fréquentes et occasionnent régulièrement des dégâts aux infrastructures de l'agglomération (voirie et habitations). En haute montagne, les avalanches de plaques, qui provoquent 80 % des accidents corporels, sont fréquentes. Malgré les prévisions de plus en plus fiables de Météo-France, associées aux mesures de protections communales et départementales, la pratique de la randonnée hivernale en haute montagne reste un sport réservé aux montagnards avertis.

#### **Sismicité**

La chaîne des Pyrénées est sans conteste l'une des régions de France métropolitaine, où l'activité sismique est la plus manifeste. L'étude de la sismicité historique (Lambert et Levret-Albaret, 1996) révèle que le Béarn et la Bigorre concentrent plus des deux tiers de l'activité sismique pyrénéenne.

En l'espace de quatre siècles, la Bigorre cumule à elle seule plusieurs centaines de secousses. Mineures ou au contraire plus notables, leurs caractéristiques sont consignées dans la base de données de la sismicité de la France «SIRÈNE» (BRGM-EDF-IPSN), inventaire national régulièrement tenu à jour (Vogt et coll., 1979).

Jour	Mois	Année	Région épiscopale	Latitude	Longitude	Intensité à l'épicentre*	Intensité à Gavarnie
21	6	1660	BIGORRE (BAGNÈRES)	000	04 3	VIII-IX	VII (?)
24	5	1750	BIGORRE (JUNCALAS)	-000	04 3	VIII	VI-VII (?)
15	6	1750	BIGORRE (JUNCALAS)	000	04 3	VII	V-VI (?)
7	6	1778	BIGORRE (SAINT-PÉ)	-000	04 3	VII	V (?)
28	10	1835	BIGORRE (GIÈDRE)	000	04 3	VI-VII ?	VI
17	11	1850	BIGORRE (SAINT-PÉ)	-000	04 3	VII	V (?)
20	7	1854	BIGORRE (ARGELÈS-GAZOST)	-000	04 3	VII-VIII	VI
5	12	1855	VALLÉES D'AURE ET DE LUCHON	000	04 3	VII	V (?)
26	10	1862	BIGORRE (LOURDES)	-000	04 3	VI	IV à V (?)
19	7	1868	BIGORRE (CAUTERETS)	-000	04 3	V-VI	V
15	1	1870	COMMINGES (LUCHON)	000	04 3	VII	IV à V (?)
26	11	1873	BIGORRE (BAGNÈRES)	000	04 3	VII	V à VI (?)
8	1	1892	BIGORRE (BAGNÈRES)	000	04 3	VI	IV à V (?)
13	7	1904	BIGORRE (BAGNÈRES)	000	04 3	VII	V-VI
15	9	1912	JACA (Espagne)	000	04 2	VI-VII	V
10	7	1923	BERDUN (Espagne)	-0 01	04 2	VII-VIII	V
19	11	1923	VIELLA (Espagne)	000	04 2	VIII	V
22	2	1924	BÉARN (ARUDY)	-000	04 3	VII	V à VI
13	10	1930	BIGORRE (ARGELÈS-GAZOST)	-000	04 3	VI	IV (?)
26	12	1943	BIGORRE (ARREAU)	000	04 3	V-VI	IV-V
16	3	1948	BIGORRE (CHEUST-JUNCALAS)	000	04 3	VI	IV-V
31	1	1950	BIGORRE (CAMPAN)	000	04 3	VII	IV
5	4	1952	BIGORRE (ARGELÈS-GAZOST)	000	04 3	VI	V
13	10	1953	BIGORRE (CAMPAN)	000	04 3	VI	V
25	11	1958	BIGORRE (HÈCHES)	000	04 3	VI-VII	V
29	8	1964	BIGORRE (LUZ-SAINT-SAUVEUR)	000	04 3	V-VI	V
29	2	1980	BÉARN (ARUDY)	-000	04 3	VII-VIII	IV-V
6	1	1989	BIGORRE (CAMPAN)	000	04 3	V-VI	IV
28	11	1998	BIGORRE (ARGELÈS-GAZOST)	-000	43,03	V	IV

\* Voir tableau 9b

Tableau 9a - Extrait du catalogue des épicentres macrosismiques :  
base SIRENE-version 1995 (Lambert et al., 1996)

Intensité	Effets
I	Secousse non ressentie
II	Secousse partiellement ressentie
III	Secousse faiblement ressentie
IV	Secousse largement ressentie
V	Secousse forte, réveil des dormeurs
VI	Légers dommages, fissures
VII	Dégâts, larges lézardes
VIII	Dégâts massifs, destruction d'habitations
IX	Destruction de nombreuses constructions
X	Destruction générale des constructions
XI	Catastrophe
XII	Changement de paysage

Tableau 9b - Pour la sismicité historique, l'échelle d'intensité la plus utilisée est l'échelle MSK (MSK = Medvedev, Sponheuer, Karnik).

En Bigorre, les épïcètrès appartiènnent en majorité à la zone nord pyrénéenne et à la zone primaire axiale, soit dans le secteur : Saint-Pé, Bagnères, Campan, Argelès-Gazost.

La région de Gavarnie, pourtant située à une trentaine de kilomètres seulement plus au Sud, apparaît, dans l'état des connaissances actuelles, quasiment dépourvue d'épïcètrès. Ceci ne l'empêche cependant pas de subir les effets de séismes proches ou parfois plus lointains comme l'indique le tableau ci-dessous (tabl. 9a).

Cet échantillon fournit quelques repères sur le niveau des intensités (effets observés) à Gavarnie. Les valeurs suivies d'un point d'interrogation correspondent à des déductions dues à l'absence de témoignages directs.

Nonobstant l'événement de l'année 580 (6<sup>e</sup> siècle) auquel certains historiens attribueraient jadis la formation du cirque de Gavarnie, il est à noter que les effets des séismes y restent généralement modérés, sauf probablement lors des deux tremblements de terre les plus mémorables que la Bigorre ait enregistrés : les séismes fortement destructeurs du 21 juin 1660 et du 24 mai 1750 (Lambert et *al*, 1996).

### **Mouvements de terrains**

Les *glissements de terrain et éboulements* sont généralement localisés sur les pentes supérieures à 10 %. Les versants des vallées et des ravins montrent généralement une grande instabilité et les chutes de blocs sont très nombreuses, particulièrement au voisinage des escarpements. Des éboulements rocheux, parfois importants (flanc oriental du pic Mourgat, etc.) menacent les habitations. Les voies de communication et les habitations installées dans la vallée du gave de Pau, dominées par des versants abrupts, sont exposées aux chutes de pierres et de blocs rocheux.

Des *laves torrentielles* peuvent se former dans certaines vallées et sur des portions de versants très ravinées ; les boues de solifluxion entraînant alors des matériaux divers (moraines, éboulis, etc.). Une coulée de ce type, au volume estimé à 5 000 m<sup>3</sup> de terre et de rochers, a obstrué la route au pont de Bareilles (commune de Gavarnie) ; ce type de mouvement en masse, souvent rapide, peut être destructeur.

### **Inondations**

Les cours d'eau à régime torrentiel des environs de Gavarnie sont soumis à des crues fréquentes à la suite de la fonte des neiges et des orages aussi violents qu'imprévisibles. Les crues induites par les conditions montagnardes (climatiques et topographiques) sont dévastatrices.

Nom du gîte	X,Y,Z	Indice de classement	Substances	Minéraux	Forme du gîte	Roches encaissantes	Remarques
CESTRÈDE	406,200 59,300 2 020	4X-4001	W Mo	Scheelite Molybdénite Galène	Amas (skarns)	Calcaires anté-permiens	Indice, situé près du lac d'Antarrouyes
OSSOUE	401,250 53,800 1 840	4X-4002	Zn	Blende	Amas Lentilles stratiformes	Calcaires dévonien	Indice, situé près du barrage d'Ossoue
UBAC DE SAUGUÉ	408,250 55,100 1 580	4X-4003	pyr	Quartz Calcite Pyrite	Filonnets Amas	Grès crétacés au contact du socle	Indice, le long de la route qui conduit aux granges de Saugué
NOTRE-DAME DES NEIGES	407,100 51,730 1 480	8X-4001	bar Pb Zn	Quartz Sidérite Ankérite Barytine Galène Blende	Filons Amas	Schistes Cipolins	Indice, minéralisations d'épaisseur centimétrique pouvant atteindre 20 à 30 centimètres
MINE DE GAVARNIE	408,270 49,820 1 480	8X-4002	Pb Zn	Quartz Dolomite Calcite Sidérite Ankérite Galène Blende	Filons	Gneiss migmatitiques Métasédiments à cipolins dominants	Exploitation ancienne. Plusieurs galeries effondrées et noyées. Une galerie N160°E accessible en 1987 sur une longueur de 15 mètres

Tableau 10 - Gîtes minéraux

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les indices de minerais métalliques connus sur le territoire de la feuille Gavarnie sont très peu nombreux (tabl. 10). Ils sont en quasi-totalité localisés dans l'Est de la carte et principalement dans la fenêtre de socle métamorphique de Gavarnie-Héas qui s'étend beaucoup plus largement sur la feuille Vielle-Aure. Ce secteur a été étudié par C. Militon (1987) qui rattache les indices découverts sur la carte à :

- des filons de basse température du type B.P.G.C. (Notre-Dame-des-Neiges, mine de Gavarnie) correspondant à une phase de minéralisation en relation avec la tectonique tardi-hercynienne ;
- une minéralisation tardive à pyrite seule, dans le Crétacé autochtone (ubac de Saugué).

On mentionnera également la présence d'un petit amas de skarns sulfurés (SK), en bordure sud du pluton occidental de Cauteret (voir p. 32).

## *DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE*

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

Survenue bien avant le réchauffement climatique du Postglaciaire, la déglaciation de la haute montagne pyrénéenne paraît terminée dès la phase d'aridité maximale d'ampleur européenne (-15 000 ans). Malgré la présence de glaciers résiduels, l'homme préhistorique a dû explorer et parcourir la haute montagne pyrénéenne dès le Mésolithique. Dans la moitié orientale des Pyrénées, les premiers indices d'activités agropastorales localisés aux moyennes altitudes sont attestés au 6<sup>e</sup> millénaire avant J. C.

La fréquentation des zones supra-forestières ne fait alors pas de doute. La réelle conquête du milieu montagnard pyrénéen se produit un peu plus tard, au Néolithique final, à la fin du 4<sup>e</sup> millénaire avant J. C. ou dans la première moitié du 3<sup>e</sup> millénaire avant J. C. en liaison avec l'expansion des activités agro-pastorales (Galop, 1998). Une lame en silex ramassée dans un éboulis, près du col de la Peyre-Saint-Martin, à 2 295 m, constitue à ce jour la découverte préhistorique située à l'altitude la plus élevée de la feuille (Omnes, 1987). Une hache en dolérite a été récoltée sur la commune de Gavarnie. L'origine locale de la matière première est possible au regard des potentialités régionales représentées par divers filons basiques. Deux haches ont été découvertes en altitude, sur la commune de Cauterets, l'une en roche noire schisteuse, à 2000 m, dans la vallée du Marcadau, l'autre au Nord du lac d'Illhéou à 1 900 m.

A la faveur d'un élargissement développé en contrebas de lacs des surcreusements glaciaires, les hautes vallées du gave du Marcadau et du gave d'Arratille se singularisent par leur richesse en monuments

préhistoriques et protohistoriques (Blot, 1985). Cette concentration remarquable de cromlechs, tumulus-cromlechs, tumulus et dolmens, n'a d'équivalent dans cette région que dans les vallées du gave d'Aspe et du gave d'Ossau localisés sur la feuille voisine. La destination funéraire de ces monuments plaide en faveur d'une occupation durable des hautes vallées par des populations pastorales de l'âge du Cuivre, de l'âge du Bronze et de l'âge du Fer, soit pendant près de deux millénaires. L'installation des populations liées principalement à des activités pastorales saisonnières peut s'expliquer par une accessibilité aisée aux pâturages d'altitude, le long de vallées largement ouvertes. Le piémont, situé au débouché des vallées montagnardes paraît être le lieu d'origine de ces bergers protohistoriques, en raison de la forte densité d'habitats et de nécropoles mis en évidence pendant un siècle de recherches archéologiques. Toutefois, on peut penser que les relations avec les populations protohistoriques du versant sud des Pyrénées étaient favorisées par cette voie de passage transpyrénéenne empruntant la vallée du gave du Marcadau.

L'absence sur cette feuille de gîtes de cuivre ou de fer susceptibles de livrer des quantités de minerais suffisantes pour motiver une exploitation même avec des moyens archaïques, interdit de prêter à ces bergers protohistoriques une activité de prospecteurs ou de mineurs.

Les limites précises du territoire de chacun des peuples occupant le Sud de l'Aquitaine et la moitié occidentale des Pyrénées à la veille de la conquête romaine étant incertaines, rien ne permet d'attribuer préférentiellement aux *Camponi*, aux *Onobrisates* ou aux *Begerri*, le contrôle des hautes vallées du gave de Pau et de ses affluents (Lussault, 1997). En l'absence de marbres et de substances métalliques dans l'espace géographique considéré, le poids de l'occupation romaine paraît bien faible. Seul, Cauterets, situé sur la feuille voisine, témoigne de l'intérêt porté aux richesses naturelles de la vallée du gave de Cauterets pour les gallo-romains, en raison de la présence de sources thermales.

Bien que les preuves matérielles manquent, il paraît logique de penser que la fréquentation de la montagne par les bergers s'est déroulée avec continuité depuis la Protohistoire jusqu'à l'époque médiévale. En Lavedan, la partie montagneuse de la rivière de Saint-Savin (vallée de Cauterets), et le Val d'Azun recèlent encore de multiples vestiges liés au pastoralisme (Guédon, 1999). Des structures de forme circulaire, construites à l'aide de blocs pris sur place, et des abris pastoraux aménagés sommairement, sont difficilement datables : époque médiévale ou période plus récente. En général, deux générations de « toues », abris sous roche constitués d'un gros bloc complété par un ou plusieurs murs en pierre sèche, voisinent sur un pâturage ou jalonnent le tracé des chemins de l'Espagne. Il faut souligner la permanence de liens forts entre les communautés installées dans une vallée ou « pays » et la gestion et l'exploitation des pâturages situés en amont (estives). La toponymie témoigne encore de la richesse et de la diversité des

relations que ces communautés pastorales entretenaient avec leur environnement, dont la composante minérale occupe une place privilégiée.

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

Le territoire de la feuille couvre la partie occidentale du cirque de Gavarnie, haut lieu des Pyrénées dont Victor Hugo disait : «... c'est le Colosseum de la Nature».

Le site de Gavarnie a été décrété "Grand site national" le 2 juillet 1990, puis inscrit au Patrimoine mondial de l'UNESCO le 5 décembre 1997.

Mondialement connu, ce cirque attire les foules depuis le 19<sup>e</sup> siècle. La route a atteint le village de Gavarnie en 1864 ; elle se prolonge par le chemin du cirque et de la cascade qui débouche devant trois imposants gradins superposés sur une hauteur de 1500 à 1700 m. D'innombrables cascades descendent les divers gradins ; « la Grande cascade », attrait touristique majeur est la plus haute d'Europe ; elle tombe dans le vide d'un seul jet sur 422 m. Névés et glaciers couvrent les gradins supérieurs. De 800 m à sa base, l'entonnoir se développe sur 4 km de crêtes d'altitude moyenne 3 000m. Le cirque est dominé par les pics des Astazous (3 012 à 3 017 m), du Marboré (3 248 m), (feuille Vielle-Aure) et sur la feuille Gavarnie par les pics de la Tour (3 009 m), du Casque (3007 m), du Taillon (3 144m).

Les voies de passage France-Espagne sont le port de Boucharo (2 314 m) et la brèche de Roland, légendaire entaille dans la montagne, haute de 100 m et large de 40 m.

La beauté du site sert de décor chaque année à un spectacle théâtral et musical qui anime la saison touristique d'été. Les puristes du pyrénéisme préfèrent se référer plus intimement au souvenir de Ramond de Carbonnières allant en 1797 au-delà des crêtes à la découverte du mont Perdu ou à la qualité des premières cartes modernes établies pour ce haut lieu par Frantz Schrader (1844-1924) : panorama du cirque dressé depuis le Piméné et admirables aquarelles qu'il consacra au cirque et à son pendant grandiose des canons aragonais qu'une simple montée à la brèche de Roland permit de découvrir ; canons d'Ordesa, d'Anisclo et de Pineta.

Le secteur de Gavarnie, si souvent décrit pour ses cirques grandioses de Gavarnie, d'Estaubé et de Troumouse, offre pour les géologues un vif intérêt.

C'est l'une des seules régions des Pyrénées où l'on peut aisément observer une superposition anormale (inverse) des terrains, montrant ce que les géologues appellent une «nappe de charriage». Ce fait est connu depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle; précisément depuis 1903, avec la thèse du grand géologue que fût A. Bresson.

Ainsi, une coupe géologique verticale, allant de la vallée du gave de Pau au sommet du Piméné, permet d'observer de bas en haut, la succession suivante :

- un socle dit «autochtone», parce qu'il semble ne pas s'être déplacé lors de l'édification de la nappe, occupe le fond de la vallée jusqu'à l'épaulement glaciaire de Coumély. Il est constitué par des roches anciennes datant du Primaire, mais qui ont été intensément plissées vers la fin de cette ère, au cours de l'orogénèse varisque. Sous l'action conjuguée de la température et de la pression, ces roches ont été métamorphosées et l'on y rencontre des granites à cordiérite, des gneiss, des quartzites et des calcaires métamorphiques ;

- sur ce socle ancien érodé après les plissements varisques, reposent des formations d'âge triasique (début du Secondaire). Ce sont des lambeaux discontinus de conglomérats, qui correspondent à des matériaux provenant de l'érosion de la chaîne récemment édifiée. Au-dessus, viennent ensuite 1 à 5 m de calcaires du Crétacé supérieur, qui forment une petite falaise visible sous l'épaulement glaciaire. Une mer, à la fin du Secondaire, est donc venue déposer des sédiments sur ce socle ancien ;

- au-dessus des calcaires du Crétacé supérieur viennent à nouveau des roches de l'ère primaire (ou encore Paléozoïque) s'étageant du Silurien (roches très noires chargées en graphite et tachant les doigts) au Dévonien supérieur. Elles affleurent largement au-dessus de l'épaulement glaciaire jusqu'au sommet du Piméné.

Sur ces terrains d'âge primaire, la mer du Crétacé (Secondaire) puis de l'Éocène (début du Tertiaire) a, là aussi, déposé des sédiments ; mais ceux-ci fortement plissés, descendent en cascade vers le Sud et constituent l'ensemble du cirque de Gavarnie et toute la crête, des Gabiétous à l'Ouest au pic Blanc-de-Pinède à l'Est en passant par le Marboré, le mont Perdu et les Astazou.

On voit donc l'importance que revêt la petite barre calcaire (Crétacé supérieur) comprise entre le socle ancien sur lequel elle repose normalement (au sens géologique du terme) et les formations paléozoïques du Piméné. Verticalement, il y a là une superposition anormale, avec de bas en haut : Primaire - Secondaire - Primaire. Cette superposition résulte de la mise en place d'une «nappe de charriage». Les plissements alpins, ou mieux pyrénéens, datés de la fin du Secondaire et du début du Tertiaire en sont les responsables.

Les terrains primaires du Piméné, dits « allochtones » parce que déplacés, ont glissé et sont venus recouvrir le socle « autochtone » ancien et les calcaires du Crétacé supérieur qui les surmontent. Ce dispositif peut être observé grâce aux entailles des gaves de Pau et d'Héas, entailles qui constituent ce que l'on appelle des fenêtres tectoniques. Deux autres fenêtres existent dans ce même secteur : l'une

dans le cirque d'Estaubé et l'autre en Espagne, au Sud du cirque de Troumouse, au plan de Larri.

### Itinéraire I

Suivre la route : Gavarnie - Holle - vallée des Espécières - col de Tentes - port de Boucharo (ou port de Gavarnie).

*Durée* : 2 h. Trajet sur route carrossable et 5 arrêts.

*Intérêt géologique* : socle métamorphique ; structure des terrains primaires ; morphologie glaciaire.

**Arrêt I.1.** Virage en épingle à cheveux après l'embranchement Ossoue-Boucharo. Panorama vers l'Ouest sur la vallée d'Ossoue et le Soum Blanc de Sécugnat.

Depuis Gavarnie, des roches sombres surmontent la route : ce sont des formations anciennes de l'ère primaire transformées par le métamorphisme et appelées migmatites. Des niveaux clairs parfois très blancs correspondent à des marbres (calcaires recristallisés) où l'on pourra observer de beaux cristaux de calcite et de pyrite. Les migmatites sont des roches peu homogènes où se mêlent des minéraux sombres micacés et des minéraux clairs quartzo-feldspathiques. Dans les marbres, un œil averti pourra rechercher des cristaux granulaires de diopside et des fibres de wollastonite.

Vers le Nord-Ouest (vallée d'Ossoue-Soum Blanc de Sécugnat-Soum des Canaus) les formations anciennes du socle autochtone sont surmontées par des terrains paléozoïques (= Primaire), non métamorphiques et parfois fossilifères (Dévonien). Les terrains de teinte sombre correspondent à des roches détritiques : grès et pélites schistosés (fig. 25, dépliant hors-texte), alors que les calcaires sont de teinte claire.

Vers le Sud-Ouest, sur le côté gauche de la route, une barre presque horizontale de calcaires blancs apparaît au-dessus des roches sombres du socle. Ce sont des calcaires crétacés reposant sur les formations métamorphiques du socle autochtone surmontés par les terrains paléozoïques fossilifères.

**Arrêt I.2.** Parking de Holle.

Des roches anciennes du socle autochtone forment le soubassement de Notre-Dame des Neiges : leur surface est moutonnée et des stries témoignent du travail des glaciers quaternaires. Des tourbières occupent parfois les creux de ces épaulements glaciaires. Les cipolins (roches claires) sont bien représentés dans le mamelon de la cote 1 538, au Nord du refuge du CAF (Club Alpin Français).

Au Nord de la vallée d'Ossoue se dressent le Soum des Canaus et le Soum Blanc de Sécugnat où affleurent des terrains du Dévonien. Des

plis se dessinent dans les pentes entre le Soum Blanc et le Soum des Canaus.

Vers l'Ouest, la route s'engage dans les formations primaires allochtones déplacées vers le Sud au-dessus du socle.

**Arrêt I.3.** Virage en épingle à cheveux du Bois de Saint-Savin : panorama de la rive droite du gave de Pau.

Depuis ce virage (parking possible) on aura une belle vue sur la rive droite du gave de Pau et le Piméné (fig. 26, dépliant hors-texte). Au premier plan, s'observe le socle autochtone sur lequel est construit le parking de l'arrêt précédent. Au-delà de la vallée, du gave au sommet du Piméné, on peut voir le socle primaire « autochtone » surmonté normalement par des calcaires crétacés, le tout étant recouvert par le Primaire « allochtone » déplacé en nappe vers le Sud.

Les terrains constituant les sommets du pic Rouge de Pailla, des Astazou et du Marboré forment le revêtement des terrains dévoniens du Piméné et sont, comme ces derniers, déplacés vers le Sud. Ils appartiennent à la nappe de Gavarnie. Le chevauchement apparaît au-dessus du Crétacé surmontant les roches primaires métamorphiques (marqué  $\phi$  sur la figure 26).

**Arrêt I.4.** Parking du col de Tentes : panorama pic de Saint-André ; panorama du cirque de Gavarnie au Taillon.

La route traverse ensuite des terrains du Dévonien formés de schistes sombres et de calcaires clairs et dont la stratification est inclinée vers le Nord de 30 à 50°. Au passage, sur les calcaires qui affleurent entre la station de ski des Espézières et le pic de la Pahule, nous invitons l'amateur de botanique à admirer la célèbre *Ramondia* et les edelweiss.

Sur la crête comprise entre le Mourgat et le pic de la Pahule, les pélites du Dévonien inférieur sont très fossilifères et l'on pourra y observer des bryozoaires et des crinoïdes.

Vers l'Ouest, le panorama sur les pics de Saint-André et de Lary donne un aperçu de la structure des terrains primaires, faillés et déversés vers le Sud.

Au niveau du plateau de Saint-André, la route est tracée sur des calcaires noirs (gris en surface), peu inclinés ou sub-horizontaux, comme on peut le voir aux ruines napoléoniennes. Ce sont des calcaires carbonifères dans lesquels s'observent des restes de céphalopodes (goniatites et orthocères) et de crinoïdes. Au-dessus, entaillés par la route qui mène du col de Tentes au port de Boucharo, viennent des grès et pélites du Carbonifère, parfois riches en débris de végétaux.

Depuis le parking du col de Tentes, le panorama du pic de Saint-André montre la complexité structurale des terrains primaires (fig. 27, dépliant hors-texte). Vers le Nord, sur les calcaires clairs du Carbonifère, reposent les grès et pélites à plantes (visibles au col de Tentes), puis au-dessus dans le pic de Saint-André, affleurent des calcaires blancs du Dévonien. Il s'agit là d'un grand pli à cœur dévonien, déversé et couché vers le Sud. Ces calcaires dévoniens sont eux-mêmes surmontés par des terrains carbonifères (calcaires et grès) en position synclinale. Entre les calcaires blancs du pic de Saint-André et les calcaires du plateau des Espécières, remarquez les nombreux plis décamétriques à métriques qui déforment les grès et pélites à plantes.

Du col de Tentes, ou mieux depuis la crête du pic de Tentes, observez la magnifique vue vers le Sud qui englobe le massif calcaire des Sarradets et du Taillon et s'étend du Piméné à l'Est aux Gabiétous à l'Ouest (fig. 28, dépliant hors-texte).

Au Sud de la vallée de Pouey Aspé, toutes les formations constituant les murailles qui dominent la vallée sont composées de calcaires, calcaires gréseux et grès du Crétacé supérieur. Ces terrains de la fin du Secondaire recouvrent le Primaire et ont été déplacés vers le Sud avec lui. Remarquer entre le Taillon et les Gabiétous un petit glacier suspendu avec séracs et crevasses. La stratification (superposition des bancs rocheux) apparaît nettement dans toutes ces formations du Crétacé supérieur.

**Arrêt I.5.** Port de Boucharo; contact Crétacé-Primaire; panorama sur la rive droite du río Ara.

Au port de Boucharo, deux formations sont en contact : au Nord, les grès et pélites du Carbonifère qui plongent vers le Nord, au Sud, les calcaires du Crétacé, inclinés vers le Sud. Le contact n'est cependant pas directement visible au col car il est souvent masqué sous des éboulis. En revanche, il peut s'observer en descendant vers le río Ara, dans le lit du torrent, au niveau de la Cabane de Boucharo (Bujaruelo).

Vers l'Ouest, le panorama sur la rive droite du río Ara (fig. 29, dépliant hors-texte), montre que ce contact se prolonge jusqu'à la vallée et au-delà, puis passe au col de la Tendenera : au Sud le Crétacé, au Nord le Primaire.

## Itinéraire II

Observation de la Brèche de Roland depuis le port de Boucharo, en passant par le col et le refuge des Sarradets.

*Durée* : 2 h à 2 h 30. Trajet sur le sentier du Parc national, puis traversée (parfois délicate) du glacier de la Brèche.

*Intérêt géologique* : structure du Crétacé supérieur et de l'Éocène de la nappe de Gavarnie.

À partir du port de Boucharo, cette excursion traverse les différentes assises du Crétacé supérieur et de l'Éocène. Elle permet l'observation plus précise du cirque de Gavarnie depuis le col des Sarradets.

Le sentier, en partie tracé sur les éboulis du Taillon, offre vers le Nord de belles vues sur le Piméné et le pic Long et des aperçus sur un petit glacier suspendu.

Dans les éboulis, constitués en particulier de grès et calcaires gréseux blancs à ocre, s'observent de nombreux fossiles : crinoïdes, poly-piers, huîtres, foraminifères. Remarquer les couches bien dessinées et fortement inclinées vers le Sud de l'arête nord des Sarradets. Au niveau de la partie abrupte du sentier (torrent en dessous du col des Sarradets), les calcaires gréseux ocre sont marqués de nombreuses stries inclinées vers la pente, qui témoignent de l'action des glaciers et de la direction d'écoulement de la glace.

### **Arrêt II.1.** Col des Sarradets

Depuis le col des Sarradets, on aura une belle vue sur le Vignemale et son glacier, ainsi que sur le Taillon et le versant sud des Sarradets.

En particulier (fig. 30, dépliant hors-texte), les pentes est du Taillon montrent l'inclinaison vers le Sud des terrains crétacés. Une différence de teinte et un changement dans le prolongement des couches soulignent une faille (marquée  $\phi$  sur le croquis) grossièrement de même orientation que la stratification.

Au pied du Taillon s'étale un petit glacier sur lequel de nombreuses crevasses marquent une rupture de pente.

### **Arrêt II.2.** Refuge des Sarradets

Au Nord du refuge se dresse le pic des Sarradets (fig. 31, dépliant hors-texte) sur lequel on peut observer plusieurs stratifications et diaclasses. Ces dernières correspondent à des cassures ouvertes, sans mouvement apparent de part et d'autre de la fracture.

Vers l'Est, on admirera les gradins supérieurs du cirque de Gavarnie (fig. 32, dépliant hors-texte). Les calcaires y dessinent de nombreux plis qui, dans le Marboré, déferlent en cascade vers le Sud. Les plis montrent une schistosité et des cassures parallèles à leur plan axial. Ces cassures plongent vers le Nord. Un œil averti pourra distinguer dans le Marboré des grands accidents (marqués  $\phi$  sur la fig. 32) correspondant à la superposition de plusieurs ensembles géologiques.

### **Arrêt II.3.** Col de la Brèche de Roland

Depuis la Brèche de Roland, entaillée dans les calcaires gréseux du Crétacé supérieur et de l'Éocène, la vue s'étend très loin vers le Sud,

en Espagne. Au premier plan, on pourra observer la stratification horizontale, particulièrement nette dans le Descargador (fig. 33, dépliant hors-texte).

L'ensemble du massif calcaire apparaît tabulaire. Il est entaillé par des gorges profondes aux parois verticales : les canons espagnols d'Ordesa, d'Anisclo.

Tout le massif est carbonaté et affiche un relief karstique avec gouffres et réseaux souterrains (grotte Glacée, grotte des Isards, aven du Marboré, résurgence Brulle, etc.). Une partie des eaux s'écoule côté espagnol vers la vallée d'Ordesa et une autre partie (secteur de Marboré) vers le cirque de Gavarnie (résurgence de la grotte Devaux).

### Itinéraire III

Suivre le sentier de Gavarnie jusqu'au port de Boucharo, en passant par le plateau de Bellevue.

*Durée* : 3 h 30 à 4 h, de Gavarnie à la cabane des Soldats, et retour par le Bois de Bourlic.

*Intérêt géologique* : socle métamorphique ; Crétacé autochtone ; terrains primaires et secondaires ; mise en évidence de la nappe de Gavarnie ; morphologie glaciaire.

Emprunter le sentier qui part de l'Église de Gavarnie et monte au Plateau Bellevue, en passant par les Entortes, puis, du plateau au port de Boucharo, par la vallée de Pouey Aspé et la cabane des Soldats.

L'église de Gavarnie est construite sur des migmatites : roches sombres présentant un fond micacé dans lequel s'insinuent des feuillettes de quartz et feldspath, de 4 à 5 cm d'épaisseur. Ces roches appartiennent au socle métamorphique autochtone. Ce sont d'anciennes roches sédimentaires d'âge primaire, transformées par élévation de température et de pression au cours de la formation de la chaîne.

Au-dessus du sentier, ces roches sombres sont surmontées par une barre calcaire horizontale; il s'agit de calcaires du Crétacé supérieur comme le démontrent les rares fossiles récoltés.

Vers la cote 1 465 et près du torrent des Entortes, les migmatites du socle sont affectées par de nombreux petits plis. Localement, des niveaux clairs de calcaires métamorphiques s'intercalent dans la série. Ces roches affleurent du bas de la vallée jusqu'à l'épaulement glaciaire.

Au niveau des Entortes, le sentier, en lacets serrés, s'engage sur les calcaires bien lités du Crétacé. Ce sont des calcaires gris, gris clair à la cassure parfois un peu rosâtre alternant avec des grès gris-ocre. Ces

calcaires crétacés descendent assez bas dans la vallée car ils sont pris dans une faille (fig. 34, dépliant hors-texte).

Au-dessus du sentier, dans la crête qui se dessine vers l'Ouest, apparaissent d'autres masses de calcaires gris à coulées rougeâtres et noirâtres correspondant au Dévonien; il s'agit de couches du Primaire déplacé vers le Sud (donc allochtone) et recouvrant le Crétacé et les migmatites du socle.

Au niveau de la vallée, on peut observer de l'amont vers l'aval :

- le cirque de Gavarnie ;
- un verrou glaciaire (relief barrant la vallée) sur lequel a été construit l'Hôtellerie du Cirque ;
- une zone plate et large où serpente le gave de Gavarnie qui correspond au colmatage d'un ancien lac glaciaire ;
- un nouveau verrou glaciaire (tombe Le Bondidier et Jardin botanique du Parc national).

### **Arrêt III. 1.** Le plateau de Bellevue

C'est depuis ce plateau que l'on a une des plus belles vues du cirque et des pentes du Piméné et du Taillon.

Depuis Gavarnie jusqu'au rebord du plateau, on traverse le socle primaire recouvert des calcaires du Crétacé supérieur. Le contact entre ces deux formations est dit «normal», c'est-à-dire qu'il se fait sans faille. Tout le plateau et la pente herbeuse, jusqu'à la cabane de Pouey Aspé, sont formés par ces calcaires crétacés.

Au-dessus de la cabane, une barre de calcaire montre une stratification faiblement inclinée vers le Nord. Elle correspond à des calcaires d'âge dévonien appartenant au Primaire «allochtone»; c'est-à-dire qu'ils ont été déplacés vers le Sud pour venir recouvrir le Crétacé «autochtone» du plateau (fig. 35, dépliant hors-texte). Une faille plate, dite « de chevauchement », sépare donc le Crétacé du Dévonien. Ce contact sera observé plus loin.

### **Arrêt III.2.** Embranchement sentier de Pouey Aspé-sentier des Tourettes. Panorama du Piméné.

Le panorama de la rive droite du gave de Gavarnie (Piméné-Pailla) montre (fig. 36, dépliant hors-texte) :

- du bas de la vallée jusqu'à l'épaulement glaciaire, des pentes boisées où affleurent les roches sombres primaires du socle autochtone ;
- à la limite supérieure des bois, une petite falaise claire constituée par des calcaires crétacés autochtones ;
- au-dessus, dans les pentes de Pailla et du Piméné, les terrains dévoniens allochtones.

Au Sud de la Hourquette d'Alans, les roches formant les pics Rouge-de-Pailla, des Astazou et du Marboré sont d'âge crétacé supérieur.

Continuer le sentier vers la vallée d'Aspé. Tous les affleurements visibles au Sud du gave des Tourettes correspondent à des roches d'âge crétacé. Une faille (marqué  $\varnothing$  sur la figure 37, dépliant hors-texte) sépare les couches plongeant vers le Nord et les couches inclinées vers le Sud. Les couches plongeant vers le Nord se prolongent au-delà de la vallée du gave de Gavarnie dans les falaises des Rochers Blancs.

Tous les affleurements, mentionnés Peyre Blanque sur la carte, appartiennent au Crétacé supérieur. Le sentier suit la stratification presque horizontale de ces calcaires gris clair à rosâtres.

Vers la cote 1 773, au-dessus du Crétacé, affleurent des roches plus sombres. Ce sont des calcaires gris sombre à traînées noirâtres du Dévonien qui forment le mamelon désigné sous le nom de Peyre Nère. Entre les calcaires dévoniens et le Crétacé (fig. 38, dépliant hors-texte) affleurent des roches très noires couvertes de lichens verdâtres appartenant au Silurien. À la base de la nappe de Gavarnie, ces roches jalonnent souvent le contact entre Crétacé autochtone et Primaire allochtone. Ici, ce contact est compliqué par la présence d'une lentille de Crétacé allochtone coincée entre le Crétacé autochtone et le Primaire (fig. 38).

Au passage, on observera de nombreuses marmites de géant creusées dans les calcaires où s'encaisse le gave des Tourettes. La surface de Peyre Blanque correspond à un petit lapiaz (karst) avec ses cannelures, fissures, porches, résultant de l'agression des calcaires par le ruissellement des eaux.

Le sentier passe ensuite au pied d'une falaise de calcaires dolomitiques gris roussâtre du Dévonien. Vers le Sud, au-delà du gave, se dressent les formations du Crétacé supérieur. Remarquer les nombreuses petites failles subverticales qui hachent ces calcaires. Le gave des Tourettes marque la limite entre le Crétacé et le Dévonien.

### **Arrêt III.3. Embranchement Boucharo-col des Sarradets**

Le sentier passe sur une petite faille mettant en contact, dans le Primaire, les calcaires dévoniens et les grès et pélites à plantes du Carbonifère. Cette faille Nord-Sud se prolonge au Sud du gave dans les calcaires crétacés (fig. 39, dépliant hors-texte). Le rejet est beaucoup plus important dans le Primaire que dans le Crétacé : il s'agit vraisemblablement d'une faille hercynienne ayant joué au début de l'ère tertiaire, après la mise en place de la nappe de Gavarnie.

Jusqu'au port de Boucharo, tous les affleurements du versant sud du pic de Tentes sont constitués par des pélites et des grès à plantes du

Carbonifère. Dans ces formations, se dessine nettement la stratification limitant les bancs gréseux inclinés vers le Nord-Est.

De l'embranchement Boucharo-col des Sarradets, on pourra rejoindre directement l'itinéraire II (sentier des Sarradets) ou bien continuer jusqu'au col de Tentes et prendre là l'itinéraire I.

Le retour à Gavarnie depuis le plateau Bellevue peut être effectué par le Bois de Bourlic. Jusqu'à la passerelle sur le gave des Tourettes, le sentier reste sur le Crétacé où l'on observera différentes structures géologiques : stratification, schistosité, fentes d'extension remplies de calcite (indiquant un fort aplatissement de la roche). Après la passerelle (50 m) au-dessous, le sentier s'engage sous la barre crétacée puis descend sur les roches primaires du socle : quartzites et schistes à séricite avec leur aspect satiné. De nombreux plis métriques sont très redressés et de fines linéations résultent de l'intersection de deux surfaces structurales : stratification et schistosité.

Au niveau du verrou glaciaire du Jardin botanique (tombe Le Bondidier) on peut observer le passage des quartzites (affleurements bien nets dans le lit du gave, partie amont du verrou) à des schistes quartzitiques, des gneiss et des micaschistes. Ce passage des quartzites aux gneiss se fait par un enrichissement en feldspath. Le gneiss se transforme ensuite en migmatite, comme cela peut s'observer entre le torrent des Entortes et le Pont de Nadau. Localement, dans des calcaires métamorphiques intercalés dans les gneiss, on pourra rechercher des minéralisations importantes en blende et galène (sentier des granges de Pujo, rive droite du gave).

#### *DOCUMENTATION CONSULTABLE*

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

Feuille *Luz* (n° 251), 1<sup>ère</sup> édit. (1905), par A. BRESSON et L. CAREZ; 2<sup>ème</sup> édit. (1949), par M. CASTERAS, M. DEGHAN, L. MENGAUD, M. ROUBAULT, P. URBAIN. Serv. Carte géol. Fr., Paris.

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

Feuille *Argelès-Gazost* (n° 1070), 1<sup>ère</sup> édit. (1980), par Y. TERNET *et al.*  
Orléans : BRGM. Notice explicative par P. BARRERE, J.P. BOIS, J.C. SOULE, Y. TERNET, 46 p.

Feuille *Vielle-Aure* (n° 1083), 1<sup>ère</sup> édit. (1993), par R. MIROUSE *et al.*  
(1993). ORLEANS : BRGM. Notice explicative par R. MIROUSE, P. BARRERE *et al.*, 107 p.

### **Autres cartes**

CHARPENTIER J. de (1823) - Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris, 1 vol., 633 p., 1 carte.

MAGNAN H. (1874). Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. Les roches ophitiques et les terrains qui les renferment. Remarques sur les formations des montagnes pyrénéennes et corbiériennes et notamment sur l'importance des failles et des érosions. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, (2<sup>o</sup> sér.) t. X, n<sup>o</sup>1, 112 p., 4 pl (carte pl. 3).

*Carte géologique à 1/50 000 des Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa (Pyrénées occidentales)*, par F. DEBON (1972), et notice explicative. BRGM et CNRS, 37 p.

*Carte géologique à 1/25 000 du pic du midi d'Ossau et du haut bassin du Rio Gallego*, par F. BIXEL, J. MULLER, P. ROGER (1985). Notice explicative par F. BIXEL, M. CLIN, J.P. TIHAY. Inst. Géodyn., Univ. Bordeaux III, Parc Nat. Pyrénées, 54 p.

### **Banque des données du sous-sol**

La banque des 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 BRGM : Agence régionale Midi-Pyrénées, 12 rue Michel Labrousse, BP 1342, 31106 Toulouse cedex 1 (Tél. 05 61 43 63 00, Fax. 05 61 43 63 09) ; soit au BRGM, Maison de la géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

*BIBLIOGRAPHIE*

- ALIBERT C., DEBON F., TERNET Y. (1988) - Le pluton à structure concentrique du Néouvielle (Hautes-Pyrénées) : typologie chimique, âge et genèse. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 306, sér. II, p. 49-54.
- BARRERE P. (1952) - Le relief des massifs granitiques du Néouvielle, de Cauterets et de Panticosa. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, XXIII, Fasc. 2, p. 69-98, 5 fig., 4 pl. photos.
- BARRERE P. (1953) - Équilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, XXIV, p. 1-19.
- BARRERE P. (1963) - La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 5, n° 4, p. 516-525, 3 fig.
- BARRERE P. (1964) - Le relief karstique dans l'Ouest des Pyrénées centrales. *Rev. belge de Géogr.*, t. 88, n° 1-2, p. 9-62, 6 fig., 10 pl.
- BARRERE P., CAZENAVE-CAPLANE F., TIHAY J.P., POUYLLAU D., POUYLLAU M., REAUD G., RODES M. (1975) - L'action morphologique des englacements dans la haute chaîne pyrénéenne. Actes 96<sup>ème</sup> Congr. national Soc. savantes (Toulouse, 1971). Section géogr. Études géographiques sur le Sud-Ouest. Paris, Bibl. nat., p. 71-87, 3 fig.
- BIXEL F. (1984) - Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Thèse État, univ. Toulouse, 637 p.
- BIXEL F. (1988) - Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées Atlantiques. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, t. 12, p. 661-706.
- BIXEL F., MULLER J., ROGER P. (1985) - Carte géologique du pic du Midi d'Ossau et du haut bassin du Rio Gallego à 1/25 000. Notice par Bixel F., Clin M., Tihay J.P. Inst. Géodyn., Univ. Bordeaux III, Parc Nat. Pyrénées, 54 p.
- BLOT J. (1985) - Contribution à l'inventaire des vestiges protohistoriques en vallée de Cauterets. *Archéologie des Pyrénées Occidentales*. t. 5, p. 121-134.
- BODIN J. (1987) - Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces. Thèse Sci., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, et (1988) Doc. BRGM, n° 153, 255 p.

- BOUCHEZ J.L., GLEIZES G., DJOUADI M.T., ROCHETTE P. (1990) - Microstructures and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites : the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, t. 184, p. 157-171.
- BRESSON A. (1902) - La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gèdre. Comparaisons des bassins crétacés des Eaux-Chaudes, de Gèdre et de Gavarnie. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 1.134, p. 63-66.
- BRESSON A. (1903) - Études sur les formations anciennes des Hautes et des Basses Pyrénées (Haute Chaîne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIV, n° 93, p. 45-323, 76 fig., 6 pl., 1 carte.
- BRIQUEU L., INNOCENT C. (1993) - Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 316, sér. II, p. 623-628.
- CARRERAS J., CAPELLA I. (1994) - Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees : a review and a new interpretation. *J. Struct. Geol.*, t. 11, p. 1509-1524.
- CAZENAVE-CAPLANE F., TIHAY J. P. (1988) - Glaciers rocheux des Pyrénées centrales et occidentales. Soc. hydrotech. Fr., Sect. glaciol. C.R. Réunion 10-11 mars 1988, 9 p., 2 fig., 1 photo.
- CHOUKROUNE P., ECORS Team (1989) - The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, t. 8, p. 23-39.
- CHOUKROUNE P., ECORS Team (1990) - Le Programme ECORS dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. VI, n° 2.
- CORSIN P., DEBON F., MIROUSE R. (1973) - Données paléobotaniques sur l'âge de la «Série de Sia» (Zone primaire axiale des Pyrénées occidentales). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 276, D, p. 285-287.
- COUSTET R. (1991) - Gouffres du versant français du Taillon. SSPCV. Doc. Sci. Parc Nat. des Pyrénées.
- DAHMANI A. (1987) - Les formations métamorphiques et anatectiques de Gavarnie, Héas, Barroude, plan de Larri (Pyrénées). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Toulouse, 372 p., 158 fig., 20 tabl. annexes
- DALLONI M. (1910) - Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, t. XIX, 444 p., 56 fig., 3 pl.

- DEBAT P. (1965) - Les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 100, fasc. 1-2, p. 137-173.
- DEBAT P. (1969) - Tectonique tertiaire dans les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas (Hautes-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 31-32.
- DEBAT P., DAHMANI A., DRIOUCH Y. (1996) - Le complexe métamorphique et anatectique de Gavarnie. *In Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées : BARNOLAS A., CHIRON J.C., GUERANGE B. (Coords), BRGM-ITGE. Vol. 1, p. 565-568.*
- DEBON F. (1972) - Carte géologique à 1/50 000 des massifs granitiques de Caunterets et Panticosa. BRGM, CNRS. Notice explicative, 37 p.
- DEBON F. (1975) - Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Caunterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. Une étude pétrographique et géochimique. Thèse Sci., univ. Nancy, et *Mém. Sci. de la Terre*, t. 33, 420 p.
- DEBON F. (1980) - Genesis of the three concentrically-zoned plutons of Caunterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geol. Rundsch.*, t. 69, p. 107-130.
- DEBON F. (1996) - Complexe plutonique de Caunterets-Panticosa. *In Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées : BARNOLAS A., CHIRON J.C., GUERANGE B. (Coords), BRGM-ITGE. Vol. 1, p. 410-417.*
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, methods, applications. *Bull. Minéral.*, t. 111, p. 493-510.
- DEBON F., ZIMMERMANN J.L. (1993) - Mafic dykes from some plutons of the western Pyrenean Axial Zone (France, Spain) : markers of the transition from Late-Hercynian to early Alpine events. *Schweiz. mineral, petrogr. Mitt.*, t. 73, p. 421-433.
- DEBON F., ENRIQUE P., DREUX G., BOYMOND E., DESMIDT A. (1991) - Composition chimique et nomenclature de 1724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des Pyrénées (France, Espagne). *Géologie de la France*, n° 4, p. 39-70.
- DELVOLVE J.J. (1987) - Un bassin synorogénique varisque, le Culm des Pyrénées centro-occidentales. Thèse Etat, univ. Toulouse, 482 p.
- DERAMOND J. (1979) - Déformation et déplacement des nappes. Exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). Thèse Etat, univ. Toulouse, 409 p.

- DERAMOND J., JOSEPH J. (1972) - Formation d'une schistosité par rejou d'une surface antérieure d'anisotropie : exemple du Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Haute-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, p. 2149-1952, 2 fig.
- DERAMOND J., JOSEPH J., MAJESTE-MENJOULAS C., MIROUSE R. (1980) - Géométrie des déformations dans une nappe complexe : la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales, France). *Geol. Rundsch.*, B 69, H 3, p. 659-677.
- DESTOMBES J. (1957) - Tectonique du bord méridional du granite de Cauterets. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 245, p. 1642-1643.
- DRIOUCH Y. (1987) - Les formations plutoniques basiques métamorphosées du complexe de Gavarnie, Héas, Barroude et plan de Larri (Pyrénées). Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, univ. Toulouse, p. fig.
- DRIOUCH Y., DAHMANI A., DEBAT P., POUGET P., SEYLER M., SOULA J.C. (1989) - Les formations ultrabasiques et basiques au sein des séries méso-crustales des Pyrénées hercyniennes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 308, II, p. 1249-1255.
- DRIOUCH Y., ROUX L., DAHMANI A., DEBAT P. (1996) - Formations ultrabasiques et basiques associées aux formations métamorphiques et anatectiques des Pyrénées hercyniennes. *In Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* : BARNOLAS A., CHIRON J.C, GUE-RANGE B. (Coords), BRGM-ITGE, vol. 1, p. 463-464.
- EVANS N.G., GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.-L. (1997) - A new interpretation of the Hercynian tectonics in the Pyrenees based on the detailed examination of structures around the Bassiès granite. *J. Struct. Geol.*, t. 19, p. 195-208.
- FLACHERE H. (1977) - La nappe du Mont Perdu et ses relations avec la nappe de Gavarnie. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, univ. Toulouse, 88 p., 9 pl. texte +12 pl. h.-t.
- GALERA-FERNANDEZ J. M. (1987) - Estudio del Devoniano del Pirineo central español. Tesis Univ. politec. de Madrid, 276 p., 36 fig., 16 pl.
- GALOP D. (1998) - La forêt, l'Homme et le troupeau dans les Pyrénées. 600 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée. GÉODE. Laboratoire d'écologie terrestre. FRA. M.ESPA. Toulouse. 285 p., 61 fig.
- GLEIZES G., NEDELEC 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 characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.*, 98, p. 4317-4331.

- GLEIZES G., LEBLANC D., SANTANA V., OLIVIER P., BOUCHEZ J.L. (1998) - Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, 20, p. 1229-1245.
- GUEDON F. (1999) - Le peuplement en montagne. Pastoralisme et habitat en Val d'Azun et en vallée de Cauterets (Hautes-Pyrénées). *Revue du Comminges et des Pyrénées centrales*, t. CXV, p. 355-367, 14 fig.
- GUERROT C. (1998) - Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour le granite de Cauterets, Pyrénées. Rapport inédit, SMN/PEA/ISO 146/98 CG/NB, BRGM, 4 p.
- HELLER F. (1973) - Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell massif (Switzerland). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, p. 180-188.
- JACOB C. (1927) - Considérations tectoniques sur les Pyrénées. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. XVI, II, p. 289-298.
- JACOB C. (1930) - Zone Axiale, versant sud, versant nord des Pyrénées. In Livre Jubilaire, *Soc. géol. Fr. (1830-1930)*, t. II, p. 389-410.
- JEURISSEN G.F.J. (1969) - Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary between the rio Aragon subordàn and the rio Gallego (Spanish Pyrenees, Province of Huesca). Thesis, Utrecht, et *GeoL Ultraiectina*, n° 10, fasc. 2, 71 p.
- JORDA M. (1985) - Le Dryas récent, une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes françaises du Sud. In Environmental changes in the high mountains in postglacial times. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica, 25<sup>ème</sup> Congr. Géogr. Int., Warsaw, thème 20, p. 11-28.
- JOSEPH J. (1973) - Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le gave de Pau. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, univ. Toulouse, 143 p.
- JOSEPH J., LUCAS C. (1972) - Déformations hercyniennes et pyrénéennes dans la nappe de Gavarnie (Haute-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 657-659.
- JULIA ANDRES A., CHUECA CIA J. (1998) - Le petit âge glaciaire dans les Pyrénées centrales méridionales. Estimation des paléotempératures à partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-Ouest européen*, n° 3, p. 79-88, 3 fig., 3 tabl.
- KRYLATOV S., STOPPEL D. (1971) - Attribution au Frasnien de la Série de Sia (Zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes-Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques. *Z.dtsch. geol. Gesellsch.*, 122, p. 213-230.

- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1996) - Mille ans de séismes en France. Ouest Editions, 75 p., 1 carte.
- LAMBERT J., BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.Y., GODEFROY P., LEVRET-ALBARET A. (1996) - Les tremblements de terre en France. Eds. BRGM, 196 p., 97 fig., 130 ph.
- LA ROCHE H. DE, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980)- A classification of volcanic and plutonic rock using *R1R2*-diagram and major-element analysis - Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, p. 183-210.
- LEBLANC D., GLEIZES G., Roux L., et BOUCHEZ J.L. (1996) - Variscan dextral transpression in the French Pyrenees : new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics*, 261, p. 331-345.
- LUSSAULT A. (1997) - Les Hautes-Pyrénées (65). Carte archéologique de la Gaule. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres. Ministère de la Culture. Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche, 304 p., 227 fig.
- MAJESTE-MENJOULAS C. (1979) - Évolution alpine d'un segment de chaîne varisque : Nappe de Gavarnie, Chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse État, univ. Toulouse, 343 p., 132 fig., 3 pl.
- MAJESTE-MENJOULAS C. (1981) - Superposition d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, fasc. 2, p. 195-199, XXIII, p. 673-678.
- MENGAUD L. (1939) - Études géologiques dans la région de Gavarnie et du Mont-Perdu. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XL, n° 199, p. 197-223.
- MILITON C. (1987) - Métallogénie polyphasée à Zn, Pb, Ba, F et Mg, Fe de la région de Gèdre-Gavarnie-Barroude (Hautes-Pyrénées). Thèse Université, Orléans, 413 p.
- MIROUSE R. (1962) - Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées. Thèse Sri., Univ. Paul-Sabatier, Toulouse et (1966). *Mém. Carte géol. dét. Fr.*, 451 p.
- MIROUSE R., SOUQUET P. (1964) - Présence du Cénomanién au sommet du Pic Balaïtous (Hautes-Pyrénées). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, VI, p. 308-309.
- MIROUSE R. et al. (1993) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vielle-Aure (1083). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. MIROUSE, P. BARRERE, 107 p.

- MOREAU H. (1975) - Essai de géologie structurale dans le Vignemale et les hautes vallées du Río Ara et du gave d'Ossoue. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, univ. Bordeaux, 85 p., 14 fig., 1 carte h.-t.
- OMNES J. (1987) - Préhistoire et protohistoire des Hautes-Pyrénées. Association Guillaume MAURAN Ed. Collection patrimoine haut-pyrénéen, 1 268 p., 10 cartes.
- PERRET M.F. (1989) - Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (conodontes, foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. Thèse État, univ. Toulouse, 597 p., 160 fig. et (1993) *Strata*, 21, 597 p.
- PUPIN J.P. (1976) - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Sci., univ. Nice, 394 p.
- REAUD G. (1970) - Etude géomorphologique des hautes vallées du Marcadau. T.E.R., univ. Bordeaux III, 106 p., 1 carte couleur h.t.
- ROMEY A. DE (1907) - Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 30, p. 110-216.
- SANTANA V., TUBIA J.M., GLEIZES G. (1992) - Analyse structurale du pluton zoné de Panticosa (Pyrénées, Espagne). 14<sup>ème</sup> RST, Toulouse, *Soc. géol. Fr. édit.*, p. 94.
- SCHWARZ E.V. (1962) - Geology and paleomagnetism of the valley of the river Aragon subordàn N and E of Oza, Spanish Pyrenees, Province of Huesca. Thèse Sci., Utrecht et *Est. Geol.* Madrid, XVIII, p. 193-240.
- SEGURET M. (1970) - Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées (caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité). Thèse Sci., univ. Montpellier et *Pub. USTELA*, Montpellier, 162 p., 12 pi. et cartes.
- SERRANO E. (1991) - Geomorfologia glaciària de las montañas y valles de Panticosa y de la Ribera de Biescas (Pirineo aragones). Tesis doctoral, Madrid, univ. autonoma, 957 p.
- SERRANO E., SANJOSE S.S., SILIO F., AGUDO C. (1995) - Movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas. *Pirineos*, n° 145-146, p. 103-110, 3 fig., 3 tabl.
- SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., GUCHEREAU J.Y., LAMOUROUX C., POUGET P., ROUX L. (1986) - Évolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 79-93.

- SOULE J.C. (1976) - Évaluation des ressources hydrauliques de la France - État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département des Hautes-Pyrénées. Rapport BRGM, 76 SGN 071 MPY, 38 p., 15 pl.
- SOUQUET P. (1967) - Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse État, univ., Toulouse, 529 p.
- STRECKEISEN A.L. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.
- TERNET Y. *et al.* (1980) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-Gazost (1070). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. TERNET *et al.* (1980), 46 p.
- VALERO J. (1974) - Géologie structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa. Province de Huesca (Espagne). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, univ. Bordeaux III, 78 p., 32 pl., 1 carte.
- VAN DE VELDE E. (1967) - Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrenees, province of Huesca. Thèse Sci., Utrecht, 1964 et *Est. Geol.*, vol. XXIII, n° 3-4, p. 163-201.
- VAN DER VOO R. (1966) - Geology of the Sierra Tendeñera region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca. *Est. Geol.*, vol. XXII, n° 1-2, p. 61-64.
- VAN LITH J.G. (1965) - Geology of the Spanish part of the Gavarnie nappe (Pyrenees) and its underlying sediments near Bielsa (Province of Huesca). Thèse Sci., Utrecht et *Geol. Ultraiectina*, n° 10, 67 p.
- VOGT J. *et coll.* (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 248 p., 12 pl., 1 carte.
- WENSINK H. (1962) - Paleozoic of the Upper Gallego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. *Est. Geol.*, vol. XVIII, n° 1-2, p. 1-74., cartes h.-t.

### *AUTEURS*

La rédaction de la notice de la feuille Gavarnie a été coordonnée par C. MAJESTÉ-MENJOULAS, maître de conférence à l'université de Toulouse, F. DEBON chargé de recherche au CNRS, et P. BARRÈRE, professeur émérite à l'université de Bordeaux, avec la collaboration de T. BAUDIN, ingénieur géologue au BRGM, D. LEBLANC, chargé de recherche au CNRS, J. ASTRUC, ingénieur géologue au BRGM.

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

Terrains paléozoïques (stratigraphie et tectonique) : C. MAJESTE-MENJOULAS

Terrains méso et cénozoïques : C. MAJESTE-MENJOULAS et H. FLACHERE

Quaternaire : P. BARRERE, professeur émérite

Complexe métamorphique de Gavarnie : C. MAJESTE-MENJOULAS

Complexe plutonique de Caunterets-Panticosa et filons : F. DEBON, avec la collaboration de D. LEBLANC (données ASM)

Dynamique des dépôts sédimentaires : C. MAJESTE-MENJOULAS

Typologie, genèse et mise en place des roches ignées : F. DEBON et D. LEBLANC

Évolution tectono-métamorphique : C. MAJESTE-MENJOULAS

Synthèse géodynamique régionale : C. MAJESTE-MENJOULAS

Archéologie : C. SERVELLE

Hydrogéologie : J. ASTRUC et J. GUERANGE-LOZES

Itinéraires géologiques : C. MAJESTE-MENJOULAS

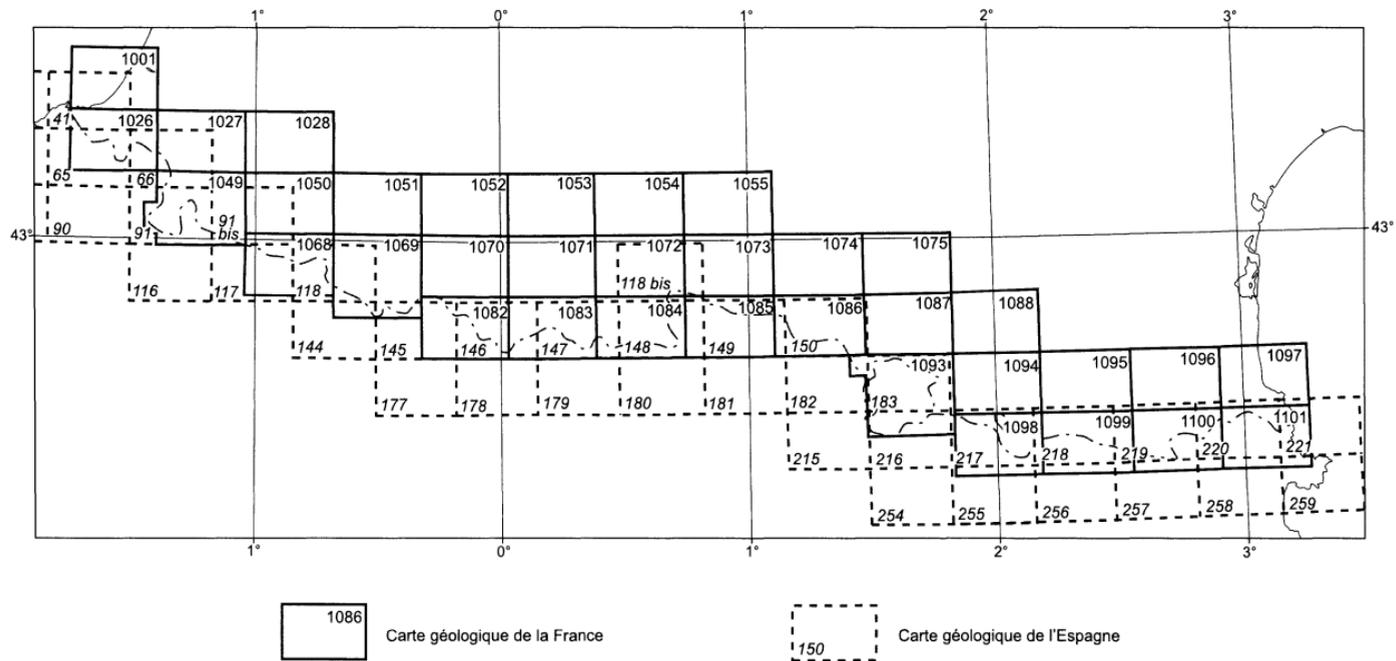
**Présentation au CCGF : 11 décembre 1997**

**Acceptation de la carte et de la notice : 7 septembre 1998**

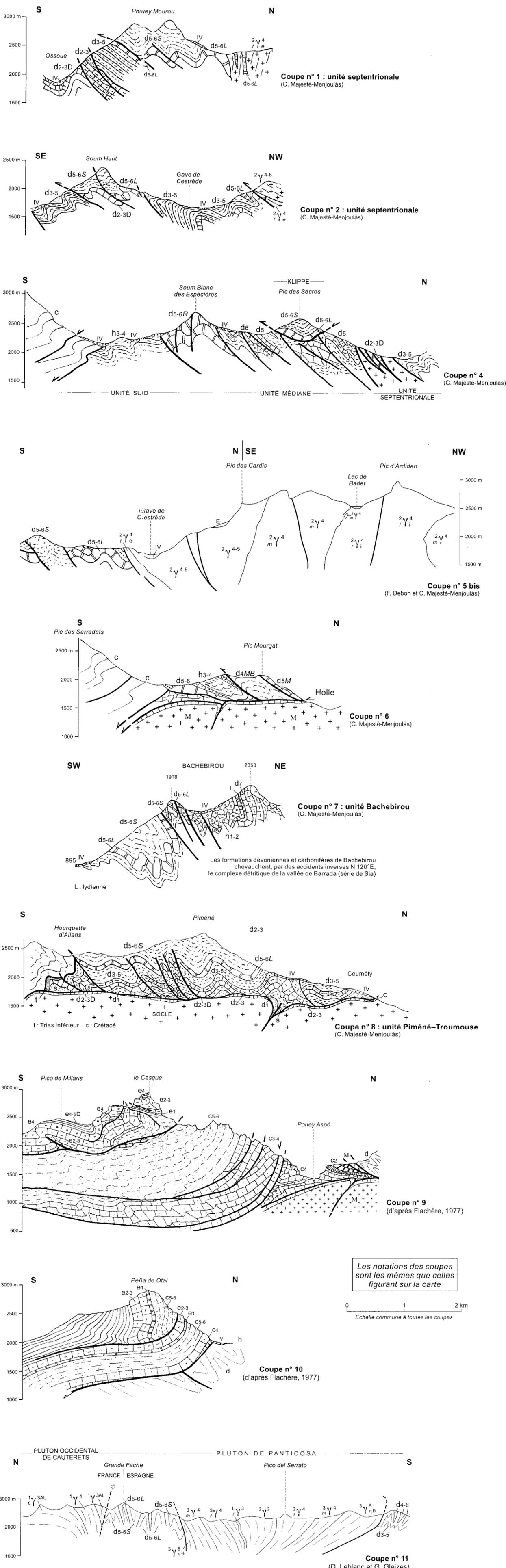
**Impression de la carte : 1999**

**Impression de la notice : 1999**

ANNEXES



**Limite des cartes géologiques à 1/50 000 de la France et des cartes géologiques à 1/50 000 espagnoles correspondantes**



**Fig. 24 - Coupes géologiques 1, 2, 4, 5 bis, 6, 7, 8, 9, 10 et 11**  
(localisation sur le schéma structural de la carte)

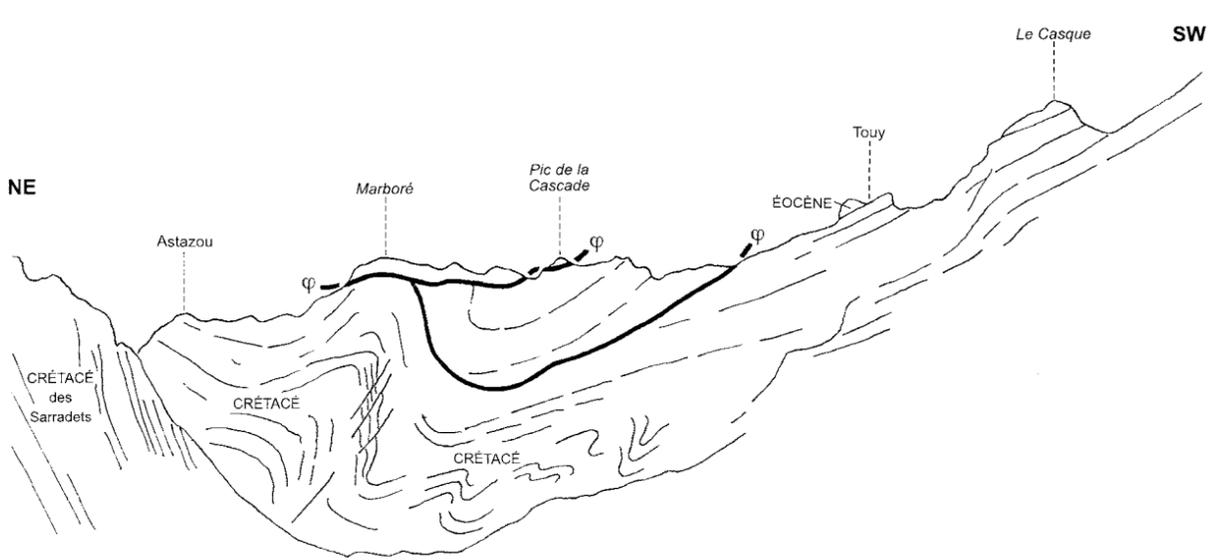


Fig. 32 - Arrêt II.2 : refuge des Sarradets, panorama vers l'Est

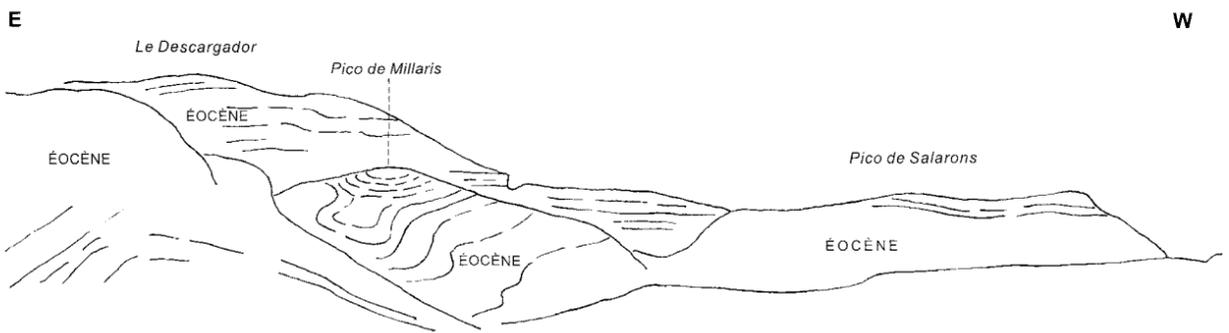


Fig. 33 - Arrêt II.3 : col de la Brèche de Roland, panorama vers le Sud

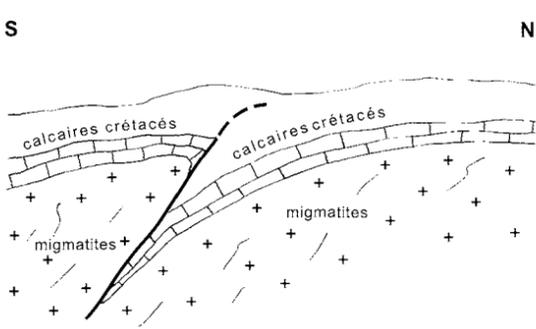


Fig. 34 - Arrêt III.0 : sentier Gavarnie-port de Boucharo, vue sur la faille de la Prade. Faille dans l'autochtone

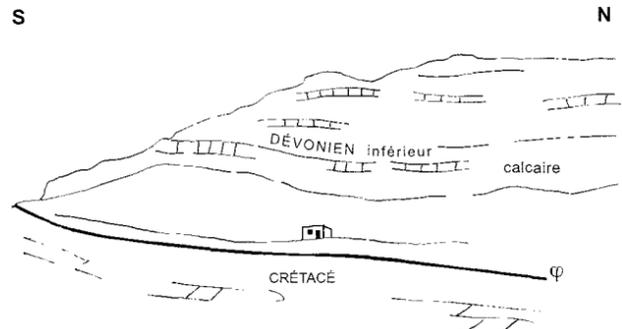


Fig. 35 - Arrêt III.1 : plateau de Bellevue, vue sur le chevauchement de la nappe de Gavarnie

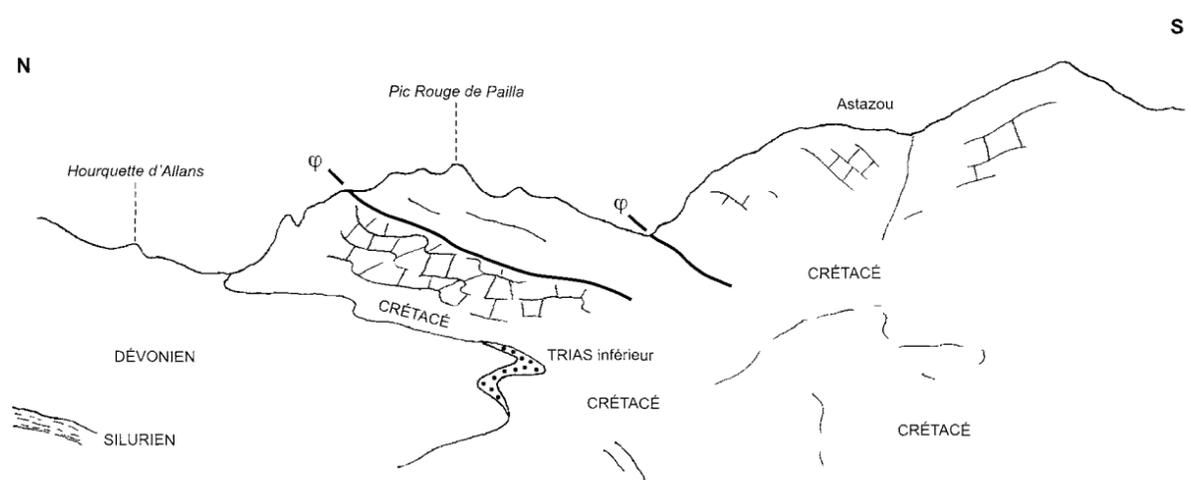


Fig. 36 - Arrêt III.2 : embranchement du sentier de Pouey Aspé et du sentier des Tourettes, panorama sur la rive droite du gave de Gavarnie. Contact Paléozoïque-Mésozoïque

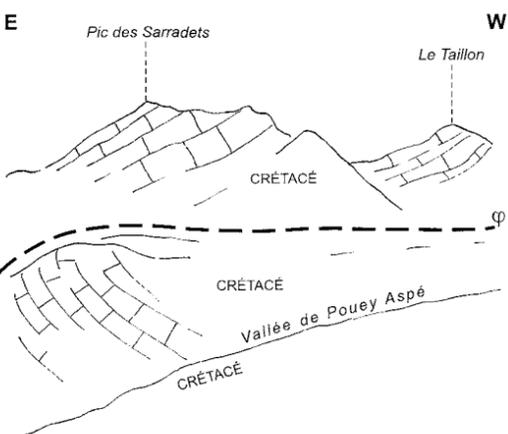


Fig. 37 - Arrêt III.2 : embranchement du sentier de Pouey Aspé et du sentier des Tourettes, panorama vers le Sud sur le Crétacé des Sarradets

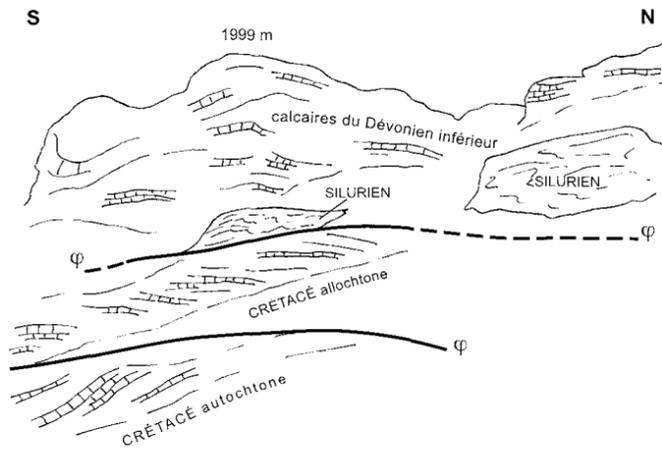


Fig. 38 - Arrêt III.2 : embranchement du sentier de Pouey Aspé et du sentier des Tourettes, panorama vers l'Ouest sur le mamelon 1999 m. Contact de la nappe de Gavarnie

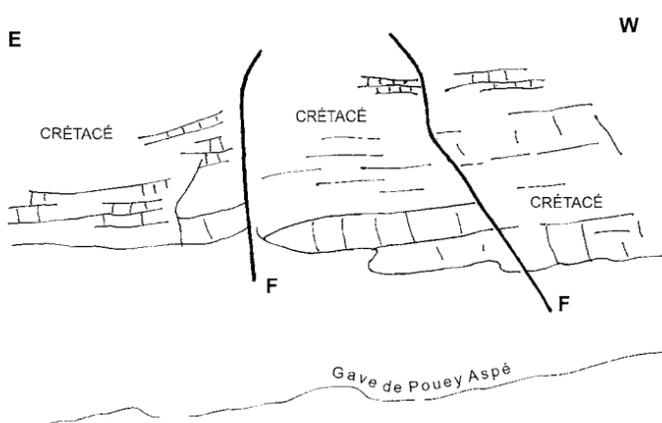


Fig. 39 - Arrêt III.3 : embranchement du sentier de Boucharo, du sentier de Pouey Aspé et du sentier du col des Sarradets. Failles NS subverticales dans le Crétacé des Sarradets (Saint Bertrand)

F - Faille      φ - Chevauchement

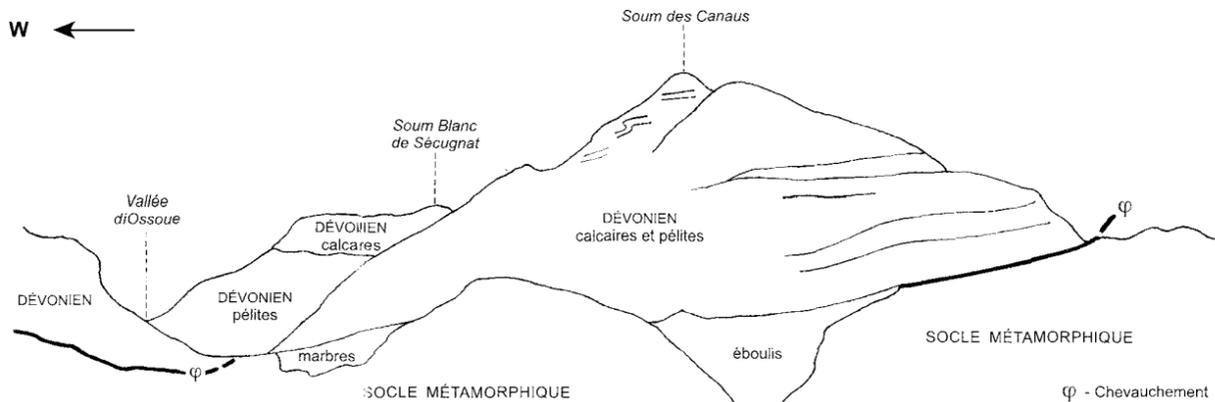


Fig. 25 - Arrêt I.1 : premier virage après l'embranchement Ossoue-Boucharo, panorama vers le Nord-Ouest

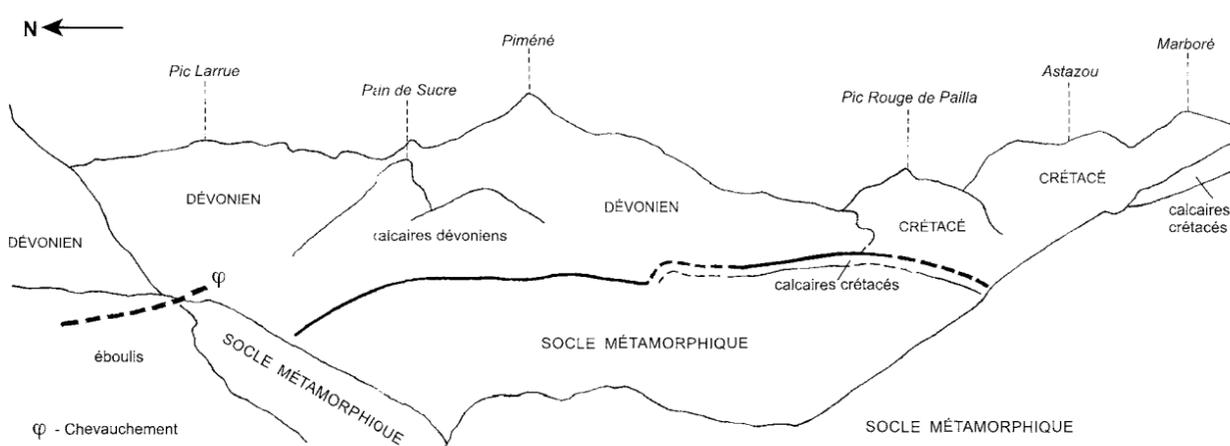


Fig. 26 - Arrêt I.3 : virage du Bois de Saint-Savin, panorama de la rive droite du gave de Pau

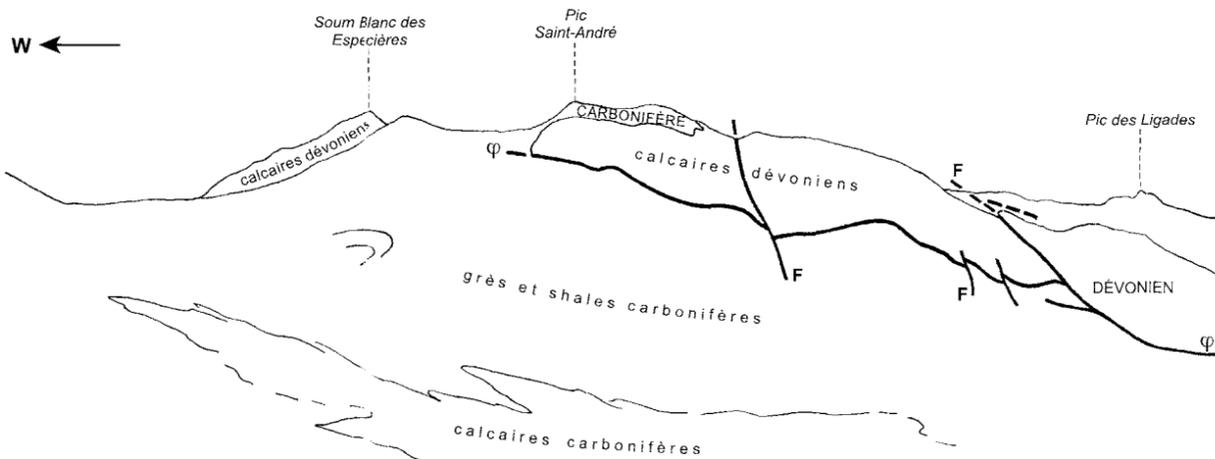


Fig. 27 - Arrêt I.4 : parking du col de Tentes, panorama vers le Nord

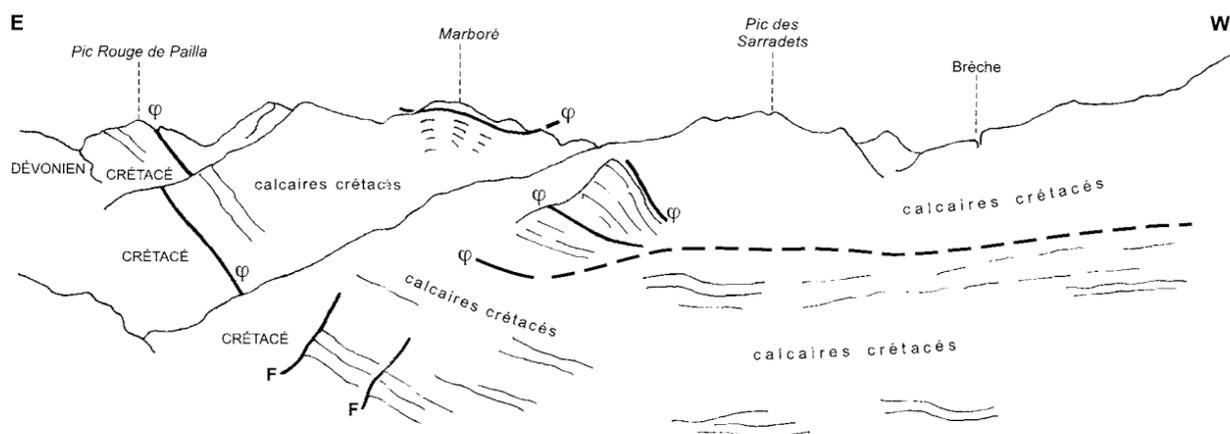


Fig. 28 - Arrêt I.4 : parking du col de Tentes, panorama vers le Sud

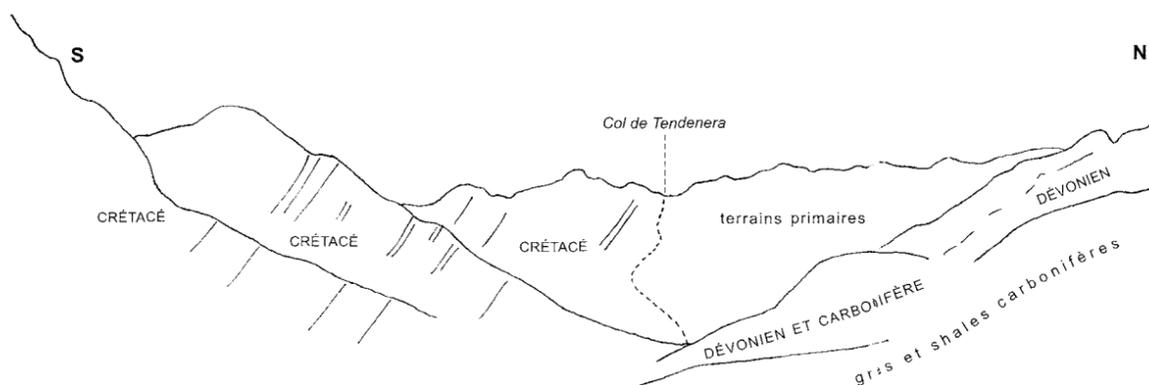


Fig. 29 - Arrêt I.5 : port de Boucharo, panorama vers l'Ouest

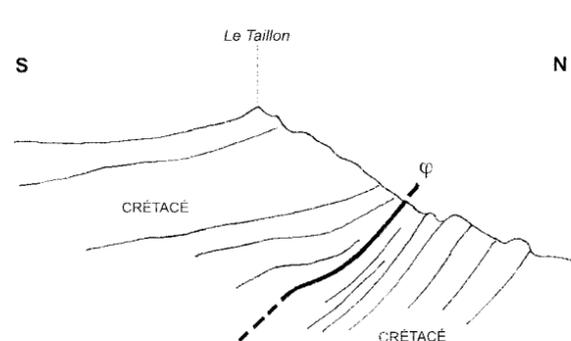


Fig. 30 - Arrêt II.1 : col des Sarradets, panorama vers l'Ouest

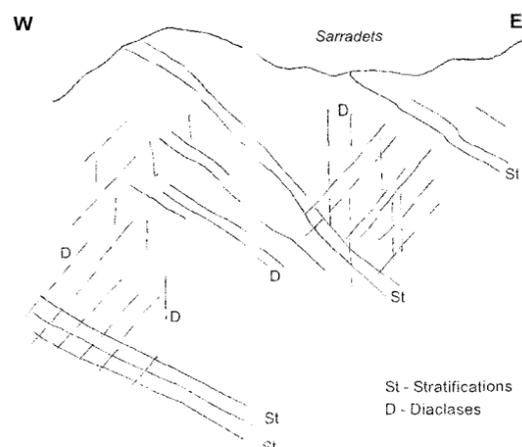


Fig. 31 - Arrêt II.2 : refuge des Sarradets, panorama vers le Nord

φ - Chevauchement F - Faille