



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

VIELLE-AURE

par

R. MIROUSE, P. BARRÈRE

VIELLE-AURE

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

Argelès- Gazost	Campan	Arreau
Gavarnie	VIELLE-AURE	Bagnères-de- Luchon



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VIELLE-AURE À 1/50 000

par

R. MIROUSE, P. BARRÈRE avec la collaboration de
J.C. SOULE, Y. TERNET

1993

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

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

-pour la carte: MIROUSE R., BARRÈRE P., SOUQUET P., FLACHÈRE H., JOSEPH J., LAMOUREUX C., MAJESTÉ-MENJOUAS C., PÉRÉ A., RODDAZ B., TROUILLER A., VAIS-SIÈRE J.L., VAN LITH J.G.J., DEBAT P., DAHMANI A., DRIOUCH Y., DEBON F., ALIBERT C., COSSON J., TERNET Y. (1993) - Carte géol. France (1/50000), feuille **Vielle-Aure** (1083). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Mirouse, P. Barrère (1993), 107 p.

-pour la notice: MIROUSE R., BARRÈRE P. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Vielle-Aure** (1083). Orléans : BRGM, 107 p. Carte géologique par R. Mirouse *et al.* (1993).

©BRGM, 1993. 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 : 2-7159-2083-0

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	1
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉSUMÉE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	14
<i>TERRAINS DU CYCLE VARISQUE</i>	14
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	34
<i>COMPLEXES PLUTONIQUES VARISQUES</i>	44
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	49
<i>SECONDAIRE ET TERTIAIRE</i>	50
<i>QUATERNAIRE</i>	57
GÉOLOGIE STRUCTURALE	65
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	90
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	90
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	91
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	91
<i>ITINÉRAIRE PÉDESTRE</i>	91
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	100
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	107
AUTEURS	107
ANNEXES :	
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	
<i>COUPES GÉOLOGIQUES</i>	

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Le territoire couvert par la feuille Vielle-Aure se situe dans les Pyrénées centrales, et correspond à une partie des régions frontalières du département des Hautes-Pyrénées ; il déborde en Aragon espagnol.

La feuille Vielle-Aure est entourée par les coupures Gavarnie, Argelès-Gazost, Campan, Arreau, Bagnères-de-Luchon de la Carte géologique de France à 1/50000. Les coupures espagnoles de Bujaruelo et Liena, levées par P.I.G.M.E., lui correspondent en partie, au Sud.

Cette feuille comprend essentiellement des secteurs de haute montagne. Mis à part le fond de quelques vallées majeures (vallées du gave de Pau et de la neste d'Aure), l'essentiel de la région se situe à des altitudes supérieures à 1500 m. Certains secteurs s'élèvent à plus de 3 000 m, comme par exemple au pic Long (3 192 m) dans le massif du Néouvielle, ou encore, dans les secteurs frontaliers, au Monte Perdido (mont Perdu) (3 355 m), au Marboré (3 248 m) ou encore au pic de Batoua (3 034 m).

Le réseau hydrographique est organisé autour de trois bassins principaux : celui du haut gave de Pau, à l'Ouest, concerné seulement dans le secteur de Gèdre—Pragnères ; celui de la Cinca, au Sud-Est, en territoire espagnol ; celui surtout de la neste d'Aure, au Nord-Est, que rejoignent tout un cortège de torrents venus soit des crêtes frontalières (nests de la Gela, de Saux, de Moudang), soit du massif du Néouvielle (neste de Couplan, ruisseau d'Espiaube) ; ce dernier massif se caractérise par la présence d'un nombre important de lacs de haute altitude (Orédon, Cap de Long, Aumar, etc.).

Principaux ensembles géologiques

Pour l'essentiel, la feuille Vielle-Aure correspond à des terrains anciens relevant de la partie méridionale de la *haute chaîne primaire* des Pyrénées (= zone primaire axiale). Il y a là des séries sédimentaires s'étageant de l'Ordovicien (ou plus ancien ?) au Namuro-Westphalien. D'une unité structurale à une autre — que définissent certains contacts anormaux longitudinaux — apparaissent entre eux des différences de faciès parfois prononcées.

Ces terrains ont été déformés lors de l'orogénèse varisque. Dans divers secteurs, ils ont été aussi profondément affectés par les effets du métamorphisme varisque : tel est le cas de ceux du complexe métamorphique et anatectique que l'on voit affleurer dans le fond des vallées du gave de Pau et du gave de Héas, en amont de Gèdre, sur les crêtes frontalières de Barroude ainsi que sur les parois de la petite auge glaciaire suspendue du plan de Larri, en Haut-Aragon.

Au sein de ces terrains anciens ont fait intrusion deux importants corps plutoniques granitoïdiques d'âge varisque. Un d'entre eux (*granite de Bielsa*) s'allonge essentiellement en territoire espagnol, de part et d'autre de la vallée du rio Barrosa, de la sierra de Liena à Urdiceto. Le Nord de la feuille

Vielle-Aure concerne, d'autre part, un bon tiers du *massif granitique du Néouvielle* qui s'est hissé ici jusqu'à plus de 3 000 m d'altitude.

Sur tous ces terrains, qui donnent une image relativement variée et complète du bâti varisque de la chaîne, reposent en discordance des *séries post-hercyniennes*.

Il s'agit, localement, de formations molassiques et carbonatées du Permien et/ou du Trias, dont on peut observer des lambeaux, généralement exigus et d'épaisseur réduite. S'y superposent — ou viennent directement sur les terrains anciens du bâti varisque — des formations essentiellement carbonatées marines qui s'étagent de l'Albo-Cénomaniens au Crétacé terminal et au Nummulitique. Ces séries constituent, dans l'angle sud-occidental de la feuille, les importants reliefs de l'Astazou, du Marboré, du Monte Perdido et du Sum de Ramond et se prolongent, plus à l'Ouest (feuille Gavarnie) dans les murailles du cirque de Gavarnie ; vers le SSE (feuille espagnole Bielsa), elles ont été spectaculairement entaillées par la partie amont du cours du rio Cinca (val de Pineta).

Mais les assises du « Grès rouge », aussi bien que les calcaires néocrétacés, apparaissent également, sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, sous forme de lambeaux exigus, discontinus, jalonnant de place en place des dispositifs chevauchants. Ceci est l'expression du dispositif tectonique majeur qui caractérise le territoire de la feuille. La partie méridionale du bâti varisque de la haute chaîne s'est trouvée engagée, lors de la formation des Pyrénées alpines, dans un important mouvement de chevauchement en direction du Sud qui a formé la « *nappe de Gavarnie* », mise en évidence par A. Bresson, dès le début de ce siècle (voir schéma structural et coupes).

Cette nappe est formée pour partie de matériel paléozoïque dont la position chevauchante se trouve clairement exprimée, sur le territoire de la feuille, dans les reliefs montagneux qui dominent les vallées du gave de Pau et du gave de Héas : crêtes de Soum Haut (feuille Gavarnie), de Piménée (*), de Montferrand, de Gerbats, de la Munia (cirque de Troumouse). Ces terrains paléozoïques (Dévonien daté, essentiellement) surmontent un autochtone relatif de nature métamorphique, à la faveur d'une surface de contact anormal proche de l'horizontale, observable sur le pourtour de la fenêtre de Gavarnie — Gèdre — Héas : contact qui est donc jalonné, de place en place, par des lambeaux discontinus de Grès rouge du Permo-Trias et de calcaires du Crétacé supérieur. Cet ample chevauchement du Sud s'enracine apparemment (au niveau de la surface actuelle d'érosion) en aval de Gèdre.

Plus à l'Est, au-delà des crêtes de Barroude, le même dispositif se prolonge au Nord des crêtes frontalières. Il s'y trouve recoupé par les vallées subméridiennes de Saux, de Moudang, de Rioumajou. La surface de chevauchement présente un plongement au Nord de plus en plus accusé au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Est ; les terrains dévoniens des crêtes de Bourgade, de Garlitz, d'Aret, de Berdalade, viennent ainsi en position de recouvrement de moins en moins prononcé sur un autochtone relatif

(*) orthographié *Pimène* sur le fond topographique IGN

constitué de terrains du Paléozoïque inférieur, inégalement métamorphiques et très localement revêtus de témoins exigus de « Grès rouge » et/ou de calcaires néocrétacés.

Ce que l'on peut ainsi désigner comme « *nappe paléozoïque de Gavarnie* » se développe vers le Sud, sur le territoire de la feuille, au méridien de la vallée du gave de Pau, jusqu'au Sud du massif de Piméné (Hourquette d'Alans). Plus à l'Est, c'est le Paléozoïque de cette nappe qui forme les crêtes frontalières joignant le pic Lacanau au pic de la Munia, constituant ici la partie méridionale de l'hémicycle du cirque de Troumouse. La nappe paléozoïque forme, sur le versant espagnol, les reliefs de Robinera, Chinipro, Commodoto, la Estiva; son substrat (autochtone relatif) apparaît encore dans la petite fenêtre du plan de Larri et, plus à l'Est, dans la sierra de Liena et l'entaille du rio Barrosa.

Il ressort de ceci que, sur ces seules bases observables en surface, la flèche de la nappe paléozoïque de Gavarnie est, au méridien de Gèdre, supérieure à 10 km.

Au front méridional de la nappe paléozoïque de Gavarnie, les séries mésozoïques et cénozoïques des massifs du Marboré et du Monte Perdido constituent un ensemble également allochtone, affecté par le même mouvement général à vergence S.

Mais certaines d'entre elles sont encore en relation plus ou moins directe avec le Paléozoïque (allochtone) dont elles constituent en somme la couverture propre. Il s'agit de terrains du Crétacé supérieur (différents de leurs homologues autochtones) qui se dressent dans le pic Rouge de Pailla et le pic Blanc, de part et d'autre de la haute vallée d'Estaubé, et qui forment tout le versant nord-oriental de la vallée de Pineta, sous le sommet du Commodoto. Paléozoïque allochtone et terrains de sa couverture forment ainsi ensemble la « *nappe de Gavarnie* ».

Mais, plus au Sud encore, au front de cette dernière, un contact anormal, ou une série de contacts anormaux, à plongement S, individualisent une unité supérieure, plus méridionale donc. Ce contact anormal, qui court au Nord des Astazou et du pic de Forcarral, et le long de la vallée de Pineta, définit la base d'une « *nappe du mont Perdu* », à matériel néocrétacé et num-mulitique original. Cette nappe culmine à plus de 3 300 m dans le mont Perdu (= Monte Perdido, que l'on tint jadis pour le sommet le plus élevé des Pyrénées). Elle présente l'essentiel de son développement au-delà des limites méridionale et sud-occidentale de la feuille (coupures Bielsa, Broto, Bajaruelo, de la carte géologique de l'I.G.M.E.).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé d'une zone de moyenne et haute montagne géologiquement complexe, exige une analyse détaillée du terrain que les conditions naturelles d'observation ne rendent pas toujours aisée. L'importance du couvert végétal caractéristique d'une région à climat humide (versant nord de la chaîne des Pyrénées), et parfois aussi l'étendue des formations superficielles récentes, nuisent à la précision des contours aux basse altitudes. Plus haut, les

conditions d'affleurement sont généralement plus favorables, mais l'accès devient moins aisé : il ne peut plus s'agir que d'une approche pédestre, à partir d'assez rares voies de communication qui se limitent aux fonds de vallées (gaves de Pau—Héas et neste d'Aure) si l'on excepte la desserte du secteur Orédon — Cap de Long (massif du Néouvielle), celle de la station de ski de Saint-Lary—Pla-d'Adet—col de Portet (Nord-Est de la feuille) et du tunnel frontalier Aragnouet—Bielsa.

La cartographie des terrains anciens de la feuille — qui avaient fait antérieurement l'objet de levés de A. Bresson, puis de R. Mirouse et surtout de M. Clin — a pris essentiellement pour base des levés sectoriels systématiquement effectués à partir de 1968, dans le cadre de thèses de spécialité réalisées à l'université de Toulouse III :

—par A. Péré, pour le secteur s'étendant de l'Aguila à la montagne de Bachebirou, dans l'angle nord-occidental de la feuille ;

—par J. Joseph, pour le secteur compris entre la partie amont de la vallée du gave de Pau, le cirque de Troumouse et les pentes dominant le cirque de Larri, en territoire espagnol ;

—par B. Roddaz, pour le prolongement oriental de la nappe paléozoïque de Gavarnie et de son substrat autochtone entre la Géla et le Moudang ;

—par A. Trouiller, pour le secteur (nappe et son substrat) environnant la vallée de Rioumajou ;

—par J.L. Vaissière pour le secteur s'étendant de l'Ouïe à Saint-Lary, au Nord-Est de la feuille.

Les levés ainsi réalisés ont été coordonnés par R. Mirouse qui a pu bénéficier à cet effet de l'appoint de recherches thématiques concernant la stratigraphie du Paléozoïque (travaux de S. Crilat, de M.F. Perret, de J.J. Delvolvé), et concernant aussi l'organisation structurale de la nappe de Gavarnie (*cf.* C. Majesté-Menjoulas, J. Deramond).

La cartographie des parties de l'autochtone métamorphique de la nappe, qui apparaissent en fenêtre dans les vallées des gaves de Pau et de Héas et dans le secteur de Barroude, a été établie sur la base de levés et de travaux thématiques de P. Debat et aussi de C. Moreau, G. Hoareau, de A. Dahmani et Y. Driouch, au laboratoire de géologie structurale et tectonophysique de l'université de Toulouse. Ce sont les attributions et interprétations de cette équipe qui ont été retenues dans l'établissement et la présentation des contours.

La cartographie du massif granodioritique du Néouvielle a été réalisée à partir de levés inédits de J. Marre, des travaux thématiques de C. Lamou-roux concernant les mylonites des Pyrénées, ainsi que des recherches de C. Alibert, F. Debon et Y. Ternet.

La cartographie des terrains paléozoïques de la feuille Vielle-Aure situés en territoire espagnol a été partiellement effectuée dans le cadre de certains des travaux sus-évoqués. Elle a pu s'appuyer sur les travaux de géologues de l'école d'Utrecht (J.G. Van Lith), et surtout sur les levés récents des géologues de l'LG.M.E. concernant les feuilles Liena et Bujaruelo (Rios *et al.*, 1979b, 1987) ; l'interprétation stratigraphique générale a pu également bénéficier ici du travail de synthèse récemment réalisé par J.M. Galera (1987).

La cartographie des terrains mésozoïques et cénozoïques engagés sous la nappe paléozoïque de Gavarnie, et formant au front de cette nappe les très hauts reliefs frontaliers de l'angle sud-occidental de la feuille, a été réalisée par P. Souquet et J.P. Papon, puis par H. Flachère sous la direction de P. Souquet.

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

HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉSUMÉE

Autant que l'on puisse en juger à partir des quelques témoignages qui existent sur le territoire de la feuille, une sédimentation détritique fine, assez homogène, paraît caractériser les **temps (cambro-)ordoviciens (?)** : sédiments élaborés dans des conditions de profondeur qu'il est objectivement bien difficile de définir (turbidites distales ?) et sans qu'aucune coupure vraiment significative puisse y être définie.

Des poudingues grossiers marquent ensuite le début d'accumulations plus variées, évoluant, dans le sens d'une mégaséquence positive, vers des termes détritiques de plus en plus fins, localement intercalés de matériaux volcano-sédimentaires et d'assises carbonatées. Cette franche coupure se situe apparemment (d'après les données géométriques dont on dispose et des corrélations de faciès avec des régions adjacentes) au cours de l'**Ordovicien**.

Bien qu'aucune discordance angulaire n'ait été ici caractérisée, il faut rappeler qu'un tel dispositif a été repéré sous l'Ordovicien supérieur conglomératique, en divers autres secteurs des Pyrénées, dispositif accompagné d'une lacune (érosion) plus ou moins importante (et difficile à apprécier) des séries sous-jacentes (Laumonier et Guitard, 1986). On s'accorde généralement à considérer que ces événements « calédoniens » (basculements, bombements, jeu d'accidents verticaux) ne furent pas pour autant responsables des déformations majeures et du métamorphisme des terrains du Paléozoïque inférieur (phénomènes qui relèvent essentiellement du cycle varisque).

Les dépôts ainsi évoqués furent clôturés, au **Silurien** et au début des temps dévoniens, en des eaux marines peu agitées, peu profondes et peu aérées, par la décantation de boues argileuses où furent préservés matière organique et sulfures métalliques.

On peut considérer que les temps prévarisques, du **début du Dévonien au Carbonifère inférieur**, furent caractérisés dans ces régions par l'enchaînement de plusieurs grands épisodes sédimentaires.

Une période d'instabilité initiale mal caractérisée (volcanisme ?) fut suivie par le passage progressif et rythmé d'une sédimentation détritique fine à une sédimentation éodévoniennne essentiellement carbonatée.

Le secteur connu à nouveau (au cours du **Dévonien inférieur**) une sédimentation détritique fine, à peuplement benthique, accumulée sur des

épaisseurs importantes et momentanément interrompue par des épisodes carbonatés à cachet plutôt néritique ; sédimentation détritique qui évolua le plus souvent (au cours du *Dévonien moyen* ou au *début du Dévonien supérieur*) dans le sens d'un retour plus ou moins progressif et rythmé à une sédimentation carbonatée. À ce stade, des différences notables apparaissent entre une évolution qui se fit — ici — vers des calcaires franchement récifaux et — en d'autres secteurs — vers des calcaires micritiques rubanés, à cachet plus pélagique.

Un troisième épisode vit (au cours du *Dévonien supérieur*) la réinstallation plus ou moins rapide et contrastée d'une sédimentation détritique variée, allant de puissantes accumulations grésopélitiques à caractère parfois turbiditique (les plus répandues dans ce secteur), à des dépôts pélitico-carbonatés. À cela succéda, vers la fin des temps dévoniens, le dépôt plus homogène de calcaires marins à faunes plutôt pélagiques, caractérisant un *passage*, le plus souvent continu, *aux temps carbonifères*, avant que ne s'établissent momentanément (Tournaisien) les conditions (manifestations volcaniques ?) nécessaires au dépôt de sédiments silico-phosphatés (jaspes).

C'est dans cette ambiance qu'un dernier épisode de la sédimentation prévarisque se marqua à ses débuts par une uniformisation de la sédimentation carbonatée de bassin, avec des boues calcaires micritiques assez riches en organismes pélagiques : dépôts viséens dont le caractère transgressif est connu dans divers autres secteurs des Pyrénées occidentales.

À cet enchaînement de dépôts prévarisques succédèrent, à l'issue d'un assez bref épisode éonamurien de sédimentation carbonatée rythmée de milieu plus profond (?) et confiné, les épandages silico-élastiques (culm), marquant ici les premières pulsations de l'orogénèse varisque.

Les manifestations les plus perceptibles de cette orogénèse se produisirent entre la *fin du Carbonifère inférieur* et le *Permo-Trias*, dans un intervalle de temps compris entre le Namurien (et Westphalien basai ?) et les plus anciens dépôts postorogéniques discordants sur le bâti hercynien (en l'occurrence, ceux du Grès rouge permo-triasique pour ce qui est de la feuille Vielle-Aure ; ceux du Stéphanien, si l'on considère les Pyrénées centrales).

Pour ce qui est des *manifestations de l'orogénèse varisque*, les témoignages les plus apparents correspondent à des plis synschisteux de dimension cartographique. Il apparaît parfois que ces plis ont repris des structures antérieures (en plis couchés ?). Dans les terrains peu métamorphiques, leurs axes sont généralement peu inclinés et la foliation correspondante assez redressée en direction générale N 110 à N 120° (sauf dans l'enveloppe des corps plutoniques intrusifs).

Dans les terrains métamorphiques la trace de cette schistosité dessine sur la carte des structures elliptiques et ces variations d'orientation s'accompagnent de variations de pendage conduisant à des agencements en dômes structuraux qui furent aussi des dômes thermiques (dôme de Frédancon). Le métamorphisme régional prograde, à fort gradient thermique, y fut contemporain de la déformation majeure ici évoquée et paraît dû à la montée de corps intrusifs (migmatites, granitoïdes). La structuration de l'ensemble résulterait d'interférences entre ces montées diapiriques et la déformation régionale majeure (raccourcissement subméridien).

Il est possible que tout ceci ait été précédé (à la faveur d'un étirement et amincissement lithosphérique initial ?) par l'intrusion de masses magmatiques basiques, que l'on retrouve parfois affectées par déformation et foliation dans le noyau anatectique de certains de ces dômes. Ceci pourrait être rapproché des importantes variations de faciès sédimentaires qui, au cours du Dévonien supérieur, paraissent révéler l'existence d'une topographie particulièrement contrastée en surface de la croûte.

Il est vraisemblable aussi que le raccourcissement crustal qui se produit ensuite, se soit d'abord manifesté sous forme de chevauchements (ultérieurement redressés ?) venus en un premier temps superposer ou juxtaposer des séries sédimentaires hétéropiques initialement très distantes, en même temps que s'amorçait l'accumulation des flyschs synorogéniques.

La montée des corps anatectiques et plutoniques se poursuit ultérieurement, durant (et même après) la déformation régionale pénétrative majeure avec laquelle elle dût interférer.

La région demeura probablement émergée **au cours du Permien et du Trias**, périodes au cours desquelles le travail de l'érosion sur la jeune chaîne hercynienne prépara les dépôts molassiques de « Grès rouge » : d'abord sur les pentes instables et au fond de fossés intramontagneux permien (phénomène peu représenté sur le territoire de la feuille, mais mieux perceptible plus au Nord-Est, feuille Arreau), puis sur de plus larges espaces où les cours d'eau triasiques purent mieux organiser l'épandage de cailloutis, sables ou limons.

À la fin de cette période s'installèrent les conditions d'établissement de paysages marins peu profonds, à dépôts calcaréo-dolomitiques ou franchement lagunaires, dont on ne connaît que des témoins exigus sur le territoire de la feuille.

L'histoire de cette partie du domaine pyrénéen demeure, faute de dépôt témoin, une inconnue pour ce qui est du Jurassique et du Crétacé inférieur.

À la fin du Crétacé inférieur (Albien moyen à Cénomaniens inférieur), apparut, en contexte décrochant-extensif, entre plaque ibérique et plaque européenne, tout un système de fossés profonds sur croûte amincie, le long d'une zone de fracturation nord-pyrénéenne. C'est sur la marge méridionale de ce dispositif que l'érosion du bâti ancien de la haute chaîne primaire engendra alors divers épandages détritiques (grès et conglomérats charbonneux), de milieu fluviatile à cachet devenant parfois paralique, dont on trouve des témoins épars dans le secteur qui nous intéresse.

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 cénomanienne). À ces dépôts s'enchaîna, avec le *Turonien*, celui de calcaires sub-lithographiques (mudstones à pithonelles) à caractère plus distal, puis un retour à des calcaires pseudo-oolitiques d'eaux peu profondes (*Coniacien inférieur*).

Des calcaires grésolimoniteux 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'il font souvent normalement suite aux couches turono-coniaciennes, 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-maastrichtienne* des « Grès du Marboré », avec ses couches calcaréo-marnogréseuses, grises 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 de l'Est) 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 Escuain. Au-dessus de micrites sombres à globigérines, parfois dolomitisées, des grès et calcaires gréseux encadrent des calcaires massifs clairs de plate-forme, à mélobésiés et alvéolines (*Paléocène*).

Ullerdien vit encore se succéder des calcaires gréseux, calcaires massifs, calcaires argileux, 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 marnocarbonatée (calcschistes du Descargador), ou plus franchement gréseux (grès du Monte Aruebo).

Les **mouvements pyrénéens**, générateurs de l'organisation « alpine » des terrains (paléozoïques, mésozoïques et éocènes) de la feuille, furent alors responsables du dispositif le plus spectaculaire qui caractérise cette région, à savoir *la formation de la nappe de Gavarnie*, dans un mouvement à vergence S qui concrétisa, globalement, un important raccourcissement subméridien de l'édifice.

Pour ce qui est des *terrains anciens*, ils ont été profondément impliqués dans ce phénomène : au niveau actuel de la surface d'érosion, ils apparaissent ainsi en position autochtone ou allochtone.

Dans l'autochtone (il s'agit alors essentiellement de formations métamorphiques et plutoniques), leur raccourcissement s'est concrétisé par le jeu ou rejeu d'accidents à plongement S ou N (anciens accidents varisques ?) dont les auteurs pensent qu'ils se raccordent en profondeur à au moins une surface de chevauchement cachée dans ce « socle ».

Dans l'allochtone on a pu déceler une évolution plus ou moins prononcée des structures hercyniennes de détail ; structures reprises par plusieurs types de déformations (plis, foliations) nécessairement alpines puisqu'elles intéressent aussi le matériel postvarisque (Grès rouge, calcaires crétacés).

L'apparition de failles courbes à plongement N pourrait, dans ce Paléozoïque, traduire l'existence d'un dispositif en duplex dont le chevauchement inférieur serait la base de la nappe. Le chevauchement supérieur pourrait être l'accident reliant certaines unités frontales de la nappe paléozoïque à leur possible zone de racine (partie septentrionale de la feuille). En fait, il est souvent bien difficile de faire la part des déformations vraiment alpines et des déformations héritées du cycle varisque dans le matériel ancien de ce segment de chaîne.

Le même genre de question se pose encore à propos de la position et de l'architecture actuelles d'un corps plutonique granitoïdique comme celui du Néouvielle. Son insertion varisque, au sein des terrains dévono-carbonifères qu'il métamorphisa, ne fait aucun doute. Mais il n'en est plus tout à fait de même pour les structures chevauchantes qui apparaissent sur sa bordure sud, pour les zones de mylonites qui le traversent, pour les systèmes de plis qui affectent son proche encaissant, pour le mouvement général de rotation et de raccourcissement que son organisation actuelle paraît traduire.

Pour ce qui est des *terrains postvarisques* (Permien et Trias, Crétacé moyen et supérieur, Nummulitique), ils ont été, eux-aussi, différemment affectés par les manifestations de la tectonique alpine, en fonction de leur position dans la nappe.

En revêtement du socle plutono-métamorphique autochtone (sous la nappe), Permo-Trias et Crétacé ont participé aux mouvements généraux de voussure de ce socle, perceptibles dans les fenêtres et la région de Bielsa. Ils ont été impliqués, le plus souvent avec lui, dans divers dispositifs chevauchants, apparents ou superposés, à vergence N ou S ; le tout résultant de mouvements subméridiens de raccourcissement post-nappe.

Dans la nappe elle-même, les séries néocrétacées de couverture ont été agencées, au front de la nappe paléozoïque, en un ample dispositif anticlinal, à plan axial très schématiquement subhorizontal, et dont le flanc normal a été affecté de nombreux replis dissymétriques synschisteux. Sous ce dispositif, les mêmes assises ont été reployées en un synclinal inférieur ouvert au Sud et tronqué (à niveau variable) par la surface de base de la nappe, qui plonge ici elle aussi au Sud (Sud de Gavarnie, Astazou, pic Blanc, plan de Larri).

Ce dispositif a été lui-même tronqué, plus haut et plus au Sud, par une autre unité chevauchante — la *nappe du mont Perdu* — le long d'un dispositif plus ou moins complexe à fort plongement S, qui peut être suivi dans les hauteurs des cirques de Gavarnie, d'Estaubé, de Pineta et, vers l'Est, jusqu'au-delà de la Cinca. La base de la nappe du mont Perdu a ici sectionné soit le Crétacé supérieur ou le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie, soit encore les divers terrains de l'autochtone de cette nappe (environs de Bielsa). La nappe du mont Perdu, décollée et déplacée vers le Sud au-dessus d'un accident de base dont le pendage diminue fortement dans la même direction, a engagé des terrains allant des calcaires massifs santoniens aux flyschs nummulitiques. Y apparaissent le long de niveaux stratigraphiques

privilegiés, divers décollements internes de géométrie comparable à celle de l'accident de base de la nappe, ainsi que des plis dissymétriques déversés ou couchés au Sud.

Au **Quaternaire**, les conditions d'équilibre glaciaire étaient très variables dans l'étendue de la feuille. Le massif granitique du Néouvielle, avec dix sommets de plus de 3 000 m et des cirques de forte altitude moyenne, était un centre de forte dispersion de la glace ; il est le seul à avoir conservé de nos jours, au pic Long, un glacier assez important. Dans le bassin du gave de Pau, les grands cirques d'Estaubé et de Troumouze, cernés de crêtes frôlant presque partout les 2 900 m et dépassant cinq fois 3 000 m, alimentaient généreusement de grandes langues glaciaires tributaires de l'énorme appareil de type alaskien qui occupait la vallée du gave de Pau. À tous les moments de Penglacement des Pyrénées, ce haut bassin a disposé d'appareils « haut de gamme » pour la période considérée.

Dans le bassin de la neste d'Aure, la crête frontière se tient le plus souvent entre 2 400 et 2 600 m à partir du Port Vieux de Barroude et ne dépasse qu'une fois 2 800 m avant de retrouver très ponctuellement 3 000 m aux pics de Batoua et du Lustou. L'alimentation glaciaire s'y est toujours ressentie de la faiblesse d'altitude moyenne de la crête protectrice ; les cirques sont de forme moins accusée qu'à l'Ouest, et les névés élémentaires y étaient de plus petite taille, y compris à l'amont du Rioumajou où la morphologie paraît tout autant torrentielle que glaciaire. Le dispositif en rateau du collecteur longitudinal de la neste d'Aragnouet et des petites nestes affluentes (Badet, Géla, Saux, Moudang, Rioumajou) n'était pas favorable à la concentration de la glace. L'ensemble de la zone d'alimentation se trouvait en position d'abri derrière la haute crête allant de la Munia au Campbieil et au pic Méchant. On doit admettre, d'après la disposition de ces dépôts glaciaires, qu'au Quaternaire comme de nos jours, ce secteur recevait nettement moins de précipitations que les bassins plus occidentaux. À l'abri de PARBIZON, le déficit s'accroissait dans le bassin de Saint-Lary où le glacier de la Neste subissait une très forte ablation, en milieu relativement sec. Il n'excédait pas 500 m d'épaisseur au maximum glaciaire, et nous savons qu'il n'a dépassé que très épisodiquement le verrou de Cadéac (*cf.* feuille Arreau). Les appareils glaciaires de la phase de disjonction post-maximale ont en conséquence laissé des traces importantes dans les grandes vallées, et les moraines d'altitude occupent d'autant plus de place que l'on se trouve plus à l'Ouest du domaine considéré.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS DU CYCLE VARISQUE

Les terrains paléozoïques couvrent en affleurement une large partie de la feuille Vielle-Aure, aussi bien dans la nappe de Gavarnie (et ses prolongements orientaux et septentrionaux) que dans l'autochtone relatif de cette nappe (régions frontalières à l'Est de la vallée de la Géla et du secteur Barroude—pic de Port Vieux).

Cambro-Ordovicien

Le Paléozoïque inférieur (anté-Silurien) peut justifier une présentation globale, dans la mesure où Ton peut regrouper sous ce vocable l'ensemble des terrains sédimentaires antérieurs au premier ensemble caractérisé par ses fossiles (ampélites siluriennes à graptolites).

Inégalement atteint par les effets (parfois multiples) du métamorphisme, il affleure essentiellement :

—dans les hautes vallées des nestes de la Géla, de Saux, de Moudang (Clin, 1959 ; Roddaz, 1977 ; Bouquet, 1987) et, en regard de ces vallées, au Sud de la crête frontalière, dans le haut bassin du rio Barrosa et de ses tributaires (barranco Pinara, barranco de Trigoniero), au Nord du massif granitoïdique de Bielsa ;

—dans la haute vallée du ruisseau de Rioumajou et les crêtes frontalières qui la dominent (Clin, 1959 ; Trouiller, 1976) et la séparent de la haute Cinqueta.

En l'absence de repère paléontologique, dans des séries plus ou moins métamorphisées, l'évocation d'une succession d'unités lithostratigraphiques ne peut s'envisager qu'à partir de l'utilisation de données de terrain et de données cartographiques concernant les relations entre ces unités.

k-oa. Quartzites et phyllades clairs (dominante gréseuse). Les termes logiquement les plus anciens sont les quartzites et phyllades de l'anticlinal de Frédancon, dont l'épaisseur apparente connue est de l'ordre d'au moins 500 m, et qui affleurent au cœur de l'antiforme de Frédancon, dans la partie inférieure de l'entaille du ruisseau de la Pierre, aux alentours du plan de Frédancon, etc. Il y a là une ancienne série gréso-pélitique rythmée, fortement atteinte par les effets du métamorphisme : chiasolites géantes, staurotide, biotite, sont principalement apparents dans les niveaux silico-alumineux, devenus des micaschistes de teinte dominante plutôt sombre.

Les quartzites sont le plus souvent assez purs. Les alternances s'organisent de façon mal définie, les bancs gréseux sont d'épaisseur centimétrique à métrique ; il apparaît parfois un granoclassement définissant une polarité.

k-ob. Phyllades et quartzites à amphiboles (dominante pélitique). Au-dessus se place un ensemble assez comparable où alternent, de façon peut-être moins régulière, assises gréseuses et pélitiques. Ces dernières semblent occuper, vers le haut, une plus grande place, sous forme de schistes noirs ou gris sombre, de micaschistes gris sombre ; il s'y intercale encore des assises quartzitiques (quartzites à amphiboles), voire conglomératiques, d'épaisseur métrique, à éléments centimétriques de nature quartzeuse et gangue phylliteuse, parfois granoclassées.

Ces terrains sont observables, par exemple, dans la vallée du ruisseau de Rioumajou, à hauteur et en aval du ravin de Clot Ardoun (prise d'eau) (phyllades et quartzites à amphibole de la prise d'eau). Leur épaisseur totale est du même ordre de grandeur que celle de l'unité sous-jacente, dont aucune discontinuité très nette ne les sépare.

k-oc. **Complexe détritique de Rioumajou.** Les mêmes secteurs de la vallée de Rioumajou, dans l'enveloppe de l'antiforme de Frédancon, se caractérisent par l'existence d'une assez importante assise conglomératique, fournissant un intéressant repère, au moins au plan de la cartographie. Il s'agit du **conglomérat de la Plane**, (k-oc [1]), ainsi désigné car il affleure bien dans le ravin entaillé par le ruisseau de la Pierre, aux environs de 2100 m d'altitude.

Ce conglomérat comprend essentiellement des galets de quartzites à minéraux (biotite, muscovite, opaques). La taille de ces galets peut aller de 1 cm à près de 40 cm, avec des valeurs modales voisines de 5-10 cm, étant entendu que nombre de ces galets ont subi aplatissement et étirement sensibles. Beaucoup d'éléments sont anguleux, ce qui peut être mis au compte de ruptures tectoniques. La matrice du conglomérat est phylliteuse, avec biotite et muscovite ; localement, il peut y apparaître andalousite et staurotide. Cette formation n'est pas homogène, ni en épaisseur, ni dans ses caractéristiques internes. Elle peut apparaître (Barricave) comme constituée par l'association d'un certain nombre de sous-unités conglomératiques et gréseuses granoclassées.

Le conglomérat de la Pierre forme une assise continue, d'ESE en WNW, depuis les abords du pic de Lustou à la prise d'eau du Rioumajou, et le pourtour du vallon de Barricave ; dans ces secteurs, son épaisseur varie de 10 à près de 100 m. Par contre, il semble peu ou pas représenté à la retombée méridionale de l'antiforme de Frédancon. Vers l'Ouest, du Moudang à la Gela et au rio Barrosa, le travail de l'érosion n'a apparemment pas creusé à ce niveau les séries du Paléozoïque inférieur, et il n'est plus connu en affleurement.

Vers l'Est, au-delà des limites de la feuille, ce sont des affleurements d'une (?) assise conglomératique comparable que l'on retrouve dans le secteur Pourchergues—Aygues-Tortes, ou encore au Sud et au Nord-Ouest et au Nord-Est de la centrale de Tramezaygues, ou encore dans les secteurs de Nord-Nère et de Hounts Secs, de part et d'autre du vallon d'Oo, etc. (Clin, 1959 ; feuille Bagnères-de-Luchon). Dans ces derniers secteurs, les assises conglomératiques, en unités lenticulaires, paraissent associées à divers niveaux à d'autres types de roches (pélites, grès, horizons carbonates) au sein d'un « ensemble détritique de Hounts Secs » (André, 1985) en contact nettement tranché avec son substrat.

Dans le Rioumajou, au-dessus des conglomérats de la Pierre (là où ils existent), vient un ensemble de quartzites gris-beige passant vers le haut à des phyllades, évoluant à leur tour à nouveau vers quartzites et micro-conglomérats à petits graviers de quartz. La série devient alors un plus calcique et les termes quartzitiques sus-jacents se chargent d'une quantité importante de hornblende verte. Il en est encore de même, à un degré moindre, dans les assises sus-jacentes, où alternent les quartzophyllades et les schistes quartzitiques clairs, en rythmes centimétriques, suivis de pélites quartzitiques gris-vert puis de phyllades gris-vert à gris sombre. La succession pélitique est localement interrompue par une ou plusieurs courtes récurrences plus détritiques (conglomérats, microconglomérats, grès) et par des **niveaux carbonates** (k-oc [2]) affectés par la dissolution (quartzopélites « trouées »).

Le développement vertical de ce complexe détritique de Rioumajou, dont l'évolution générale est celle d'une grande séquence positive, est ici de l'ordre de 200 à 400 m.

Ce complexe affleure de façon plus ou moins régulière, et dans des conditions plus ou moins accessibles, dans l'enveloppe de l'antiforme de Frédancon, en aval comme en amont du plan de Frédancon (où il est affecté de multiples replis de deuxième ordre). Son prolongement peut être trouvé, en direction de l'ESE, jusque aux crêtes frontalières (Nord du Batoua, crêtes de Lustou) et au-delà (haute Cinqueta de la Pez) (feuille Liena de l'I.G.M.E.).

La logique géométrique ainsi que les caractéristiques dominantes des terrains conduisent à rattacher à ce même ensemble les séries de quartzites et quartzophyllades qui affleurent, toujours en territoire espagnol, dans la haute vallée du rio Barrosa, dans l'encaissant immédiat du massif grani-toïdique de Bielsa (sierra Pelada, vallées du rio Pinara et du rio Tringo-nero).

k-od. Schistes bleus et quartzopélites grises. En prenant toujours pour repère initial l'antiforme de Frédancon, on remarque la présence, au-dessus du complexe détritique de Rioumajou, d'un ensemble de schistes fins caractérisés par une teinte dominante gris sombre à bleuté, caractéristique. Leur font suite ici des schistes gris à intercalations de calcaires gris, et des pélites grises à petits lits gréseux (200-400 m).

Ces « schistes et quartzites bleus plus ou moins riches en calcaires et nids amphiboliques » (Clin, 1959), sont visibles en aval de la colonie de vacances de la vallée du Rioumajou, à hauteur du confluent du ruisseau de Bizourtet ; ils sont plus largement représentés en amont de l'hospice de Rioumajou, dans la retombée méridionale de l'antiforme de Frédancon, en contrebas des crêtes frontalières. Des terrains apparemment comparables ont été observés à ce niveau dans la région des hautes vallées de la Cinqueta et de l'Esera, sous forme d'alternances millimétriques de grès et schistes, schistes gris-marron, minces assises de conglomérats (400 m) (Rios *et al*, 1979b).

k-oe. Ordovicien supérieur (Caradoc ?). Schistes ardoisiers à lentilles de microconglomérats. Plus à l'Ouest, apparemment plus haut dans la série, dans la partie amont des vallées de Moudang et de Saux, on retrouve des schistes ardoisiers bleus à intercalations de microconglomérats et **calcaires**, parfois individualisées et cartographiables (k-oe [1]).

On note par places (vallée de la Gela, pic de l'Aiguillette) la présence d'intercalations de **blaviérites** (k-oe [2]) (Roddaz, 1977) au sein de cette série pélitico-gréseuse. Ces roches, assez massives mais schistosées, de teinte orangée, se caractérisent par la présence de grains de quartz plurimillimétriques, plutôt limpides, souvent anguleux, bleutés, corrodés, à côté de perforations rouille liées à l'altération. Les caractéristiques des grains de quartz (ultérieurement affectés par déformations et métamorphisme) désignent leur origine volcanique, leur matrice paraissant assez comparable à ce qui constitue les roches adjacentes.

Tous ces terrains sont engagés dans d'amples replis kilométriques de la série antésilurienne : replis de direction générale N 120-N 130°, qui les ramènent à l'affleurement sur le versant méridional des crêtes frontalières.

C'est dans ces conditions qu'ils ont été largement recoupés (et à plusieurs reprises ?) dans une série isoclinale faillée lors du creusement du tunnel routier d'Aragnouet (Paris, Roche et Vernet, rapport interne du BRGM), au-dessus de termes plus quartzitiques précédemment évoqués (complexe quartzitique de Rioumajou) représentés du côté aval (espagnol) de cet ouvrage. Dans un faciès de « schistes troués », la tranchée d'attaque septentrionale de cet ouvrage a dégagé des restes de macrofaune (cystidés : Bouquet et Stoppel, 1975).

k-oe-s. Cambro-Ordovicien terminal et Silurien non différenciés. Pérites sombres et schistes ardoisiers bleutés. Au-dessus encore — et latéralement? — s'individualise une unité essentiellement constituée par des schistes sombres. Tel est le cas des pérites schistosées, gris sombre à noires, de la partie amont de la vallée de Rioumajou où elles se trouvent prises en un certain nombre de replis ou écaillés synclinaux pincés, déversés vers le SSW dans les crêtes frontalières de Cauarère, de Millarou, d'Ourdissetou. Elles y présentent l'aspect caractéristique d'ampélites riches en exsudations blanchâtres à jaunâtres, souvent écrasées et laminées le long de surfaces de glissement, parfois accompagnées d'assises calcaires lenticulaires (à leur partie supérieure ?) à mauvaises sections d'orthocères et de trilobites.

Plus à l'WNW, ces mêmes terrains sont également représentés, tant dans le haut de la vallée de Moudang que, plus à l'Ouest encore, dans les montagnes de Bataillence (haut de la vallée de Saux). En haute Cinqueta, ils ont été également observés : quelque 170 m de schistes noirs passent ici graduellement vers le haut, selon L.M. Rios *et al* (1979b), aux « schistes carbures » du Silurien (feuille Liena de l'I.G.M.E.).

Demeure en effet ici une incertitude : il est possible de voir, en ces schistes noirs (en l'absence de fossile caractéristique), soit le seul sommet de la série « antésilurienne », soit déjà du Silurien, soit un ensemble compréhensif intéressant les deux périodes.

Âge de la série cambro-ordovicienne

La question qui se pose ainsi pour ces « schistes noirs », se pose *a fortiori* pour l'ensemble des unités sous-jacentes, toutes également azoïques dans l'état actuel des connaissances.

Pour des raisons géométriques (et de commodité de désignation ?), divers auteurs ont été conduits à prendre pour repère le conglomérat (ou l'ensemble conglomératique), bien représenté sur le territoire de la feuille dans la vallée de Rioumajou (conglomérat de la Pierre).

Ce conglomérat marquant pour certains, schématiquement, la base de l'Ordovicien, les terrains sous-jacents furent, de ce fait, considérés comme cambriens. Le complexe sous-jacent aux schistes noirs (schistes bleus ou

gris à niveaux calcaires, assises volcano-détritiques, intercalations de micro-conglomérats), était, dans cette même perspective, généralement assimilé au Caradoc (au sens large) (Clin, 1959 ; Trouiller, 1976 ; Roddaz, 1977).

J.P. André (1985), pour sa part, situait un peu plus haut, dans l'Ordovicien inférieur, l'ensemble détritique de Hounts Secs (comprenant les conglomérats lenticulaires de Crabioules) (noté 02 sur la feuille Bagnères-de-Luchon).

Mais, dans des régions plus orientales de la chaîne a été caractérisé en de nombreux points un conglomérat (« Rabassa conglomerate » des auteurs hollandais), de puissance variable, mais dont on pense qu'il marquerait la base de l'Ordovicien supérieur (« Caradoc ») discordant (discordance angulaire ou cartographique) sur divers termes de la série du Paléozoïque inférieur (Groupe de Canaveilles d'âge cambrien inférieur probable ; Groupe de Jujols d'âge cambrien moyen-supérieur ?) (Laumonier et Guitard, 1986).

L'assimilation du conglomérat de la Pierre au conglomérat de Rabassa conduirait, par rapport aux conceptions ci-dessus rapportées, à rajeunir quelque peu certains termes de la série du Paléozoïque inférieur de la feuille Vielle-Aure, les terrains sus-jacents à ce conglomérat étant alors attribués au seul Caradoc. Quant aux terrains sous-jacents (au toit desquels n'a pas été remarquée ici de discordance), ils présentent certains traits de ceux du Groupe de Jujols dont, on vient de le rappeler, l'âge cambrien (*propane?*) est proposé.

Silurien

s. Ampélites noires graphiteuses et pyriteuses, calcaires sombres intercalés en lits minces. C'est, dans la plupart des cas, sur des bases aussi incertaines que repose l'attribution au Silurien de corps lenticulaires ou assises stratiformes d'ampélites noires, graphiteuses, parfois accompagnées d'in-tercalations de calcaires bleu sombre ou de pélites gréseuses, qui jalonnent la base de la nappe paléozoïque (surmontant en contact anormal soit les terrains anciens, métamorphiques, de l'autochtone, soit le Mésozoïque — Trias, Crétacé supérieur — de revêtement de cet autochtone). Des affleurements très discontinus peuvent ainsi être observés depuis le secteur des lacs de Consaterre, à l'Est, jusque dans les crêtes de Barroude, le cirque de Trou-mouse et le plateau de Coumély (Sud de Gèdre), à l'Ouest.

C'est dans ces derniers secteurs qu'ils présentent le développement le plus grand. Pélites noires, graphiteuses, pyriteuses (« schistes carbures » des auteurs), pélites gris-noir, un peu gréseuses, dans lesquelles A. Bresson avait déjà relevé la présence de vestiges de monograptidés, parfois accompagnées de calcaires noirs, portent ici traces de métamorphisme (grandes baguettes de chialstolite) (feuille Luz à 1/80 000, 1^{re} édition, 1907). C'est, en fait, sur des analogies de faciès (non contestables) et sur la présence de ces très médiocres restes fossiles que se base l'attribution au Silurien (sans plus de précision) de ces pélites noires schistosées.

Silurien métamorphique à la base de la nappe de Gavarnie (s[1]). À la base de la nappe de paléozoïque de Gavarnie, sur le pourtour de la fenêtre de Gavarnie—Gèdre—Héas, existent des lambeaux discontinus d'ampélites siluriennes à graptolites mal conservés. On peut y observer par endroits (Joseph, 1973 ; Ouest du cirque de Troumouse, par exemple), des cristaux de chialstolite, très nombreux, pouvant atteindre jusqu'à 3 cm de long. Ce sont les « macles » que signalait A. Bresson (feuille Luz à 1/80 000, 1^{re} éd.).

Dévonien

C'est dans la nappe paléozoïque elle-même, ainsi que dans les unités structurales plus septentrionales, que les terrains dévoniens apparaissent en affleurement sur le territoire de la feuille Vielle-Aure.

Unité de la Munia

Pour entreprendre la description des terrains dévoniens représentés sur le territoire de la feuille, on peut dire qu'existe, développée en apparente continuité au-dessus du Silurien jusqu'au Frasnien inclus (et au Famennien ?), en une succession relativement homogène, une série qui constitue l'essentiel de la nappe paléozoïque de Gavarnie et de son prolongement oriental (autrement dit, d'Ouest en Est, toute la partie médiane de la feuille), ainsi que, immédiatement au Nord, ce que l'on considérera comme zone de racine apparente de cette nappe.

On peut, par raison de commodité, désigner avec J.M. Galera (1987) tout cet ensemble comme « unité de la Munia » (caractérisé par une série type « Munia » ; fig. 1), en constatant qu'il trouve vers l'Ouest, au-delà de la vallée du gave de Pau, son prolongement naturel dans l'« unité septentrionale de la nappe » (Majesté-Menjoulas, 1979) (= « unité Vignemale » : Galera, *ibid.*) (feuille Gavarnie, feuille Bujaruelo de l'I.G.M.E.).

Pour ce qui est de cette unité, les terrains peuvent en être observés en quasi-continuité, d'Ouest en Est :

—dans la vallée du gave de Pau en aval de Gèdre, et dans les reliefs qui la dominent à l'Ouest comme dans l'Est ; ils trouvent leur prolongement plus au Sud dans les massifs montagneux du Piménée et d'Estaubé—Montferrant (bordure occidentale de la feuille) ;

—dans les reliefs qui, du Campbieil aux Aiguillous et à la Munia, marquent la séparation entre le bassin du gave de Pau et celui de la neste d'Aure et, plus au Sud, de la Cinca ;

—dans les reliefs qui dominent la vallée de la neste d'Aure, d'Aragnouet à Saint-Lary, reliefs qu'entaillent, au Sud de cette vallée, ses affluents venus des crêtes frontalières (nests de la Gela, de Saux, de Moudang, ruisseau de Rioumajou, au centre et dans la partie orientale de la feuille).

d1a ; d1b. **Dévonien inférieur. Pérites sombres à niveaux détritiques ; calcaires et calcschistes.** Cette première unité surmonte les ampélites « siluriennes » (?). Elle correspond essentiellement à des pérites sombres et calcaires, schématiquement développées sur quelque 100 à 200 m d'épaisseur.

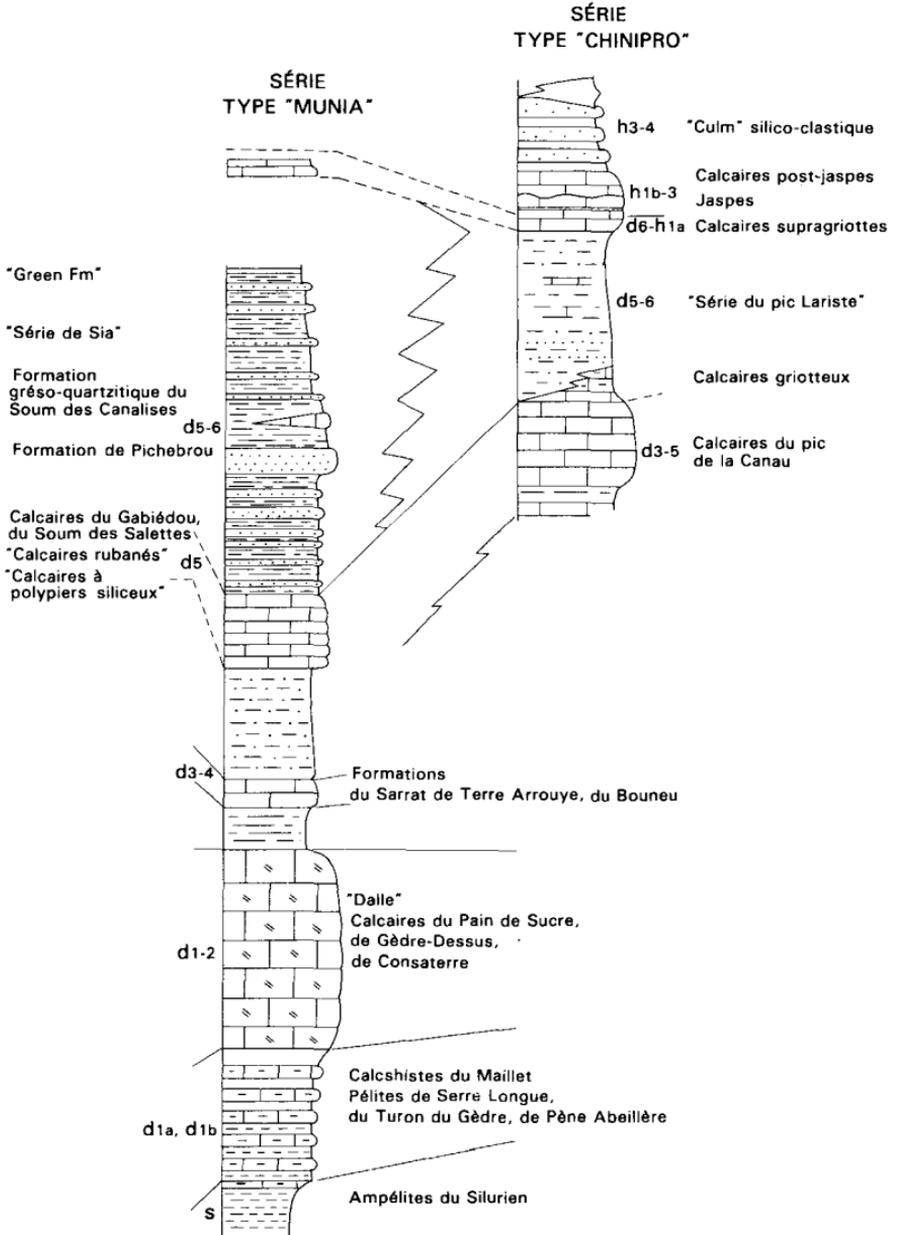


Fig. 1 - Lithostratigraphie du Dévonien-Carbonifère
(d'après Galera, 1987, modifié)

On y distingue un membre inférieur (dia), plus pélitique ou silteux, sombre (40 m?), surmonté d'alternances centimétriques à décimétriques (« barégiennes ») de calcaires gréseux ou argileux plus clairs et de lits de pélites sombres (80 m) (d1b). Ceci correspond aux pélites et calcschistes de Serre Longue, du Maillet, du Turon de Gèdre, de la partie occidentale de la feuille ; de Pène Abeillère, du secteur de Moudang et du Hoy, en Rioumajou.

De façon générale, ces termes se localisent essentiellement à la base de la nappe paléozoïque, dans une position tectonique qui explique en partie les incertitudes qui demeurent quant à leur développement vertical initial.

Divers auteurs (Pouit *et al*, 1979) ont insisté sur la présence à ce niveau de « tufs » à plagioclases, amphiboles, sulfures, soit en assises individualisées, soit sous forme de siltites sombres, tuffiacées, parfois minéralisées en Zn (Pb) (« faciès noir feldspathique du Dévonien » au long de l'accident de base de la nappe de Gavarnie et de son prolongement oriental) : phénomènes mis au compte de manifestations d'un volcanisme basique dont l'existence est encore l'objet de controverses (Brula, 1984).

Aucun élément paléontologique déterminant n'y a été relevé (mis à part la mention de quelques crinoïdes), et c'est seulement la position de ces terrains au-dessus des ampélites à graptolites qui conduit à y voir la base du Dévonien (« Gedinnien » = Lockhovien inférieur ?).

d1-2. Dévonien inférieur. Calcaires massifs à patine claire (« Dalle »). Il s'agit essentiellement de calcaires relativement massifs, de teinte claire, très apparents dans les paysages à proximité de la surface de base de la nappe de Gavarnie où ils surmontent en continuité la formation précédente. Ils sont souvent désignés sous le nom de « Dalle » qui leur avait été jadis attribué par A. Bresson (1903).

Leur présence est particulièrement significative et spectaculaire dans les vallées du gave de Pau et du gave de Héas (calcaires massifs de Gèdre-Dessus ; calcaires du Pain de Sucre) et les murailles dominant les cirques de Troumouse, Barroude, Barrosa, ainsi que, plus à l'Est, à hauteur de la vallée de Moudang jusqu'au-delà de la vallée de Rioumajou (calcaires du Nord de Consaterre). Ils sont également connus hors des limites de la feuille, tant à l'Ouest (massif du Vignemale, feuille Gavarnie), qu'à l'Est (revers septentrional du dôme du Lys-Cailhouas, en haut Louron : feuille Bagnères-de-Luchon).

Cette formation calcaire se caractérise par une stratification peu apparente mais bien présente, en lits de teintes parfois variées. On y remarque des assises plus gréseuses ou dolomitisées (plutôt vers la base), ou encore plus riches en matière organique, et devenant plus massives (vers le sommet). Les roches y sont le plus souvent assez largement recristallisées. Des vestiges de crinoïdes, de coralliaires, de tentaculidés, y ont été signalés ; parmi ces derniers, on a identifié avec doute *Styliolina glabra*, (Joseph, 1973 : Sud-Est de Gavarnie).

L'épaisseur initiale de cette formation de la « Dalle » a fait l'objet d'appréciations assez diverses, un ordre de grandeur de quelque 50 à 100 m étant le plus souvent proposé, mais des valeurs supérieures à 300 m ont été parfois avancées (Rios *et al*, 1987 : feuille Bujaruelo de P.I.G.M.E.).

Il faut sans doute attribuer, pour une large part, au mode de gisement bien particulier de cette unité (à proximité de la surface inférieure de la nappe de Gavarnie), de telles variations apparemment liées soit à des redoublements tectoniques (Pain de Sucre, en vallée du gave de Pau, vallée de la neste d'Aure en amont de Saint-Lary), soit au contraire à des étirements qui la font, par endroits, partiellement ou totalement disparaître (vallée de la neste de Saux).

Des raisons essentiellement géométriques ont conduit, en désaccord avec les estimations initiales de A. Bresson, à situer la « Dalle » dans la partie basale du Dévonien (Clin, 1959). C'est l'interprétation qui est également retenue pour ce qui est des affleurements plus méridionaux ou occidentaux, situés en territoire espagnol (feuille Bujaruelo), à propos desquels on considère que les calcaires blancs de la « Dalle » montent dans l'Emsien.

d2-4 ; d2-3 ; d3-4. Dévonien inférieur et moyen. Formation du Bouneu : complexe détritique fin. En prenant pour base ce qui apparaît dans la partie occidentale de la feuille, non loin de la vallée du gave de Pau, on remarque, au-dessus de la « Dalle », un ensemble de terrains à dominante détritique, pouvant présenter un développement vertical de l'ordre de 300 m ou plus : ensemble désigné, au Nord-Est de Gèdre, comme « Formation détritique du Sarrat de Terre-Arrouye » (Péré, 1976) et, dans les montagnes de Piménée, Estaubé et Troumouze, comme « Formation du Bouneu » (Joseph, 1973).

Dans le premier de ces secteurs on y reconnaît schématiquement la succession de :

- pélites gris sombre (30 m ou plus ?) (d 2-4a) ;
- pélites, pélites calcaireuses (d2-4b1) à intercalations carbonatées ; pélites et pélites calcaireuses (d2-4b2), ocre roux, à débris de crinoïdes et coralliaires (quelques mètres) en une ou plusieurs assises ;
- pélites gréseuses œillées, à minces laminations et petites lentilles sableuses (100 m?), puis pélites grises ou noires, plus homogènes (100 m?) (d2-4c) ; ces pélites sont encore localement intercalées de minces assises calcaires, marno-gréseuses, à mauvais vestiges de bryozoaires fenestellidés, brachiopodes, coralliaires, trilobites.

Un schéma relativement comparable peut être proposé pour la succession des termes superposés à la « Dalle », dans le secteur Piménée—Estaubé—Troumouze. À divers niveaux, de médiocres restes de bryozoaires fenestellidés, de crinoïdes, de spiriféridés, de coralliaires et de trilobites ont été çà ou là mentionnés (Bresson, 1903 ; Dalloni, 1910 ; Joseph, 1973 ; Galera, 1987), mais aucune signification chronologique précise ne peut raisonnablement y être attachée (« Coblentzien » — Eifélien inférieur ?).

Cette distribution verticale des terrains de la Formation du Bouneu trouve son prolongement plus à l'Est, dans les vallées et crêtes méridiennes descendant des régions frontalières en direction de la neste d'Aure :

— pélites sombres et pélites rubanées ; calcaires gréseux jaunâtre, schistosés, à joints pélitiques ; puis pélites claires, pélites gréseuses œillées, pélites bleues, à minces intercalations calcaréo-détritiques, des vallées de Badet et de la Géla et des crêtes de Piau et Gerbatz ;

— pélites et alternances pélitico-gréseuses, barrégiennes ; puis calcaire « médian » un peu gréseux, à patine jaune ou beige, à joints pélitiques, en bancs métriques ; puis série à dominante pélitique (pélites bleues ou sombres, pélites œillées), des vallées de Saux, de Moudang et des crêtes de Bourgade (Roddaz, 1973) ;

— pélites gris sombre ; puis calcaires à laminations gréseuses du Bassia-Sailla ; puis alternances calcaréo-pélitiques, pélites à fines laminations, pélites œillées, pélites gris bleuté, des crêtes méridiennes de Hitte Monte, dans le secteur de Rioumajou, de la partie orientale de la feuille (Trouiller, 1976).

On doit noter que les aspects généraux de la distribution stratigraphique ici résumés caractérisent de la même manière les régions frontalières intéressées par la feuille Bujaruelo de l'I.G.M.E. qui propose une succession schématisée et désignée comme suit :

— pélites « D3 », calcaires ocre « D4 », pélites « D4b » (colonne type la Munia), ou encore

— ensemble calcaréo-pélitique « D3-4 », pélites « D4b » (colonne type Vignemale).

Les observations faites en territoire espagnol, dans des secteurs un peu plus orientaux de la chaîne (hautes vallées de l'Esera, de la noguera Ribagorzana, du rio Baliera), ont permis de vérifier la continuité latérale de cette succession et de proposer, en particulier, la corrélation des assises de calcaires à patine ocre ou jaunâtre, à joints pélitiques, des secteurs Vignemale—Munia, avec la « Formation Mananet » qui se situe quelques dizaines de mètres au-dessus de la « Dalle ». Cette Formation Mananet avait été antérieurement attribuée au Dévonien supérieur par les géologues hollandais de l'école de Leiden (la pigmentation et la structure des roches rappelant un peu celles des « calcaires griottes »). Mais certains auteurs espagnols (Arche, 1971 ; Galera, 1987) s'accordent à ranger cette unité — assurément asynchrone — dans l'Eifélien, au vu de quelques arguments paléontologiques concernant ces calcaires eux-mêmes ou les séries détritiques de leur encaissant.

d5. Dévonien moyen (à Frasnien inférieur). Calcaires en dalles, calcaires rubanés. Dans le secteur des crêtes frontalières proches de la Munia et du Gabiéudou comme, plus au Nord-Ouest, dans le massif du Piménée et du pic Larrue ou, plus au Nord encore, dans les montagnes de Barrada et de Campbieil, les termes détritiques supérieurs de la Formation de Bouneu sont surmontés par une formation à dominante carbonatée, désignée comme « Formation des calcaires du Soum des Salettes » (Péré, 1976), ou comme « Formation des calcaires du Gabiéudou » (Joseph, 1973) : terme repris par J.M. Galera (1987), accompagné de la notation D5G, à propos d'affleurements figurant sur le territoire de la feuille Bujaruelo de l'I.G.M.E.

Il s'agit là d'un ensemble de calcaires rubanés, souvent bien stratifiés, qui figuraient avec la désignation « calcaires à polypiers siliceux » due à A. Bresson, sur la feuille Luz à 1/80000 (1905).

Ces calcaires peuvent être observés en détail dans les contreforts du pic de Larrue, au Sud de Gèdre. Il y apparaît, au-dessus des assises pélitiques de la Formation du Bouneu, la succession des termes suivants :

—calcaires en dalles à patine grisâtre, à lits plus gréseux, surmontés de calcaires bien rubanés, avec alternances décimétriques de calcaires et marno-calcaires gris sombre, pyriteux, limonitisés par places (de l'ordre de 60 à 80 m au total) ;

—calcaires manganésifères, à patine brun rouille à brun chocolat, voire bleu-noir, à interbanes pélitiques centimétriques (de l'ordre de 20-30 m).

L'intérêt majeur de cette unité carbonatée est de fournir ici les bases d'un repérage chronostratigraphique précis (Perret *et al*, 1972 ; Joseph, 1973) du fait de la découverte, dans les calcaires gris, d'une association de conodontes comprenant entre autres *Polygnathus linguiformis*, *P. asymmetricus*, *P. decorosa*, ce qui désigne la partie tout à fait inférieure de la zone à *Polygnathus asymmetricus*, c'est-à-dire la partie sommitale du Frasnien inférieur.

Quant aux calcaires rubanés à patine brune, ils sont ici fournis d'abondantes associations de conodontes, caractérisées par :

—*Ancyrodella* n. subsp. A., *A. rotundiloba rotundiloba*, *Palmatolepis transiens* (= zone à *Polygnathus asymmetricus* inférieure, c'est-à-dire partie inférieure du Frasnien moyen) ;

—*Ancyrodella gigas*, *A. rotundiloba rotundiloba*, *A. rugosa*, *A. sinecarina*, *A. rotundiloba alata*, *Palmatolepis punctata*, *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* (= zone à *Polygnathus asymmetricus* moyenne, c'est-à-dire partie moyenne du Frasnien moyen).

Ces attributions se trouvent confirmées par d'autres récoltes effectuées dans la même unité, où abondent par places les tentaculites, sur le versant espagnol ; récoltes dont certaines conduiraient toutefois à conclure à la présence de Givétien supérieur (Galera, 1987) dans les calcaires rubanés gris (qu'il conviendrait alors de noter ck-5).

Bien représentée dans la partie occidentale de la feuille, l'unité des calcaires du Gabiérou peut donc être observée en divers secteurs du haut bassin du gave de Pau. Mais latéralement, en direction de l'Est, elle perd rapidement de son importance dans le bassin des nestes. On la retrouve tout de même — le plus souvent dans de médiocres conditions d'affleurement — sur les versants de la vallée de la neste de Badet, par exemple près du parking du Bat-Séгурé (Ouest du ruisseau d'Engaly) où, au-dessus de pélites œillées et bleues, son épaisseur se réduit à quelque 5 à 10 m.

Plus à l'Est encore, elle semble ne plus apparaître que de façon tout à fait épisodique, et avec un développement minime (replis dévoniens de la sapinière de Couplan et des montagnes de Pêne Male).

Cette réduction se confirme dans la succession qui peut être observée le long des crêtes subméridiennes de Laubère—Pichebrou (bordure orientale de la feuille) : les pélites œillées et grésopélites gris bleuté du Cap de Laubère sont ici, en l'absence de ces calcaires, directement surmontées par des termes grésos-quartzitiques et pélitiques (« Formation de Pichebrou » de Trouiller, 1976 : cf. *infra*.) ; dispositif qui se retrouve également plus à l'Est encore, dans le vallon du pla d'Arsoué.

d5-6. Dévonien moyen à supérieur (Frasnien). Complexe détritique (série de Sia). Au moins sur une partie de la feuille, superposé aux calcaires du Gabiédou vient l'important complexe détritique de Sia—Campbieil—Pichebrou (série de Sia).

Il y a là quelque 300 m (ou plus) de pélites et de grès, en alternances décimétriques à plurimétriques, organisées en un petit nombre de séquences à échelle moyenne. Les structures sédimentaires de base de banc ou internes aux bancs n'y sont pas rares. La teinte générale de l'ensemble va du gris au gris verdâtre et vert. Des termes plus ampéliteux semblent se localiser vers le haut de la série (d 5-6d).

Cette série avait été naguère attribuée au Carbonifère, à la suite des travaux de A. Bresson. S. Krylatov et D. Stoppel (1971) purent l'attribuer au Dévonien supérieur grâce à la découverte, dans le secteur de la Sagette (Pyrénées-Atlantiques), de conodontes du Frasnien dans des assises calcaires lenticulaires qui s'y trouvent intercalées (feuille Laruns).

Ces terrains définissent, dans l'angle nord-occidental de la feuille, les versants escarpés et inhospitaliers de la vallée du gave de Pau en aval de Pragnères (défilé de Sia), et de la vallée de Campbieil. Ils correspondent ici à la Formation grés-quartzitique du Soum des Canalises, dans laquelle s'intercalent quelques assises carbonatées dont la position stratigraphique est de repérage difficile. Dans la vallée du gave de Barada, peu en aval du cirque d'Éts Lits, des calcaires amygdalaires (intercalés dans la série détritique, ou plutôt superposés à elle ?) ont fourni une association de conodontes qui caractérise le Frasnien supérieur—Famennien inférieur (Péré, 1976).

On peut trouver le prolongement de ces terrains — assorti des mêmes répercussions topographiques — dans les séries qui affleurent sur le versant septentrional de la vallée de la neste d'Aure, en amont de Fabian, séries que la tectonique ramène à l'affleurement plus au Nord (sapinière de Couplan, crêtes de Hêche Barrade, Pêne Maie, Soum de Matte, versant sud de la vallée du ruisseau d'Espiaube).

Ces mêmes terrains se poursuivent vers l'ESE, en aval de Fabian, dans la vallée de la neste d'Aure. Ici se développe la Formation de Pichebrou, observable le long de la crête subméridienne de ce nom, au Sud de Saint-Lary. Elle associe (en plusieurs séquences ?) des termes grés-quartzitiques, parfois verdâtre (peut-être plus fréquents vers la base : d5-6a), des assises pélitiques, identiquement teintées, et de minces intercalations carbonatées ou calcaréo-marneuses, schistosées. Ces assises calcaires se sont, pour certaines, révélées fossilifères : quelques associations de conodontes y ont été découvertes dont une au moins suggère clairement un âge frasnien moyen (Trouiller, 1976).

Ceci se rapproche de ce qui est connu plus à l'Est encore où, dans l'enveloppe septentrionale du dôme du Lys-Caillaouas (feuille Bagnères-de-Luchon), une mince assise calcaire datée par conodontes du Frasnien basai (à l'image de la partie inférieure des calcaires du pic Larrue) est suivie d'un ensemble grés-pélitique, puis de shales et quartzites admettant plusieurs minces intercalations calcaires qui ont pour certaines livré des conodontes permettant l'identification de Frasnien moyen et supérieur dans cette « série des Agudes—Cap de Pales » que surmontent (continuité non établie ?) des calcaires attribués par conodontes à un Famennien déjà élevé (Krylatov et Stoppel, 1971 ; Bouquet, *in* Galera, 1987).

Dans la partie frontale de la nappe de Gavarnie, cette même série de Sia arme de ses puissantes couches (500-600 m au total ?) les reliefs de Larne, Piménée, de Montferrant, Estaubé et Port Biell, ainsi que ceux du secteur de la Munia et de Robinera. Superposée ici aux calcaires du Gabiédou, elle comprend à sa base un ensemble (100 à 150 m) de quartzites et grès à intercalations pélitiques (d5-6b). Des bancs centimétriques à métriques de grès quartzitiques, à patine gris-vert à ocre, y sont séparés par des assises de pélites litées. De place en place s'y intercalent des calcaires gréseux en lits centimétriques, séparés par des lits argileux millimétriques.

Par endroits (vers le haut ?), s'y trouvent associés, mais dans une situation peut-être perturbée par la tectonique, de très puissants corps gréso-quartzitiques allongés et étroits, atteignant 15 à 20 m d'épaisseur.

Au-dessus vient un ensemble de shales verdâtre ou ocre (d5-6c), à intercalations de minces bancs calcaires gris, et que suivent des assises de shales, grès calcaires, calcaires argilo-gréseux souvent versicolores ; c'est la « Green Formation » de J.G. Van Lith (1965), qui rangeait cette unité dans le Carbonifère.

Dans ces secteurs, peu d'éléments de datation complémentaires peuvent être relevés concernant les terrains de cette série de Sia, mis à part le rappel de la présence de vestiges de macrofaunes (brachiopodes, crinoïdes, coralliaires, etc.) jadis signalés par M. Dalloni (1910), et que leur localisation et détermination incertaines rendent inutilisables.

Unité du Chinipro

Pour ce qui est du Dévonien, la partie frontale de la nappe de Gavarnie se caractérise localement par l'existence d'une série aux caractéristiques partiellement différentes.

Sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, ceci correspond à une unité qui trouve place à proximité même des terrains mésozoïques, entre le fond de la vallée du gave d'Estaubé, le pic de la Canau et les crêtes de Chinipro, Sobrestivo et Commodoto, au-delà du rio Larri, en territoire espagnol.

Cet ensemble (« unité du Chinipro » de J.M. Galera, 1987) est, sans ambiguïté, séparé du reste de la nappe par un accident longitudinal présentement assez redressé ou à pendage S, qui court schématiquement WNW-ESE le long du ravin de Port Biell vers le col frontalier du même nom, puis gagne le versant nord du Chinipro ; un accident décrochant le décale ensuite vers le Sud, et c'est à proximité du Commodoto qu'il est recoupé par la base de la nappe (feuille Bujaruelo de l'I.G.M.E.). Différentes considérations structurales conduisent à penser qu'il s'agirait là d'un chevauchement varisque précoce (Majesté-Menjoulas, 1982 ; Galera, 1987).

La série dévonienne de type Chinipro présente, dans cette unité, les caractéristiques relevées ci-après (fig. 1).

d3-5. **Dévonien inférieur (pars) à moyen. Calcaires du pic de la Canau.** Au-dessus d'assises de pélites à microrhythmes peu apparentes à l'affleurement, vient ici un ensemble de calcaires gris clair, d'aspect assez massif: il s'agit de la Formation des calcaires du pic de la Canau.

Malgré d'importantes complications tectoniques, on peut y remarquer :
—des calcaires gris, lités, à rognons de silex et polypiers silicifiés ;
—quelques mètres de pélites sombres, schistosées ;
—un calcaire massif, clair, à cachet récifal, localement affecté par de la dolomitisation en plages ocre.

C'est dans ces calcaires que l'on peut observer, outre des restes non identifiés de brachiopodes (spirifers, rhynchonelles) et de trilobites, divers coralliaires tels que cyathophyllidés, alvéolitidés, favositidés, thamnastréidés et aussi *Stromatopora* aff. *concentrica*, *Phillipsastraea* aff. *hennahi hennahi* et *Thamnopora* aff. *irregularis*, formes qui permettent de conclure à la présence d'Eifélien supérieur et de Givétien.

Au-dessus, sur quelque 10 m, le développement de joints pélitiques ocre donne aux calcaires, dans lesquels l'épaisseur des bancs décroît, un agencement plus amygdalaire. C'est à ce niveau qu'a été signalée la découverte d'une association de conodontes à *Polygnathus varcus*, *P. linguiformis*, *Hindeodella brevis*, qui caractérise la zone à *Polygnathus varcus* (Givétien terminal—Frasnien inférieur) (Joseph, 1973).

Au-dessus encore (et latéralement ?) se placerait un ensemble de pélites, pélites calcaireuses et calcaires versicolores teintés de vert, rouge vif ou sombre, parfois blancs. Il s'agit d'une série très rythmée, en lits centimétriques ou décimétriques, ultérieurement très déformés, étirés, boudinés, recoupés par la schistosité, ce qui confère par places aux roches une structure amygdalaire. Des sections de tiges de crinoïdes, de coralliaires solitaires ou coloniaux, de goniatites, de tentaculites, peuvent y apparaître. Diverses associations de conodontes y ont été observées, caractérisant la zone à *Polygnathus varcus* (limite inférieure du Dévonien supérieur), la zone à *P. asymmetricus* supérieure (Frasnien moyen déjà élevé) (Joseph 1973), et aussi la zone à *P. asymmetricus* moyenne (Frasnien inférieur-moyen) (Galera, 1987).

d5-6. **Dévonien moyen (?) à supérieur (pars). Pélites schistosées à intercalations de grès et de calcaires.** C'est apparemment au-dessus encore que vient une importante formation (quelque 300 m) de pélites ocre à gris verdâtre, admettant de minces intercalations centi- à décimétriques de calcaires à patine ocre-jaune et de grès à ciment carbonaté.

Dans cette position (dans le Dévonien supérieur) et avec ces faciès, il paraît bien s'agir-là d'une unité détritique très comparable à celle qui, à ce niveau, se trouve bien représentée dans des secteurs plus occidentaux de la haute chaîne primaire des Pyrénées (« série du pic Lariste » du pays d'Ossau et d'Aspe : feuilles Laruns et Le Somport).

Ces terrains affleurent assez largement sur les versants de la vallée du rio Larri, ainsi que dans le secteur des pâturages de la Estiva.

d6-hia. **Frasnien —Famennien—Tournaisien inférieur. Calcaires micritiques versicolores à structure amygdalaire (« supragriottes »).** L'unité détritique dévonienne est surmontée par des assises (« supragriottes » au sens de S. Crilat, 1981) essentiellement carbonatées, agencées ici en plusieurs replis synclinaux (Chinipro, la Estiva). On y distingue, en un ensemble d'aspect général gris jaunâtre (10 à 30 m), une alternance de calcaires versicolores à grain fin, en bancs décimétriques à métriques, et de lits centimétriques de shales plus sombres ; une structure amygdalaire à noduleuse a pu s'y développer, probablement en relation avec des déformations tectoniques.

À côté de sections indéterminables de céphalopodes et rhynchonelles, une association de conodontes, avec *Scaphignathus velifer*, *Palmatolepis glabra glabra*, *Spathognathodus inornatus*, peut se situer au niveau des couches à *Platyclymenia* (approximativement dans le Famennien moyen ToIII-ToIV ; Van Lith, 1965). Le passage se fait en apparente continuité à des termes comparables, d'âge tournaisien inférieur.

Bordure nord-orientale

À l'évocation des diverses formations qui caractérisent le Dévonien de l'unité du Chinipro dans la partie frontale (méridionale) de la nappe de Gavarnie, il convient de juxtaposer celle des termes de la série dévonienne qui affleurent bien plus au Nord.

Ces terrains constituent ici, au Nord-Ouest, les crêtes de Bachebirou et Maucapéra, dans l'encaissant occidental du massif granitoïdique du Néouvielle. Ils constituent d'autre part, dans l'encaissant oriental de ce même massif, les reliefs qui, au Nord de la ligne lac de l'Ouïe—Espiaube—Vielle-Aure—Azet, jalonnent la bordure nord-orientale de la feuille jusqu'au-delà de la vallée de la neste d'Aure.

En prenant pour référence initiale ce dernier secteur, on peut y reconnaître la succession évoquée ci-après.

Au-dessus d'une unité de **calcaires clairs**, massifs, (d3-5 ?) n'affleurant que dans certains secteurs très localisés (cœur de l'anticlinorium des anciennes mines de Vielle-Aure, près de cette localité), se développe un assez épais **ensemble déritique** (d5 pars). Il y a là des argilites et pélites calcaires schistosées, à minces lits de grès fins, psammitiques, à patine d'altération roussâtre ou jaunâtre, que l'on peut observer au cœur de diverses structures anticlinales (Vielle-Aure, Sud de Camparan) où ils avaient été implicitement repérés par A. Bresson (1903 ; et feuille Luz à 1/80 000, 1905), de même qu'ils ont été repérés sur le territoire de la feuille Bagnères, peu à l'Est de la vallée d'Aure (Pélissonnier, 1958).

Au-dessus se place un ensemble carbonaté dont la succession apparaît la suivante (coupe de la route de Vielle-Aure à Soulan : Bouquet et Stoppel, 1975) :

— calcaires subamygdalaires ou massifs ou lités, à intercalation(s) de pélites calcareuses schistosées ; ils ont, à divers niveaux, livré des associations de conodontes les situant dans le Dévonien supérieur (ToIII, Famennien moyen) (20 m environ) ;

— calcaires rouille, associés à des assises pélitiques verdâtre, à lamines carbonatées, puis calcaires griotteux grisâtre (20 m environ) ; cet ensemble a également fourni, à divers niveaux, des associations de conodontes, qui se distribuent essentiellement dans le ToV et le ToVI (Famennien supérieur — extrême base du Tournaisien) (d6-h1a). Il s'agit encore de l'ensemble des « *supragriottes* » tel qu'il a été situé par S. Crilat (1981).

Il n'est pas douteux que la colonne stratigraphique du Paléozoïque situé au Nord de la faille de Soulan, à l'Est du massif granitoïdique du Néouvielle, présente d'assez nettes affinités avec celle qui caractérise, quelque 20 km plus au SSW, l'unité du Chinipro au front même de la nappe paléozoïque, tout en se différenciant assez nettement de celle qui correspond au corps même de cette nappe (unité de la Munia) (fig. 1).

Bordure nord-occidentale

Les analogies sont sans doute un peu moins significatives pour ce qui est des terrains dévoniens de l'angle nord-occidental de la feuille (crêtes de Bachebirou—Maucopera).

À la base de la série affleurante, on voit ici des calcaires gris-bleu, manganesifères, qui, en des affleurements proches (près de Sers, en vallée de Bastan, feuille Campan), ont fourni une association de conodontes à *Polygnathus asymmetricus* (Stoppel, in Ternet, 1986) caractérisant le Frasnien inférieur tout à fait basai. Au sommet de cet ensemble calcaire vient par places, sur le territoire de cette même feuille Campan, une alternance de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires sombres plus ou moins gréseux et de schistes argileux qui, selon Y. Ternet (*ibid.*) rappelle la partie supérieure des calcaires frasnien du Soum des Salettes et du pic Lacanau.

Au-dessus se développe en affleurement au Sud-Est de la localité de Luz (feuilles Argelès-Gazost et Campan), où il est entaillé par la vallée de l'Yse, un ensemble détritique comprenant d'abord des schistes gréseux et surtout des grès, en bancs plus ou moins massifs vers le haut, alternant avec des schistes noirs (20 à 40 m), puis des schistes gris et verts à minces lits calcaireux, puis des shales schistosés gris et des grès calcaireux ocre ou gris, en un ensemble de quelque 100 à 120 m d'épaisseur (d5-6).

Globalement renversée, déversée vers le Sud-Ouest, cette série détritique est surmontée par les termes carbonatés du Dévonien élevé (pic de Létious, contreforts du pic Bergons, sur la feuille Campan). On peut y voir 10 à 20 m de calcaires et calcschistes gris à versicolores, à mauvaises sections de goniatites, et dans lesquels une association de conodontes a permis de caractériser du Famennien élevé (Cygan, in Péré, 1976).

En somme, cette série dévoniennne de l'Yse et Bachebirou présente certes des analogies avec celle de l'unité du Chinipro. Mais cette parenté est sans doute moins nette que celle qui apparaît entre ces séries du Chinipro et celles du Nord-Est de la feuille Vielle-Aure, dont les caractéristiques contrastent sans doute plus nettement avec celles de la série paléozoïque de l'unité de la Munia.

Carbonifère

Unité du Chinipro (fig. 1)

Au-dessus de calcaires rapportés, par conodontes, au Dévonien supérieur, une autre association de conodontes avait déjà prouvé à J.G. Van Lith, dans les mêmes calcaires à grain fin (supragriottes : d6-h1a), la présence de Tournaisien déjà élevé (partie inférieure des couches à *Pericyclus*). Cette donnée fut ultérieurement précisée par la découverte d'associations de conodontes caractérisant la base (Tn1b inférieur), ainsi que la partie moyenne de cet étage (Boyer *et al.*, 1974 ; Delvolvé, 1987 ; Perret, 1989).

h1b-3. Éocarbonifère. Jaspes et ampélites, calcaires micritiques clairs, calcaires sombres à laminites. Au-dessus, dans le même secteur, viennent quelque 4 m de jaspes noirs ou clairs en lits décimétriques localement intercalés de shales, et qu'une assise de calcaires clairs à patine gris jaunâtre (1,5 m) sépare d'un autre ensemble de jaspes de teintes plus variées (10 m). Les calcaires intercalaires ont livré une association de conodontes caractéristique du Viséen inférieur (V1).

Au-dessus, d'autres **calcaires** micritiques clairs (C), gris, beiges, ou de teintes plus vives, à structure fréquemment amygdalaire, griotteuse, voire bréchique (brèches intraformationnelles), sont associés à des **shales versicolores** (V) sur une épaisseur totale de l'ordre de 10 à 15 m ; des associations de conodontes y caractérisent de façon générale le Viséen élevé et le Namurien basai (Delvolvé, 1987 ; Perret, 1989). Cette mention s'accorde avec l'observation de quelques goniatitidés (*Goniatites* cf. *striatus*, *G.* cf. *granosus*) du Viséen supérieur (Van Lith, 1965).

Plus haut viennent des calcaires sombres, noirs à bleu-noir à la cassure, à patine grise, en lits centimétriques à décimétriques séparés par des interlits pélitiques ou en bancs plus massifs (10 à 20 m). Ces calcaires présentent souvent — surtout dans la moitié inférieure de cet ensemble — une fine lamination généralement plane parallèle. Ils sont fréquemment parcourus de réseaux caractéristiques de veinules blanches de calcite. Ils deviennent très noirs à leur partie supérieure où ils se chargent de matière organique et où leurs bancs diminuent d'épaisseur pour céder progressivement la place à des argilites noires, puis à des lits gréso-pélitiques organisés en séquences granoclassées. Ces calcaires sombres à laminites (non séparés sur la carte) renferment des débris de crinoïdes, goniatites et autres macrofaunes, et aussi diverses associations de conodontes qui ont ici même permis de repérer la présence de divers niveaux du Namurien (jusqu'au Namurien élevé, G) (Perret, *in* Delvolvé, 1987).

h3-4. Namuro-Westphalien (?). Séries gréseuses flyschoides (« culm »). Aux calcaires sombres à laminites succède un « culm » (« Graywacke Formation » de Van Lith, 1965) constitué de lits gréseux centi- à décimétriques, de teinte noire, à patine rousse, granoclassés, intercalés dans des pélites schistosées, reprenant des éléments silicoclastiques ou, plus rarement, des éléments de roches calcaires.

Située ici au cœur de replis synclinaux perchés, cette unité flyschoidé n'y est conservée que sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Elle peut être logiquement, bien que dépourvue de fossile caractéristique (rares empreintes de *Calamités*), rangée dans le Namurien déjà élevé (compte tenu de l'âge de son substrat), ce qui n'exclut évidemment pas la présence de Westphalien inférieur.

Bordure nord-orientale

À proximité de la vallée de la neste d'Aure, au sommet des calcaires du Dévonien terminal a été repérée par endroits une très mince assise de shales schistosés, gris à noir, pyriteux, surmontés de quelques décimètres de calcaires gris « anté-jaspés » datés, par conodontes (près Campanan), de la base du Tournaisien (Bouquet et Stoppel, 1975) (d6-hia : « **supragriottes** »).

À cet ensemble carbonaté succèdent donc ici aussi des assises (10 m environ) de **jaspés noirs** (h1b-3) y sont associés des shales charbonneux à concentrations phosphatées, et s'y superposent directement quelque 15-20 m de jaspés plus clairs (versicolores, gris, verts, beiges) (« jaspés inférieurs », « jaspés supérieurs » de S. Crilat, 1981). Des lits de pyroclastites y ont été observés, de même que des amas ferro-manganésés ou manganésés qui donnèrent lieu jadis à des exploitations.

Un **ensemble carbonaté « post-jaspés »** comprend des calcaires gris à gris-bleu, à accidents cherteux, alternant avec jaspés clairs ou pyroclastites ou shales, des calcaires en bancs ou corps lenticulaires, intercalés de phyllites verdâtres, des calcaires plus feuilletés gris foncé (15 à 30 m). La présence de Viséen basai V1 a pu y être établie (par conodontes) en divers points (Bouquet et Stoppel, *ibid.*), ainsi que celle de Viséen plus élevé V3 (route de Campanan à Grailhen, Azet : Perret, *in* Delvolvé, 1987).

Au-dessus se placent ici quelque 5 à 20 m de **shales versicolores** (V) schistosés, verdâtres ou lie-de-vin, parfois intercalés de bancs centimétriques ou de lentilles de calcaires clairs. La présence de conodontes a permis de rapporter cette unité au Viséen élevé (?) et à la base du Namurien (route de Campanan à Grailhen : Perret, *in* Delvolvé, *ibid.*).

Des alternances de schistes noirs, épisodiquement carbonatés, et de niveaux silteux, marquent ici la base du **culm** (h3-4) dont les premiers dépôts détritiques se situent donc apparemment ici dans le Namurien inférieur E1-E2. Près d'Azet, ces premiers épandages élastiques se manifestent au niveau d'une assise de calcaires gréseux noirs, à patine rousse, à lamines parallèles, obliques, convolutes et figures de slump.

Ce culm, d'épaisseur plurihectométrique, se présente, en moyenne vallée de la neste d'Aure, aux alentours de Saint-Lary, comme une association d'un certain nombre d'unités lithostratigraphiques caractérisées pour certaines par des rythmes essentiellement pélitiques (par exemple, mais non obligatoirement, à la base du groupe) ; caractérisées, pour d'autres, par la prédominance de termes gréseux et gréso-calcaires, ou même de brèches calcaires, formant un flysch mixte, à la fois silico-clastique et carbonaté, localement raviné par des conglomérats à blocs (vallée de la neste de Louron : feuille Bagnères) (Delvolvé, 1987).

Divers arguments — dont certains précédemment rappelés concernant l'âge de son substrat calcaire —, conduisent à considérer ce flysch comme globalement namurien, peut-être pour partie plus récent (h3-4), si l'on se base sur l'âge des éléments qu'il remanie comme sur celui des quelques faunes et flores qui y ont été découvertes (Delvolvé, 1981, 1987) sur le territoire de la feuille Arreau.

Bordure nord-occidentale

À la bordure nord-occidentale de la feuille, fait suite aux calcaires néodévonien (et infracarbonifères ?) (d6-h1a) une assise de **pélites noires** que surmonte stratigraphiquement, ici encore, un ensemble de **jaspes noirs** à radiolaires, en lits centimétriques ou décimétriques, de shales charbonneux à concentrations phosphatées (nodules ovoïdes ou sphériques, disques), puis de jaspes plus clairs accompagnés de lits de pyroclastites, et qui peuvent être manganésifères (anciennes exploitations de la montagne de Bachebirou) (10-20 m au total) (Crilat, 1981).

De façon générale, ces terrains et les calcaires qui leurs sont associés (h1b-3) peuvent être suivis, en quasi-continuité d'affleurement, en direction de l'ESE, dans le fond du cirque d'Ets Lits, à l'Estibère Male, et du pic Maou aux flancs du pic Long ainsi que, plus à l'Est encore, dans les crêtes des Cintes Blanches où ils reposent sur les pélites et quartzites des Toudes. On retrouve là quelque 40 m de calcaires amygdalaires de teintes variées (gris, jaunâtre, ocre), suivis de quelques mètres d'ampélites, puis de jaspes noirs à concrétions phosphatées, puis de jaspes de teintes variées (rouille, marron, gris-vert clair).

Des **assises carbonatées post-jaspes** peuvent être observées dans ces mêmes secteurs. Des calcaires à grain fin, beige clair à gris, y présentent parfois des accidents siliceux ainsi que des intercalations pélitiques. Ils sont surmontés par un ensemble de pélites à minces intercalations calcaires qui ont pu être, par conodontes, rapportées au Viséen (10 à 20 m au total).

Des **shales verts** (10-15 m) cèdent à nouveau place à quelques mètres de calcaires gris à rubans siliceux, puis à 10-20 m de calcaires gris-noir en minces lits interstratifiés de pélites noires.

h2-3. Viséen—Namurien (?). Séries calcaréo-pélitiques flyschoïdes (série de Cambasque). C'est au-dessus encore que se place ici une unité rythmée, calcaréo-pélitique, de quelque 50 à 100 m de puissance, qui se trouve beaucoup plus largement présente sur le territoire de la feuille Argelès-Gazost (région de Saint-Sauveur et de Cauterets) : elle y est connue sous le nom de Formation calcaréo-schisteuse de Cambasque («Horizon de Cambasque» de A. Bresson, 1903). Dans ses affleurements de la feuille Vieille-Aure, qui sont les plus orientaux que l'on connaisse, a pu être mise en évidence une association de conodontes caractérisant le Namurien (Perret, *in* Majesté-Menjoulas, 1982).

La série paléozoïque se termine ici encore par un ensemble détritique, pélitico-gréseux, d'âge au moins namurien, et qui correspond à la partie inférieure du **culm** (h3-4).

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Les terrains paléozoïques de la feuille Vielle-Aure ont été, en certains secteurs, profondément affectés par un métamorphisme relevant du cycle varisque.

Tel est le cas des formations qui apparaissent dans la fenêtre entaillée par les vallées du gave de Pau et du gave de Héas dans l'autochtone relatif à la nappe de Gavarnie, et qui se prolongent, toujours dans la même position structurale, vers l'ESE dans le secteur du cirque de Barroude et, plus au Sud, dans celui du plan de Larri. Les effets du métamorphisme se sont également fait sentir plus à l'Est, toujours dans l'autochtone relatif de la nappe de Gavarnie, et sont particulièrement apparents au niveau de la culmination anticlinale de Frédancon, que recoupe, dans la partie orientale de la feuille, la vallée du ruisseau de Rioumajou.

Certains terrains ont été affectés en outre par le métamorphisme de contact, au voisinage étroit d'intrusions plutoniques comme celle du massif du Néouvielle.

Barroude—Gavarnie—Héas—plan de Larri

Malgré le caractère assez dispersé et la faible étendue des affleurements, on peut reconstituer ici un grand ensemble métamorphique, centré sur les migmatites et anatexites de la vallée d'Héas et de la partie de la vallée du gave de Pau située en amont de Gèdre.

Les très nombreux types métamorphiques identifiés dans cet ensemble ont été décrits, entre autres, par A. Bresson (1903), puis M. Clin (1959), P. Debat (1965), B. Roddaz (1977) et, plus récemment, A. Dahmani, Y. Driouch et P. Debat (1987).

C'est à la suite de ces derniers auteurs que l'on peut envisager de procéder aux groupements retenus ci-après.

Région de Barroude et vallée de la Géla

Ces terrains s'étendent ici entre, au Nord, l'accident de base de la nappe de Gavarnie et, au Sud, le massif granitoïdique de Bielsa.

Micaschistes. La remontée de la vallée de la nêste de la Géla permet d'y distinguer successivement des micaschistes à andalousite et staurotide, des micaschistes à andalousite seule, puis des formations à andalousite, cordiérite, parfois sillimanite, et feldspath alcalin, affleurant autour des lacs de Barroude. Ces terrains métamorphiques résultent de la transformation d'anciennes séries sédimentaires (k-oc et k-od ici).

Les **micaschistes à andalousite et staurotide** de la partie nord de la vallée de la Géla présentent un litage net, avec alternance de lits phylliteux riches en muscovite dans lesquels se concentrent les silicates d'alumine, de

lits riches en quartz associé à des lamelles dispersées de biotite et, de manière sporadique, des lits monominéraux d'andalousite. Dans les lits à muscovite, la staurotide, l'andalousite, la biotite forment des phénoblastes dispersés.

Les ***micaschistes à andalousite*** affleurent en une étroite bande autour de la région de Barroude, en amont des précédents : bande qui se poursuit et s'élargit, vers l'Est, au-delà des vallées de Saux et Moudang, jusqu'au Rioumajou. Le litage de ces micaschistes est marqué par l'alternance de lits phylliteux à biotite, muscovite, andalousite, et de lits quartzeux à biotite et muscovite. La biotite se concentre parfois pour constituer des traînées orientées ; dans les lits phylliteux, elle forme des phénoblastes moins abondants que dans les micaschistes précédents. La staurotide apparaît en reliques dispersées, et l'andalousite, silicate dominant, est en phénoblastes.

Des assises quartzitiques s'individualisent localement dans les micaschistes de la Géla : quartzites à grenat, avec lits à séricite, biotite, opaques et lits à quartz, biotite, grenat ; quartzites à amphibole, moins nettement lités, etc.

η - γ^A . **Diorites-granodiorites.** Dans le secteur de Barroude affleurent les termes les plus méridionaux de la succession des métamorphites visibles dans la vallée de la Géla. Ces formations se distinguent des micaschistes précédents par leur minéralogie, leur structure et la présence, en leur sein, de roches magmatiques auxquelles elles sont intimement liées.

Ces roches magmatiques de Barroude sont d'une part des diorites formant un massif bien circonscrit ou de rares masses métriques au sein des roches micaschisteuses ; elles sont, d'autre part, des granodiorites apparaissant autour des diorites et, plus fréquemment, intimement mêlées aux roches micaschisteuses. Dans ce cas, les micaschistes peuvent apparaître sous forme d'enclaves centimétriques et décimétriques moulées par la granodiorite (zone de quelques mètres au Nord du massif de diorite).

Ailleurs, à l'Ouest du massif de diorite, les micaschistes deviennent prédominants : on observe alors de nombreux filons de granodiorite, d'épaisseur décimétrique et d'étendue métrique, recoupant l'encaissant micaschisteux dans toutes les directions (bien que la plupart de ces filons se disposent avec une orientation parallèle ou légèrement oblique à la foliation des micaschistes).

Ailleurs encore, sur le sentier venant de la Géla, 200 m avant de parvenir au plateau de Barroude, les feuilletts granitoïdiques se disposent parallèlement à la foliation générale, donnant à l'ensemble un aspect parfaitement rubané, avec alternance de lits leucocrates granodioritiques (décimétriques à métriques) et de lits mélanocrates micaschisteux (centimétriques). Les limites entre ces lits sont nettes, tranchées, régulières et, au sein des granodiorites, les lamelles de biotites paraissent orientées, définissant une foliation de même orientation que celle de l'encaissant.

Tout ceci conduit à envisager en ces associations, plutôt que le produit d'une fusion partielle *in situ* des roches micaschisteuses (anatexie), un phénomène d'injection d'un magma granodioritique dans un encaissant micaschisto-gneissique. Les roches de cet encaissant se caractérisent elles-mêmes par des lits micacés (les plus nombreux et réguliers), riches en biotite, andalousite, cordiérite, associés à du quartz et du feldspath alcalin ; des lits à concentration presque monominérale d'andalousite, des lits quartzeux, des lits plagioclasiques.

Concernant les formations métamorphiques du secteur de Barroude et de la vallée de la Géla, apparaît donc la superposition de deux phénomènes. Postérieurement à un métamorphisme général à biotite + staurotide + andalousite (traduisant, selon les auteurs précités, des températures maximales de l'ordre de 570 °C sous pression de quelque 2,3 kbar), ces terrains ont subi un métamorphisme de contact à fort gradient thermique lié à la mise en place tardive des granitoïdes et des diorites. Ils n'ont pas été affectés par l'anatexie et correspondent à des pressions plus faibles et des profondeurs moins importantes que celles de la région plus occidentale de Gavarnie—Héas, dont il est question ci-après.

Vallée de Gavarnie—Gèdre

χξ. Quartzophyllades et quartzites subordonnés. Des formations métamorphiques affleurent en fenêtre au fond de la vallée du gave de Pau, en amont du hameau de Bareilles, non loin de Gavarnie. Elles se trouvent représentées, en bordure occidentale de la feuille Vielle-Aure, sous le Crétacé supérieur autochtone, dans des escarpements couronnés par les plateaux d'Alans et de Pailla.

Les plus méridionales d'entre elles sont de nature micaschisteuse, et alternent avec des lits quartzitiques (centimétriques à métriques) et des assises carbonatées (cf. *infra*). Il s'agit essentiellement de micaschistes quartzitiques à sillimanite, avec biotite, cordiérite, grenat. Elles se prolongent à l'Ouest par la série des quartzophyllades et quartzites du gave des Tourettes (feuille Gavarnie) et passent localement, vers le Nord, à des gneiss, par l'apparition de feldspath alcalin.

M¹⁻². Migmatites avec intercalations carbonatées. Plus au Nord encore, peu avant l'entaille du ruisseau d'Alans, se développent les effets d'une migmatisation progressive et croissante du Sud vers le Nord. Ceci correspond au complexe des gneiss migmatitiques de Gavarnie. Il s'agit de gneiss à biotite présentant localement un aspect rubané lié à la présence de nombreux filonnets leucocrates centimétriques, généralement boudinés, généralement subparallèles à la foliation (N 120-45° SW). Ceci donne à ces roches un aspect de migmatites.

Les gneiss, surmicacés, de teinte plutôt sombre, sont essentiellement constitués de biotite, quartz, cordiérite, associés à de la sillimanite, du grenat, du feldspath. Biotite, sillimanite, 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 de Gavarnie 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, le feldspath alcalin, le plagioclase, plus rarement la sillimanite, le grenat, la biotite. Il y a parfois une bonne proportion d'apatite en grains millimétriques. Les cristaux du leucosome sont plus gros que ceux de la partie gneissique, et en disposition équante. Ce leucosome serait le résultat d'une fusion partielle, le liquide ainsi formé ayant subi un début de ségrégation.

Dans les migmatites comme dans les micaschistes plus méridionaux, se trouvent des **intercalations carbonatées** de puissance décimétrique à décamétrique, parfois cartographiables (M^{12} [1]). 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 minoraire et où abondent des silicates calciques tels que wollastonite, grenat, idocrase.

χ. Quartzites à diopside, hornblende, biotite. Au sein de ces gneiss migmatitiques s'intercalent des assises quartzitiques, d'épaisseur réduite si l'on excepte le secteur situé au NNE de Gavarnie (quartzites du hameau de Bareilles), à l'Ouest et en contrebas du Pain de Sucre (piton du Tési, feuille Gavarnie). Ici prédominent des formations essentiellement quartzitiques, avec quartzites purs, quartzites à diopside, à hornblende, ou à biotite.

Selon A. Dahmani, Y. Driouch et P. Debat (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 et s'est effectué, pour le début de fusion, dans des conditions que ces auteurs estiment à 3,5 kbar pour 650 °C. Ces conditions diffèrent nettement, selon eux, de celles concernant les micaschistes de la Géla et de Barroude : elles traduisent des pressions et profondeurs nettement plus élevées, et des températures également plus élevées, que celles ayant conduit au métamorphisme général des micaschistes de la Géla. D'autre part, elles se sont exercées de façon prograde du Sud vers le Nord, en sens inverse de ce qui apparaît à la Géla.

Μ₁¹. Gneiss plagioclasiques à biotite, à lentilles carbonatées. Il s'agit là de formations métamorphiques observables au Nord des précédentes, le long de la vallée du gave de Pau, dans la fenêtre de Gavarnie—Gèdre, à l'approche de ce village. Elles sont séparées des formations précédentes (et, plus précisément, des formations quartzitiques du Tési : cf. *supra*), par un très net accident transverse (accident de Bareilles).

Ces gneiss plagioclasiques à biotite sont souvent homogènes. À la différence de ceux de Gavarnie, ils sont dépourvus de silicates d'alumine et de cordiérite. Leur composition est dominée par les plagioclases associés au quartz, à la biotite, au feldspath alcalin, à l'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 suivant 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, et s'y est seulement traduite par la formation de poches ou traînées quartzo-feldspathiques, à aspect rappelant le leucosome des migmatites.

Sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, ces gneiss constituent les versants abrupts de la vallée du gave de Pau en amont de Couret, ainsi que le plateau de Saugué, en rive gauche. Plus au Nord, ils réapparaissent dans le bois de Coumély, au Sud et au-dessus de Gèdre, ainsi que sur la rive gauche du gave, dans l'épaulement de Saussa, sous l'accident de base de la nappe de Gavarnie.

Héas-plan de Larri

M¹⁻². **Migmatites avec intercalations carbonatées.** Une zone à anatexie généralisée s'étend, depuis la partie nord de la fenêtre de Gavarnie (secteur de Gèdre), dans toute la vallée du gave de Héas, et réapparaît dans la fenêtre du plan de Larri, en territoire espagnol, au Sud du cirque de Troumouse.

Il apparaît donc ici essentiellement des migmatites, à structure en général rubanée mais qui peut devenir moins régulière, nébuleuse, et même disparaître totalement par homogénéisation, dans des corps de granités à cordiérite de dimensions très variées. Migmatites et granités à cordiérite renferment en outre des roches diverses, non affectées par l'anatexie, en enclaves et se partagent des dimensions elles aussi très variées.

Selon A. Dahmani, Y. Driouch et P. Débat (1987), les **migmatites proprement dites** constituent le type pétrographique le plus abondant. Elles sont visibles, sur le versant méridional de la vallée du gave de Héas, depuis le village de Gèdre jusqu'au débouché du val d'Estaubé ; elles forment une large part des abrupts du versant septentrional de cette même vallée, jusque dans le fond du cirque de Troumouse.

Leur caractéristique principale est leur structure rubanée, marquée par l'alternance de lits sombres et clairs ; cette structure, parallèle à l'orientation planaire des minéraux dans les lits sombres, définit la foliation majeure de ces migmatites. Globalement, cette structure est orientée N 120 à N 140, avec un pendage proche de l'horizontale, plongeant tantôt vers le Nord-Est, tantôt vers le Sud-Ouest. Ce rubanement est déformé par des plissements et du boudinage, ces structures étant bien développées du fait de la différence de compétence entre les différents lits.

Dans ces migmatites, on peut distinguer des lits sombres (mélanosome) caractérisés par une très forte concentration en biotite associée à de la cordiérite ou, plus rarement, à de la sillimanite.

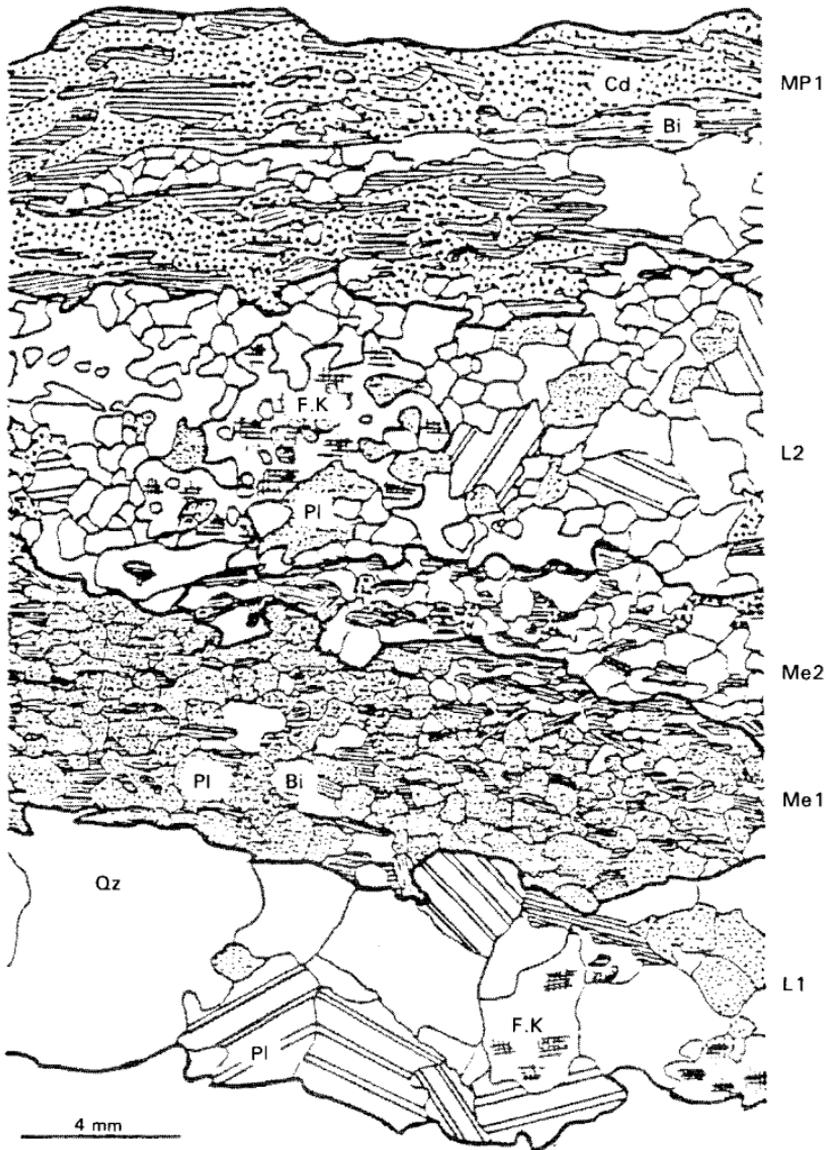
Un leucosome forme les lits les plus épais (parfois plus de 10 cm) et représente ainsi une fraction importante du volume des roches. Il est essentiellement constitué, par ordre d'importance décroissante, par quartz et feldspaths (plagioclases surtout), puis cordiérite, biotite, sillimanite et enfin minéraux accessoires ou de transformation. Par rapport à ceux du mélanosome, les cristaux sont de plus grande taille, et de configuration plus équilibrée, avec cependant des variantes permettant de distinguer divers types de leucosome ayant une signification génétique différente.

Enfin, un mésosome est représenté par des lits moins sombres que ceux du mélanosome ; moins épais, moins abondant que les deux autres parties des migmatites, il associe principalement biotite et plagioclases en un dispositif où la foliation est assez peu marquée. Il en existe diverses variétés (fig.2).

Certaines de ces migmatites (par opposition à de rares migmatites à sillimanite limitées au voisinage de corps granitiques) sont qualifiées de « banales » car elles sont le plus largement représentées enaffleurement. On y observe des lits alternés (suivant un schéma relativement constant) de leucosome à grains quartzo-feldspathiques de grande taille, de leucosome hétérogranulaire à matrice quartzreuse et concentrations quartzo-feldspathiques, de mélanosome riche en cordiérite, de mésosome à plagioclase, biotite, quartz, et aussi à quartz, biotite, cordiérite.

Les auteurs voient en cela la conséquence d'une fusion partielle qui se serait produite dans des roches préalablement litées, litage probablement d'origine sédimentaire. Selon la composition des lits, la fusion partielle est intervenue à des taux différents. Les mésosomes devaient, à l'origine, constituer des lits de nature différente, qui ont été inégalement affectés par la fusion partielle. Les leucosomes hétérogranulaires seraient le produit d'une fusion partielle localisée et dériveraient probablement de certains mésosomes qui se trouvent à leur bordure. Les leucosomes à grains de grande taille représenteraient des témoins d'une fusion généralisée, et dériveraient des mésosomes à biotite-plagioclase qui les délimitent. Les mélanosomes devaient correspondre également à des lits originels de la rochemère dont l'évolution se serait produite aux dépens de certains mésosomes, par concentration de biotites résiduelles, du fait de la fusion partielle.

Des **septa d'origine carbonatée** (M^{1-2} [1]) se rencontrent en corps lenticulaires intercalés au sein des roches anatectisées. Ils se disposent parallèlement au rubanement des migmatites, sous forme de bancs d'épaisseur métrique ou d'assises plus importantes de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. On y reconnaît, comme dans le secteur de Gavarnie, des marbres purs de teinte claire (rive droite de la vallée de Héas, vallée de Touyères, etc.), des marbres impurs à calcite dominante, pouvant montrer litage ou rubanement, et des skarnoïdes (skarn à wollastonite de la route du barrage des Gloriettes ; assises du gave d'Estaubé, de la forêt de Coumély). Il y a là une grande variété de roches qui témoignent, avec d'autres, de la grande hétérogénéité de la série sédimentaire originelle.



L1 : leucosome évolué ; Me1 : mésosome à biotite et plagioclase ; Me2 : mésosome à biotite, quartz et plus ou moins de cordiérite ; L2 : leucosome hétérogranulaire ; MP1 : mélanosome à cordiérite et biotite ; Qz : quartz ; Pl : plagioclase ; F.K : feldspath alcalin ; Bi : biotite ; Cd : cordiérite

**Fig. 2 - Lithologie d'une migmatite courante
(migmatite de la carrière des Gloriettes)
(selon Dahmani, Driouch et Debat, 1987)**

Au sein des formations migmatitiques subsistent aussi des enclaves de taille centimétrique à métrique : ce sont là des restites réparties dans l'ensemble des migmatites, avec toutefois une concentration importante dans le secteur des Gloriettes et du gave d'Estaubé. Leur foliation interne est souvent parallèle à celle des migmatites ; elle est parfois différente (dans les anatexites). Il s'agit par exemple d'enclaves dioritiques ou gabbroïques (dont il est question par ailleurs p. 48 : Mθ, Mη), de roches carbonatées variées, de roches quartzitiques, de roches gneissiques.

Myc. Granités à cordiérite. Dans la zone à anatexie généralisée du complexe métamorphique de Gavarnie—Héas, les granités à cordiérite se trouvent représentés par trois ensembles principaux : il s'agit des granités de Gèdre, recupés par la vallée du gave de Pau en amont de ce village ; des granites du plateau de Coumély ; et des granites qui affleurent sur le versant méridional et le versant septentrional de la vallée d'Héas, entre les ruisseaux d'Estaubé et du Maillet. De petits corps, de dimensions métriques, se trouvent également concentrés à la périphérie de ces trois ensembles majeurs.

Ces granites sont des roches plutôt leucocrates, parsemées de cristaux gris verdâtre de cordiérite formant parfois des agrégats pluricentimétriques ; on y observe également des concentrations nodulaires de même taille, associant biotite, cordiérite, sillimanite. Ils renferment par places de petites enclaves, souvent micacées et litées. Leur contact avec les migmatites est rarement net ; on y observe une homogénéisation progressive, avec désorientation du litage des migmatites, donnant des roches à structure nébuleuse, plus homogènes que les migmatites.

Les constituants minéraux majeurs de ces granites sont le quartz, le plagioclase, le feldspath alcalin, la biotite, la cordiérite ; exceptionnellement, on a pu observer andalousite, sillimanite, staurotide. La composition modale de ces roches les rapproche de monzogranites et, parfois, de 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 fait ainsi apparaître que ces granites d'anatexie correspondraient, par rapport aux migmatites environnantes, à une formation plus alumineuse, plus homogène, plus appropriée à la fusion. Les conditions de température et pression qui découlent de cette étude sont sensiblement comparables en ce qui concerne granites d'anatexie et 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, sécants sur la foliation, et parfois délimités par des roches non anatectisées, ont probablement subi une légère ascension relative au sein des migmatites, du fait leur densité et viscosité relativement faibles, lors d'une montée diapirique de l'ensemble.

Anticlinal de Frédancon

Dans la partie orientale de la feuille Vielle-Aure, au Sud de l'accident marquant le prolongement oriental du chevauchement de Gavarnie, la vallée du ruisseau de Rioumajou recoupe des terrains du Paléozoïque inférieur modelés en un dôme structuro-métamorphique allongé sensiblement à N 110°-N 120 °E et approximativement centré sur le plan de Frédancon. Il s'agit-là, en fait, d'un relais de la culmination métamorphique de la Géla (cf. *supra*) qui trouve prolongement plus à l'ESE dans les secteurs du Port de la Pez et d'Aygues-Tortes, et un autre relais dans l'enveloppe nord-occidentale du massif granitique du Lys-Cailaouas (feuille Bagnères-de-Luchon).

Les terrains métamorphiques de l'antiforme de Frédancon ont été décrits entre autres par M. Clin (1959), A. Trouiller (1976), G. Lister, H. Boland et H. Zwart (1986). Dans la coupe de la vallée, M. Clin localisait en particulier, dans le Paléozoïque inférieur « antégothlandien », des schistes à chialotiles géantes (elles peuvent atteindre jusqu'à 20 cm de long) et à prismes de biotite, affleurant de part et d'autre du plan de Frédancon, ainsi que de schistes « à éclat métallique », à muscovite, riches en staurotide ; cet auteur signalait la disparition progressive des minéraux de grande taille, dans cette série, du Nord vers le Sud dans la partie de la vallée située en amont de Frédancon.

A. Trouiller (1976), pour sa part, estime qu'aux effets d'un métamorphisme épizonal à chlorite-séricite, contemporain d'une première phase de déformation hercynienne, génératrice d'une schistosité de flux, se sont ajoutés ceux, plus localisés, d'un métamorphisme plus intense, mésozonal, correspondant à l'individualisation d'un dôme thermique. Cet auteur a défini la configuration générale de ce dôme en esquissant le tracé d'isogrades de la biotite, de l'andalousite et de la staurotide.

Ceci peut être observé dans les assises à dominante pélitiques, accessoirement quartziteuses, du Paléozoïque inférieur (k-0a, b, c, d, e : cf. *supra*). De façon générale, il y a maintenant là des **micaschistes** dans lesquels une foliation peut être dessinée par des alternances de lits phylliteux et de lits quartzo-phylliteux. De fines lamelles de séricite, chlorite, des cristaux de quartz étirés, matérialisent cette schistosité première.

Des phénoblastes de biotite, staurotide, andalousite, contiennent des inclusions orientées de quartz et parfois de phyllite. Ces inclusions peuvent être rectilignes, obliques par rapport à la schistosité de flux, du fait d'une rotation et d'un étirement éventuel des phénoblastes : déformations qui se sont accompagnées d'un métamorphisme à biotite + muscovite, dans des zones de « pression-shadow ». Ces inclusions peuvent être parfois ondulées parallèlement à une crénulation.

La deuxième pulsation métamorphique, plus intense, est donc postérieure à la première phase de déformation. Elle est antérieure à (ou contemporaine d') une deuxième déformation qui a affecté ces phénoblastes, sous forme d'un aplatissement (plus ou moins perpendiculaire au plan de schistosité de flux initial), ou d'un glissement suivant ces plans.

On peut remarquer, avec H. Lister *et al* (1986), la disposition en antiforme des isogrades dans la vallée de Rioumajou, et relever chez ces auteurs une estimation approximative des conditions de T-P dans ce métamorphisme : conditions de pression faibles (1,5 - 2 kbar) pour des températures ayant pu s'élever jusqu'à 550-600 °C. Selon eux, le développement de ce métamorphisme a précédé l'intrusion du granite du Lys à son niveau structural actuel (feuille Bagnères-de-Luchon) et, sur la plus grande partie du secteur, l'augmentation des températures n'est pas à mettre en relation directe avec la présence des roches ignées.

Métamorphisme de contact

Des phénomènes de transformation métamorphique ont affecté les sédiments de l'encaissant immédiat de divers corps plutoniques intrusifs. Ces effets sont particulièrement sensibles et circonscrits autour de ceux de ces massifs qui ont d'importantes dimensions et que leur mise en place a conduit à faire intrusion à des niveaux élevés de la croûte, dans des terrains paléozoïques relativement récents. Sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, ces effets apparaissent donc ainsi autour de la bordure méridionale du massif granitoïdique du Néouvielle.

Ils sont comparables, dans le principe, aux effets de ce même métamorphisme qui apparaissent sur la bordure septentrionale de ce massif (feuille Campan) où ils avaient, il y a déjà près d'un siècle, fait l'objet d'études devenues classiques (Lacroix, 1899-1900 ; Tamborini, 1971). Ils sont également comparables à ceux que l'on observe à la périphérie du massif granitoïdique de Cauterets (feuilles Argelès-Gazost et Gavarnie). Si on convient de repérer ce métamorphisme de contact par l'apparition d'andalousite et biotite dans d'anciens sédiments pélitiques silico-alumineux, on constate que l'auréole thermique du massif de Cauterets atteint l'angle nord-occidental de la feuille Vielle-Aure, puisqu'elle est recoupée par la vallée du gave de Pau à hauteur et en aval de Pragnères (cornéennes à andalousite dans les termes silico-alumineux de la série néodévonienne de Sia).

Pour ce qui est de l'auréole métamorphisme observable sur la bordure méridionale du massif du Néouvielle, elle se développe sur une largeur de l'ordre de 500 à 1000 m, dans des formations où l'on peut identifier des termes moyens à élevés du système dévonien (à dominante grésopélitique), ainsi que les termes de base du Carbonifère (à dominante carbonatée).

Selon C. Lamouroux (1976), le métamorphisme de contact a déterminé, dans les assises grésopélitiques (Sarrat de Baranette, pic des Toudes), la formation et la croissance de minéraux dont les plus caractéristiques sont biotite et andalousite. Une paragenèse à biotite + grenat + muscovite + épidote + albite + pyrophyllite + quartz, correspondrait au *faciès à albite-épidote*; une paragenèse à muscovite + biotite + chlorite + andalousite + plagioclase + quartz, correspondrait au *début du faciès cornéenne à hornblende*. Les andalousites, assez souvent pœcilitiques, à inclusions, présentent souvent une transformation tardive en muscovite dont les paillettes se placent suivant cassures et clivages.

Dans les séries carbonatées (Dévonien sommital — Carbonifère basai, pour l'essentiel), le métamorphisme a conduit à la formation de cornéennes calciques et de skarns.

Les cornéennes calciques, les plus fréquentes, peuvent être observées à proximité de la bordure du pluton, sur l'arête méridionale du pic Badet, mais aussi dans la sapinière de Baranette, aux Laouas, au sommet du pic Méchant, etc. Les lits calciques de ces cornéennes sont enrichis en quartz à proximité des lits quartzeux ; des paillettes de biotite y sont étroitement mêlées à la trémolite et à l'épidote (abondantes). Par endroits apparaissent des assises plus siliceuses, à microcline et plagioclase, dans les cornéennes calcaires à épidote. Aux Laouas, une cornéenne calcique montre une alternance de lits quartzeux et de lits à forstérite contenant de nombreux cristaux de grenats.

Les principales paragenèses identifiées sont :

- quartz + trémolite + clinozoïsite + phlogopite ;
- quartz + trémolite + clinozoïsite + calcite + microcline ;
- quartz + clinozoïsite + calcite + microcline + diopside + grossulaire ;
- microcline + plagioclase + trémolite + quartz + épidote + chlorite ;
- forstérite + humite + trémolite + phlogopite + diopside + calcite + grenat.

Dans l'ensemble, ces paragenèses traduisent des conditions correspondant à la limite inférieure du faciès des cornéennes à hornblende.

Les skarns, peu fréquents, ont été observés dans la sapinière de Baranette, au contact de calcaires dévoniens. Ils se caractérisent, selon C. Lamouroux, par une alternance de bandes de couleurs différentes, allant du brun au rosé et au blanc (litage primaire ou tectonique ?). Ces bandes ont des compositions variables, avec :

- calcite + grenat (grossulaire) + diopside (idocrase + quartz) ;
- calcite + grenat + idocrase (quartz + diopside) ;
- diopside + idocrase + grenat (épidote), etc.

De façon générale, les roches de cette auréole de métamorphisme, au sein de laquelle, du fait des conditions d'affleurement, aucune zonéographie précise n'a pu être établie, témoignent d'élévations de température somme toute modérées, puisque les paragenèses indiquent tout au plus le début du faciès des cornéennes à hornblende. Ceci s'accorde avec l'image d'une intrusion ayant gagné des profondeurs assez faibles au sein de terrains dans lesquels les conditions du métamorphisme régional avaient atteint à peine le faciès des schistes verts.

COMPLEXES PLUTONIQUES VARISQUES

Sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, les formations magmatiques sont essentiellement représentées par des roches plutoniques granitoïdiques. Elles constituent des massifs d'importance variée, les deux principaux étant le massif du Néouvielle, sur la bordure septentrionale de la feuille, et le massif de Bielsa, en territoire espagnol, sur sa bordure méridionale.

Massif du Néouvielle

Le massif du Néouvielle n'est, pour sa part, concerné par la feuille Vielle-Aure que dans sa partie méridionale, la partie septentrionale se trouvant sur le territoire de la feuille Campan. Les roches granitoïdiques qui le constituent firent jadis l'objet d'observations fondamentales de A. Bresson (1903 et feuille Luz à 1/80 000, 1^{re} édition, 1905), puis de travaux plus occasionnels de P. Hupé (1947), N. Morre et J. Thiébaud (1967), M. Barrière (1972).

Ce massif (selon C. Lamouroux, 1976, 1987) est, dans son ensemble, constitué par des granodiorites comportant des amas basiques et renfermant des enclaves dioritiques et gabbroïques, ainsi que des enclaves et septa d'origine sédimentaire, plus ou moins transformés. Dans un plus récent travail, basé sur des analyses chimiques, C. Alibert, F. Debon et Y. Ternet (1988) ont été amenés à constater que le pluton calco-alcalin du Néouvielle comprend deux zones schématiquement concentriques : une zone externe, plus sombre, et une zone interne, plus claire ; ces deux zones dériveraient de la différenciation centripète d'une double intrusion, datée de 300 ± 20 Ma.

γ^4 . Des **granodiorites** métalumineuses, de teinte relativement sombre, avec biotite et amphibole toujours très apparentes (\pm pyroxènes), caractérisent donc la zone externe.

γ^3 . Des **granités calco-alcalins** plus clairs (adamellites faiblement peralumineuses à biotite et rares amphiboles dans les termes les moins clairs), caractérisent la zone interne.

$p\gamma^3$. Des **granites porphyroïdes**, où le microcline constitue des cristaux centimétriques, sont observables par places (rive méridionale du lac de Cap de Long et du lac d'Aubert, en particulier).

γ^{1-2} . On connaît, dans le massif du Néouvielle, des **granites alcalins** à orthose perthitique, microcline, quartz xénomorphe, avec minéraux colorés (biotite) très peu abondants (Laouas, pic Méchant).

θ . Les **gabbros** forment des enclaves et amas aux limites parfois imprécises, mais parfois d'importance notable, aux dimensions hectométriques (versant nord du pic de Campbieil, par exemple). Ils se caractérisent par une paragenèse primaire à :

— plagioclase zoné, à cœur de bytownite, large couronne intermédiaire de labrador (An 55) et bordure d'andésine ;

— baguettes de hornblende verte à cœur de clinopyroxène et lamelles de biotite.

En divers affleurements de faible étendue, ont été décrits (Barrière, 1972 ; Lamouroux, 1976) des **structures orbiculaires** (θ [1]), par exemple au sein des gabbros du vallon d'Estaragne.

De façon générale, les contacts entre les roches granitoïdiques du massif du Néouvielle et leur encaissant paléozoïque (Dévonien, Carbonifère inférieur) sont nets et bien visibles. La limite occidentale, de tracé sensiblement

méridien, présente plutôt un fort pendage vers l'Est (70 à 80°). La limite orientale, orientée sensiblement à N 60°, présente un pendage d'ensemble de l'ordre de 60 à 70° à l'Ouest et au Nord-Ouest.

Selon C. Lamouroux, ces limites sont localement sécantes sur la stratification des terrains paléozoïques, mais sont globalement parallèles à la schistosité majeure varisque. La limite méridionale, de direction générale E-W, est marquée par un accident (ou un système d'accidents) faisant chevaucher le massif sur son proche encaissant dévono-carbonifère.

Plus à l'Est, dans la montagne de Cap de Long et au Sud du Grand Pic des Alharisses, le contact, également chevauchant et se redressant en profondeur, se fait le long d'une très puissante zone mylonitique.

Il apparaît donc, de façon générale, que les surfaces limites du massif du Néouvielle, telles qu'elles apparaissent sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, définissent à cette hauteur d'affleurement, un pluton de configuration générale extravasée.

Zones de mylonites. Une des caractéristiques les plus apparentes des roches granitoïdiques du massif du Néouvielle, est qu'elles se trouvent réduites à l'état de roches mylonitiques le long d'un nombre élevé de zones allongées, plurikilométriques, relativement étroites, d'orientation générale allant de E-W à N110°. Un processus de déformation s'y est traduit, selon C. Lamouroux, par une réduction de la dimension des grains et par le développement d'un agencement planaire (foliation).

La plus importante des zones mylonitiques observables dans le massif du Néouvielle sur le territoire de la feuille se situe au Sud du Grand Pic des Alharisses : sa largeur peut varier de quelques dizaines de mètres à quelque 400 m. D'autres se sont développées plus au Nord, dans les montagnes dominant la cuvette du lac de Cap de Long, et se prolongent, vers l'WNW dans les contreforts sud-occidentaux du massif du Néouvielle. Ces zones mylonitiques, localement très apparentes dans le matériel granitoïdique, du fait de la nature et de la dénudation de ce dernier à haute altitude, se poursuivent dans l'encaissant du pluton.

Aux limites de ces zones, la mylonitisation se traduit par une foliation grossière, mal définie par la morphologie des cristaux ou de leurs agrégats. Vers l'intérieur, en deçà d'une étroite zone de transition, la foliation évolue vers une structure planaire bien soulignée par l'orientation préférentielle de cristaux isolés, d'agrégats de cristaux, d'enclaves.

Dans les granitoïdes apparaissent souvent des *microzones mylonitiques* d'étendue latérale métrique, de largeur millimétrique à centimétrique assez constante, fréquemment disposées en familles conjuguées. Leur teinte bleutée assez foncée aide à les repérer en affleurement. Une foliation grossière et à 40-45° se dessine à proximité des épontes ; elle s'oriente parallèlement à ces dernières à l'intérieur du dispositif, parfois apparaît ici un mince lit qui efface ces structures dans leur zone d'inflexion et, suivant ce lit, il est fréquent d'observer discontinuité et décalage. L'allure sigmoïde de la foliation et le décalage de marqueurs (enclaves, etc.) permettent de définir le sens du mouvement de part et d'autre de ces zones de cisaillement.

Massif de Bielsa

Dans la partie méridionale de la haute chaîne, en territoire espagnol, des roches magmatiques constituent, sur la feuille Vielle-Aure, une partie du massif de Bielsa (feuilles Liena et Bielsa de la carte géologique à 1/50 000 de l'I.G.M.E. : Rios *et al.*, 1979b et c).

Cet édifice s'allonge sur quelque 20 km, en direction générale N 110°. Il est, à son extrémité occidentale, chevauché à l'horizontale par les terrains paléozoïques de la nappe de Gavarnie ; nappe qui repose soit directement sur ce pluton (partie amont de la vallée du rio Barrosa), soit sur les terrains de son revêtement sédimentaire postvarisque (Grès rouge et marmo-carbonates du Trias, calcaires néocrétacés) (sierra de Liena, barranco de Chisagiés —rio Real) (Flachère, 1977).

γ^{1-2} B ; γ^4 B. **Granites alcalins, calco-alcalins ; granodiorites.** Le massif de Bielsa est en majeure partie constitué par des granites alcalins, calco-alcalins, et des granodiorites à grain moyen, à biotite. Les roches y sont, selon C. Lamouroux (1987) essentiellement composées de quartz, orthose, plagioclase (An 20-35), biotite et hornblende, avec des variations locales correspondant principalement à des différences de composition et de texture : dans le secteur de la sierra de Liena, de Chisagiés et, plus à l'Est, du lac d'Urdiceto, la roche, plus riche en quartz, a un grain plus grossier ; elle devient porphyrique au Nord de Bielsa (feuille Bielsa de l'I.G.M.E.). Enclaves et septa (schistes, quartzites, carbonates, gabbro-diorites à grain fin) ont été signalés en différents secteurs de la masse plutonique.

K-bM. Cornéennes et roches injectées de lames et corps granitiques.

Sur ses bordures septentrionale et nord-orientale (versant septentrional et secteurs frontaliers de la vallée du rio Barrosa, sierra Pelada), le contact est assez progressif (Clin, 1959 ; Van Lith, 1965) entre le pluton granitoïdique et son encaissant de terrains grésopélitiques du Paléozoïque inférieur. Apparaissent ici des corps et filons de nature granitoïdique, intercalés au sein des micaschistes parallèlement à leur foliation majeure. Cette transition peut se développer sur plusieurs centaines de mètres, ou se réduire à quelques mètres ou dizaines de mètres, en un dispositif en somme intermédiaire entre celui des migmatites de la vallée de Héas et celui des injections granodioritiques dans les micaschistes du secteur de Barroude (Dahmani *et al.*, 1987).

Autres roches plutoniques

γ^4 L. **Granodiorite de Lassas.** Cette roche grenue, faite de quartz, orthose, plagioclases An 30 et biotite, se présente, dans la vallée de Lassas, en un puissant corps d'allure filonienne, à enclaves pélitiques ou calcaires, d'orientation proche de E-W et à contact nord apparemment faillé. Sa mise en place serait antérieure à la déformation majeure la mieux perceptible dans l'encaissant (déformation hercynienne 2 à reprise pyrénéo-alpine ?).

θF. Grano-gabbro de Frédancon. Au Cortail des Cauts, peu à l'Est du point coté 2037 m, se situe un pointement exigu d'une roche éruptive grenue caractérisée (Trouiller, 1976) par la nette prédominance, parmi les éléments blancs, de plagioclases proches de An 60, associés à amphibole et biotite.

Corps basiques dans les formations métamorphiques de la vallée de Héas

Au sein des formations métamorphiques et anatectiques visibles en affleurement dans la fenêtre de Gavarnie—Héas et le secteur de Barroude, affleurent des roches magmatiques ultrabasiques et basiques, en enclaves de quelques mètres (cf. M¹⁻², p. 41) ou en massifs de plus importantes dimensions. L'ensemble de ces formations métamorphiques et basiques s'est trouvé, en outre, recoupé tardivement par des granitoïdes.

Ces derniers peuvent correspondre à de petits corps subcirculaires (métriques à décamétriques) de granités à biotite-sillimanite-cordierite, sécants sur toutes les structures, ainsi qu'à des filons aplo-pegmatitiques. Les granités pourraient correspondre aux derniers liquides anatectiques mis en place après cristallisation des granités d'anatexie à cordierite proprement dits (cf. *supra* : Myc). Des filons aplo-pegmatitiques liés à ces petits corps granitoïdiques tardifs correspondraient aux toutes dernières manifestations de ce processus.

Plus importantes sont les formations magmatiques basiques qui, dans la vallée du gave de Héas, sont représentées par les massifs des Gloriettes, de l'Aguila et de Troumouze.

Mθ. Gabbros (massif des Gloriettes). Ce massif dessine une ellipse allongée entre le barrage des Gloriettes et le plateau de Coumély. Il est constitué essentiellement d'un gabbro à hornblende dans lequel on reconnaît plagioclases (An 75-92), hornblende magnésienne, orthopyroxène, phlogopite. La roche est parfois litée, avec des enclaves métriques de roches ultramafiques à olivine, bronzite, clinoenstatite, hornblende, dont les proportions varient pour définir divers types lithologiques tels que périclase à hornblende et pyroxène, pyroxénite à olivine, pyroxénite à hornblende, hornblendites, etc. Les gabbros lités, en bordure du massif et de manière sporadique dans la partie centrale de celui-ci, au contact de granitoïdes tardifs (cf. *supra*), sont formées d'une paragenèse orientée à actinote, cummingtonite, biotite.

Mη. Diorites (l'Aguila, Troumouze). Le massif de l'Aguila se situe à proximité du hameau de Héas. Il est constitué pour l'essentiel de diorites litées, avec plagioclase (An 40-50), hornblende, biotite, quartz, contenant des enclaves de gabbros et périclases. Les paragenèses secondaires sont largement développées (actinote, quartz, biotite) et alignées suivant une foliation en continuité d'orientation avec la foliation des migmatites.

Le massif de Troumouze, à l'extrémité méridionale amont de la vallée de Héas, et le massif de Barroude, à la partie extrême amont de la vallée de la Neste de la Gela, présentent des caractéristiques comparables à celles du massif de l'Aguila.

Plus à l'Est, en position plus superficielle, le massif dioritique de Barroude (r| Y^4), déjà évoqué, montre, sur ses bordures, des associations de diorites et de faciès granodioritiques eux-mêmes injectés dans les micaschistes de la Gêla.

Des données pétrologiques de divers ordres (Dahmani *et al*, 1987) conduisent à admettre le même mode d'évolution pour l'ensemble de ces corps magmatiques : 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, existence d'enclaves correspondant à des termes précoces de la série magmatique au sein de faciès plus différenciés,...

Un schéma d'évolution a été proposé, évoquant la formation de cumulats ultramafiques et gabbroïques par cristallisation fractionnée au sein d'une chambre magmatique profonde, avec individualisation de liquides différenciés de composition gabbroïque à dioritique. Ces liquides auraient été expulsés à la faveur de déformations du réservoir, pour former des satellites que représenteraient les divers massifs de gabbros et diorites ; ils auraient remonté, sous forme d'enclaves, des fragments de cumulats ultrabasiques et gabbroïques.

ROCHES FILONIENNES

Dans les terrains paléozoïques du territoire de la feuille Vielle-Aure (et des feuilles adjacentes, comme Argelès-Gazost ou Campan), nombreux sont les filons de roches magmatiques (non granitiques) qui recoupent aussi bien les terrains plutoniques granitoïdiques (massif du Néouvielle, par exemple), que les terrains sédimentaires de leur encaissant proche ou éloigné (terrains paléozoïques de la nappe de Gavarnie dans les montagnes de Piméné et d'Estaubé, et les secteurs de la Gela, de Saux, de Moudang). D'épaisseur généralement métrique, ces filons se suivent parfois sur des dizaines ou centaines de mètres. Isolés ou pas, d'orientation assez variable (dans les plutons) mais assez souvent proche de N 110° (dans les séries plissées de l'encaissant), ils paraissent recouper ou utiliser certaines structures varisques, être affectés par d'autres, et sont de ce fait considérés comme « tardi-hercyniens ».

Les roches correspondantes firent jadis l'objet des travaux anciens de A. de Romeu (1907) ; sur la 1^{re} édition de la feuille Luz à 1/80 000 (1905), elles avaient été reconnues et désignées par A. Bresson comme « labradorites, diabases labradoriques ». Elles ont fait l'objet d'observations plus récentes de J. Joseph (1973), B. Roddaz (1977), C. Lamouroux (1976, 1987).

Pour ce dernier auteur, ces roches à caractère de **lamprophyres**, microcristallines, de teinte plutôt gris-vert à gris à la cassure, comprennent :

— des lamprophyres à hornblende (type Laouas), où des phénocristaux de plagioclase, hornblende, épidote sont entourés par un fond finement cristallin. Deux paragenèses y ont été identifiées : une primaire, à oligoclase (An 25-30), hornblende verte et fines paillettes de biotite ; et une, secondaire, à

épidote et petites lamelles de muscovite venant de la transformation du plagioclase, associées à actinote-trémolite et minéraux opaques ;

—des lamprophyres à biotite (type Baranette), très abondants dans l'encaissant comme dans le massif du Néouvielle. Macroscopiquement, il s'agit d'une roche gris verdâtre, homogène, sur laquelle se détachent quelques mégacristaux pluricentimétriques de hornblende et plagioclase. La texture microscopique est caractérisée par un enchevêtrement de divers gros cristaux (plagioclase An 10-20 à An 50, biotite, amphibole) entre lesquels les microlites sont en proportion variable. Une paragenèse secondaire à épidote, séricite, calcite, peut remplir des vacuoles de la roche ;

—des lamprophyres à augite (type Alharisses) constituent également des filons très nombreux dans toute la région. On y observe, macroscopiquement, des cristaux de feldspath et pyroxène se détachant sur une matrice verdâtre d'apparence homogène. La paragenèse primaire est faite de plagioclase (An 45, plus rarement An 60) et d'augite légèrement titanifère, zonée et maclée ;

—des lamprophyres à bytownite (type crête des Laquettes), apparemment moins fréquents ; ils sont d'aspect macroscopique homogène. Le seul minéral primaire identifié est une bytownite (An 70-75). La matrice est faite de très fins cristaux provenant pour la plupart de la transformation des feldspaths primaires.

SECONDAIRE ET TERTIAIRE

Permien-Trias

En revêtement de l'autochtone relatif de la nappe de Gavarnie — ou du Paléozoïque de la nappe elle-même —, le « Grès rouge » apparaît en divers affleurements situés entre Gèdre (pourtour de la fenêtre de Gavarnie—Héas), les cirques de Barroude—Barrosa—Larri et Bielsa (Lucas, 1985). C'est dans ces derniers secteurs qu'il présente son développement le plus significatif.

r-t. **Permo-Trias. Conglomérats, grès et pélites rouges.** Ces terrains sont forcément anté-Crétacé supérieur mais, en l'absence de Jurassique, leur attribution au Permien ou au Trias ne peut généralement être envisagée que par analogies de lithofaciès.

Autour de Gèdre, (quartier de Saussa), entre 1200 et 1600 m d'altitude, discordante sur le socle métamorphique, se situe une première unité de 2 à 8 m d'épaisseur, comprenant une barre othoconglomératique et gréseuse, rose, vraisemblablement fluviale, à matériaux quartzeux, et des lits pélitiques rouge violacé. Au-dessus vient, en concordance apparente, un conglomérat gris-vert clair à gris, à petits galets de quartz bien émoussés dans un ciment calcaréo-gréseux (Lucas, 1985).

Au pied du pic Rouge de Pailla, dans le quartier des Espuguettes (comme, plus à l'Est, dans le cirque d'Estaubé), un ensemble détritique rouge repose sur divers termes (ici rubéfiés) de la série paléozoïque de la nappe, au front

même de cette dernière. Il comprend 3 à 8 m d'un paraconglomérat très hétérométrique à éléments quartzitiques pour la plupart anguleux, emballés dans une abondante matrice phylliteuse (lithofaciès « Coume Vieille » du Permien de la moyenne vallée de la neste d'Aure : feuille Arreau).

S'y superpose un corps mieux stratifié où orthoconglomérats à galets plus émoussés et liant plus sableux, et grès quartzites rouges et rose clair, puis pélites feuilletées rouges et vertes se succèdent sur 5 à 6 m (c'est le lithofaciès « Escalère » du Trias de la moyenne vallée d'Aure : feuille Arreau) (Joseph et Lucas, 1972 ; Lucas, 1985).

À hauteur des crêtes frontalières de Barroude—Barrosa, les grès rouges apparaissent encore soit en revêtement du bâti métamorphique autochtone, soit sur la nappe elle-même (pic de Port Vieux).

Sur le bâti métamorphique, dont la surface est rubéfiée, viennent ici en discordance quelque 1 à 5 m d'orthoconglomérats clairs, à galets de quartzites peu émoussés à la base mais le devenant plus haut, dans un liant gréseux peu abondant. Dans les 4 à 6 m de grès sus-jacents, la stratification interne oblique, en auges métriques à décamétriques ainsi qu'en feuillets plans, révèle l'existence de paléocourants faiblement dispersés. Vient ensuite une unité gréso-pélimitique rouge (jusqu'à 20 m d'épaisseur), dont la partie supérieure, au contact du Silurien de la nappe, est nettement foliée.

Cette série autochtone est, sous le pic de Port Vieux, porteuse d'horizons à grumeaux carbonates (réorientés suivant la foliation) considérés comme d'origine pédologique (caliches de faible maturité) dans les séquences fluviales.

Une succession comparable peut être observée à la périphérie de la fenêtre du plan de Larri. Des lithofaciès conglomératiques, bréchiques, caractéristiques de coulées de débris, de coulées boueuses ou d'écoulements mixtes, boueux et tractifs, peu développés ici, y sont surmontés de matériaux conglomératiques à pélitico-gréseux mieux réglés, dépôts distaux de cônes fluviaux ou de rivières en tresses, ou encore de vallées à large plaine inondable et rivages palustres. Alternent avec eux des grès clairs à disposition en auges, des grès fins laminés, des grès à rides, des grès et pélites à craquelures, des pélites versicolores à grumeaux calcaires, etc. Comme à Barroude, les paléocourants semblent avoir eu un azimut moyen assez constant, avec écoulement plutôt vers le Sud-Ouest (Lucas, 1985).

Ces séries présentent aux environs de Bielsa un développement vertical plus important, atteignant une épaisseur de l'ordre de 120 m (Flachère, 1977). Un conglomérat en constitue la base, qui repose directement sur le massif de granodiorite de Bielsa ; au-dessus viennent grès et shales rouges en alternance, puis un ensemble fait essentiellement de shales.

Le problème, à propos de ces différentes unités de « Grès rouge », est celui de leur attribution chronostratigraphique. La tendance actuelle est de distinguer une « série rouge inférieure », dans laquelle prédominent les lithofaciès continentaux sans doute hétérochrones : lithofaciès plutôt proximaux de coulées de débris, de coulées boueuses, aux flancs de fossés ou hémifossés intramontagneux, ce qui paraît être une caractéristique de bien des dépôts permien des régions du Sud de la France.

Au-dessus, une « série rouge supérieure » se définit par des lithofaciès également hétérochrones : lithofaciès continentaux plus distaux, portant l'empreinte de réseaux fluviatiles à grands éléments longitudinaux peu sinueux, éléments de paysages bien connus de nombreuses régions de l'Ouest de l'Europe et d'Afrique septentrionale. Divers arguments régionaux (palynologie, radiochronologie de roches volcaniques, etc.) conduisent à l'idée que cette dernière série est bien triasique dans les limites de la chaîne des Pyrénées, mais qu'elle relève par endroits d'un Trias élevé, plus récent que les classiques assimilations au « Buntsandstein » ne le laissaient supposer (Lucas, 1985).

Ces attributions stratigraphiques schématiques se trouvent ponctuellement confirmées, en ce qui concerne ce qui est plutôt permien et ce qui est plutôt triasique, par diverses données concernant le paléomagnétisme (Schott, 1985).

t2-6 ; t7-9. **Trias moyen—Trias supérieur. Pélites, cargneules, marnes bariolées gypsifères, calcaires et dolomies.** Dans la partie méridionale de la feuille, toujours non loin de Bielsa, en territoire espagnol (feuilles Liena et Bujaruelo de l'I.G.M.E.), la partie amont de l'entaille du barranco de Chissagüés (vallée du rio Real) révèle localement la présence, au-dessus des assises du Grès rouge ci-dessus évoquées, de shales verts, marnes dolomitiques et dolomies, cargneules jaunes et brunes (25 m), puis calcaires et dolomies gris sombre, calcaires argileux dolomitiques en plaquettes à débris de lamellibranches, cargneules jaunes (35 m), puis encore, par endroits, marnes bariolées gypsifères et encore dolomies et calcaires vacuolaires (Flachère, 1977).

La présence, au-dessus de ces divers termes, d'une unité de conglomérats, grès et autres lithofaciès charbonneux, attribuée à l'Albo-Cénomaniens (Souquet, 1967) (cf. *infra*), sous divers termes carbonatés de la série néocrétacée, s'accorde avec le classique rattachement au « Muschelkalk » *l.s.* (t2-6) (surmonté localement de « Keuper » : t7-9) des assises de dolomies, cargneules, marnes, de ce barranco de Chissagüés. Ceci laisserait supposer que la « série rouge supérieure » sous-jacente se limiterait approximativement ici au seul Trias inférieur.

Crétacé supérieur

n7-c1. **Albo-Cénomaniens. Micropoudingues et calcaires dolomitiques.** Dans la région située au Nord-Ouest de Bielsa, au long du barranco de Chissagüés, un ensemble de calcaires dolomitiques charbonneux, pyriteux, de quelques mètres d'épaisseur, et de micropoudingues quartzueux également charbonneux et pyriteux, à débris de lamellibranches et entroques, d'épaisseur à peine supérieure (Souquet, 1967), apparaît de façon assez épisodique entre le « Trias » sus-évoqué et des couches carbonatées attribuées au Cénomaniens supérieur ou au Santonien. Des témoins exigus et d'épaisseur encore plus réduite, en ont été très localement signalés à l'extrême base de la couverture néocrétacée de la nappe paléozoïque (Flachère, 1977).

C'est du fait de leur faciès et de leur position que ces terrains ont été rattachés à un cycle caractérisé par une sédimentation paralique de plate-forme, avec épandages essentiellement terrigènes silico-clastiques, de l'Albien moyen au Cénomanién inférieur (Souquet, 1967), ailleurs illustrée par la Formation des Grès du Turbon (Souquet, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986).

Instant capital dans l'histoire de la chaîne, puisque débutaient alors les mouvements du tréfonds qui accompagnaient l'évolution décrochante de l'Ibérie par rapport à l'Europe avec la création, plus au Nord, des fossés à flyschs albiens dans la zone de faille nord-pyrénéenne (Souquet *et al*, 1977).

C2. Cénomanién supérieur. Dolomies gréseuses ; calcaires à préalvéolines. Des dolomies gréseuses de teinte ocre, à granules pyriteux, de quelques mètres d'épaisseur, des calcaires gris bleuté, dolomitiques, eux aussi mouchetés de pyrite, à *Praealveolina*, *Ovalveolina*, débris d'oursins et de lamellibranches, sont attribués au Cénomanién supérieur. Ces terrains n'apparaissent qu'en divers secteurs, sous le Santonien, dans le revêtement de l'autochtone, sous la nappe (fenêtres de Gavarnie—Héas et du plan de Larri), dans la série autochtone décollée du Nord-Ouest de Bielsa, ainsi qu'à la base de la couverture frontale de la nappe paléozoïque de Gavarnie (Souquet, 1967 ; Flachère, 1977).

Ils marquent le début d'un nouveau cycle, avec un épisode de large recouvrement côtier de la plate-forme nord-ibérique, par des calcaires marins à faunes littorales d'eaux peu profondes. Leur attribution au Cénomanién supérieur, comme l'interprétation que l'on donne d'eux, peuvent être largement confortées par leurs analogies avec les calcaires bioclastiques de la Formation de Santa Fé d'Organa par exemple (entre Segre et noguera Pallaresa, dans les Pyrénées catalanes : Souquet, 1967, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986).

C3. Turonien. Calcaires sublithographiques à pithonelles. Succédant au terme précédent dans la couverture de la nappe paléozoïque (coupe du pic Rouge de Pailla : Souquet, 1967 ; Flachère, 1977), il s'agit de quelque 30 m de calcaires sublithographiques à « fissurines » (pithonelles, oligostégines) formant un abrupt connu ici des alpinistes sous le nom de « dalle d'Alans ». Classiquement attribués au Turonien (calcaires à pithonelles), ils se suivent également, en direction de l'Est, dans le haut du cirque d'Estaubé, au pic Blanc et au-delà du plan de Larri.

Ils paraissent traduire, dans le cadre d'une montée générale du niveau des mers, une évolution vers des dépôts calcaires largement étendus, à cachet assez distal, précédant le retour progradant de dépôts carbonates d'eaux peu profondes (Coniacien : cf. *infra*). Ceci est exprimé ailleurs, de façon bien mieux caractérisée, par exemple dans des calcaires cryptocristallins turoniens à pithonelles, stomiosphères, hedbergelles, *Globotruncana*, oursins, comme ceux de la Formation Reguart (vallée du Flamisell, région des Nogueras), puis par des calcaires pseudo-oolitiques à vidalines, valvulamines, *Orbignya*, *Vaccinites*, etc., (Formation Congost d'Erinya : Turonien et Coniacien *pro parte*) connus de divers secteurs des Pyrénées catalanes et aragonaises (Souquet, 1967, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986).

C4-5. Coniacien—Santonien. Calcaires pseudo-oolitiques et dolomies vacuolaires, calcaires gréseux, calcaires massifs à rudistes et huîtres. Dans la couverture frontale de la nappe paléozoïque de Gavarnie, a été groupé avec les calcaires pseudo-oolitiques et dolomies vacuolaires coniaciens, un ensemble de calcaires gréseux de teinte rouille ou violacée, à stratification entrecroisée, puis de calcaires massifs gris, à débris de radiolites, hippurites et d'huîtres, qui renferment vers le haut des intercalations calcaireo-gréseuses rosées ou jaunâtres, avec des rognons ou cordons de silex (coupe du pic Rouge de Pailla). Ces assises, où la présence de Santonien a été établie (Souquet, 1967), se prolongent vers l'Est, vers Estaubé, plan de Larri, et le long du versant nord du val de Pineta.

C5. Santonien. Calcaires massifs à rudistes, calcaires gréseux. C'est par des terrains santoniens analogues que débute souvent la série néocrétacée, au-dessus de l'accident de base de la nappe du mont Perdu (Flachère, 1977) : on y retrouve des calcaires massifs à rudistes et, au-dessus, des calcaires gréseux avec des *Siderolites*, *Orbitoides*, *Nummofallotia* (Souquet, 1967), alors que disparaissent les lacazines, ce qui pourrait conduire à placer la limite avec le Campanien à l'intérieur de ces terrains.

Des terrains comparables représentent également la plus grande partie du Crétacé supérieur autochtone, sous la nappe paléozoïque (et laminé sous elle) à la périphérie des fenêtres de Gavarnie, de Héas et du plan de Larri, et à Barroude. Ils peuvent, suivant les secteurs, y succéder au Cénomaniens supérieur, ou revêtir directement le Grès rouge ou le socle métamorphique autochtone.

On y voit, au-dessus de couches grésolimoniteuses, un ensemble composé de calcaires massifs gréseux à radiolites, avec *Lacazina* aff. *elongata*, *Pseudocyclamina*, milioles, *Globotruncana* gr. *lapparenti* et des hedbergelles ; de dolomies limoniteuses ; de calcaires organogènes microbréchiques à *Nummofallotia cretacea* et *Orbitoides tissoti* var. *densa* ; et de calcaires marmoréens en gros bancs, à sections d'hippurites (Souquet, 1967).

Dans la région d'Espierba et de Bielsa, ce « Santonien », qui se dégage de sous la nappe paléozoïque dans le versant sud du barranco de Chisagiés et le massif du Cuzo, succède au Cénomaniens supérieur, ou directement au Trias élevé. Quelque 20 m de calcaires gréseux pseudo-oolitiques, grossiers, dolomitiques, à sections de rudistes et bryozoaires, sont surmontés de 60 m de calcaires massifs gris bleuté, à hippurites et miliolidés (lacazines) ; tandis que des intercalations conglomératiques rougeâtres, avec des passées de grès ocre à ciment quartzo-limoniteux et débris d'algues, bryozoaires, coquilles, plaques d'oursins, ont pu y être remarquées et assimilées au «Macigno du Cotiella» (Santonien) (Flachère, 1977).

On peut voir, en cet ensemble de dépôts de plate-forme à dominante carbonatée, souvent souillés de matériaux détritiques et limoniteux, à faunes essentiellement benthiques d'eaux peu profondes, la marque d'un nouveau recouvrement transgressif sur des substrats variés, consécutif à une phase de déformation, puis d'érosion liée à une baisse relative du niveau des eaux. Traduction locale des phénomènes sédimentaires apparemment plus complexes qui ont intéressé les régions bordières septentrionales de la

plate-forme ibérique en divers épisodes cycliques, d'abord au Coniacien élevé—Santonien *pro parte*, puis au cours du Santonien —Campanien basai (Souquet, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986).

C6-7. Campanien — Maastrichtien. « Grès du Marboré ». La désignation classique de « Grès du Marboré » s'applique à « un complexe calcaréo-gréseux, jaunâtre ou roux, qui prend une part prépondérante à la constitution des reliefs, des cirques ou des splendides murailles que l'on peut suivre, sur le bord méridionale de la zone axiale, entre les vallées du Cinca, à l'Est, et de l'Aragon subordan, à l'Ouest » (Souquet, 1967). Sur le territoire de la feuille, ils forment ainsi l'essentiel des reliefs et sommets du Marboré et des Astazous, du versant septentrional du mont Perdu (Monte Perdido) et du versant méridional de la vallée de Pinède (Parets de Pineta). On les retrouve en affleurement plus au Sud, dans les canons d'Anisclo et de Ordesa.

Dans le massif du mont Perdu, sur quelque 4 à 700 m d'épaisseur, on y reconnaît d'abord des calcaires argilo-gréseux, micacés, gris ou bruns, et des calcaires gréseux et ferrugineux, à patine rougeâtre ou violacée, en bancs décimétriques à métriques. Cet ensemble, où peuvent apparaître des débris organiques variés, est rapporté au Campanien : il contient en particulier *Siderolites vidali*, et une intercalation de calcaires organogènes microbréchiques y a fourni *Orbitoides tissoti* (Souquet, 1967).

Viennent ensuite des grès quartzeux massifs, parfois très grossiers et conglomératiques, à ciment argilo-calcaire sombre et microfaune typiquement maastrichtienne (*Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*), que peuvent accompagner de multiples débris et sections d'exogyres, pycnodontes, alectryonies, échinocorys, etc.

Localement s'individualisent des **calcschistes** (C6-7 [1]) gris, verdâtres ou jaunâtres, à échinides et *Navarella joaquina*.

Ces données conduisent à considérer que les « Grès du Marboré » relèvent du Campanien et du Maastrichtien (Souquet, 1967), les couches gréseuses tout à fait sommitales ne dépassant pas le sommet de ce dernier étage.

Il y a là des témoins d'une nette reprise de la sédimentation terrigène, que l'on peut mettre en relation avec la tendance à l'émergence (tectonique compressive, baisse relative du niveau des mers) affectant alors des secteurs plus orientaux de la chaîne. Les sédiments associent abondamment, en domaine de plate-forme littorale, des détritiques plus ou moins grossiers et des faunes et microfaunes benthiques d'eaux peu profondes. Ce n'est que très localement, dans le secteur considéré, que se manifestent des variations latérales sous forme de calcsiltites de talus (« calcschistes à navarelles »), tendance également reconnue en direction de l'Est (unité du Cotiella) où, dans le Campano-Maastrichtien, les « Grès du Marboré » cèdent la place aux marnes de Barbaruens, à navarelles, *Globotruncana*, etc. (Souquet, 1967, 1984 ; Flachère, 1977 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986).

Paléocène—Éocène inférieur

Des assises calcaires blanches, de quelque 100 à 200 m de puissance, superposées franchement aux Grès du Marboré, correspondent à l'ensemble des « calcaires du mont Perdu » ou « calcaires nummulitiques ». Représentées uniquement, sur le territoire de la feuille, dans la nappe du mont Perdu, elles constituent une bonne part des reliefs sommitaux du Marboré et du mont Perdu, à l'amont des cirques de Gavarnie, du Cotatuero, de Soaso et du canon d'Anisclo ainsi que, plus à l'Est, les crêtes de Las Très Marias.

On peut y distinguer les termes énumérés ci-après (Souquet, 1967 ; Fia-chère, 1977 ; Rios *et al.* 1979c).

e1a. Danien. Calcaires micritiques sombres à globigérines. Parfois dolo mitiques, ils se développent sur une épaisseur réduite, ne dépassant pas 30 à 50 m. Leur faciès plutôt pélagique, leur faible épaisseur, leur position, permettent de les rapprocher de calcaires de bassin connus plus au Nord-Ouest (régions basques) et attribués au Danien au vu, entre autres, de leurs micro-faunes de globigérines.

e1b-2. Montien—Thanétien. Calcaires massifs à algues, calcaires à milioles, calcaires gréseux. Grès et calcaires gréseux à stratifications entrecroisées, surmontés de calcaires massifs à patine claire : calcaires gréseux à *Operculina heberti*, *Discocyclus seunesi*, bryozoaires, mélobésiées, puis calcaires à mélobésiées, milioles, petites alvéolines et *Fallotella alavensis*, avant que ne réapparaissent des calcaires gréseux et grès calcaires à stratifications entrecroisées.

L'ensemble est, selon H. Flachère (1977), développé ici sur une épaisseur de l'ordre de 100 m, et peut être rapporté au Montien et au Thanétien. Ce développement vertical est, peu à l'Est, apparemment plus important (jusqu'à plus de 400 m) : la succession y est à la fois mieux observable et plus fossilifère (vallée du rio Cinqueta), si l'on en croit la notice de la feuille Bielsa (Rios *et al.* 1979c).

e3a-b. Ilerdien inférieur à moyen. Marnes, grès, calcaires gréseux à alvéolines, calcaires à silex. Ce dernier document insiste sur la discontinuité sédimentaire perceptible à la base de l'Ilerdien transgressif qui vient ensuite. Cet étage a été identifié par A. von Hillebrandt (1964) au sommet des calcaires nummulitiques. On lui attribue :

- des calcaires gréseux à assilines, operculines, discocyclines, associés à des marnes (25 m) ;
- des grès, calcaires gréseux, calcaires massifs à silex, riches en alvéolines accompagnées d'operculines, discocyclines, nummulites, assilines, etc. (80 m) ;
- des calcaires argileux, passant vers le haut à des marnes d'épaisseur mal définie, et se chargeant localement de grès ou de dragées de quartz à leur partie supérieure, ce qui les fait passer ainsi insensiblement au flysch sus-jacent. Concernant ces calcaires et marnes, la feuille Bielsa y mentionne déjà quelques passées turbiditiques, ainsi que la présence d'une microfaune

d'alvéolinidés, orbitolites, nummulites, operculines, globigérines, globorotalidés, qui permettrait de situer l'âge de l'ensemble au niveau de l'intervalle Ilerdien inférieur-moyen.

Tout ceci correspond à un nouveau cycle marqué à son début par la transgression ilerdiennne, avec large revêtement sédimentaire de calcaires à alvéolines sur une plate-forme marine aux eaux peu profondes. Des épandages silicoclastiques viendront ensuite progressivement, en réponse à l'installation d'un bassin d'avant-pays où commencent à se manifester les prémices d'un remplissage turbiditique.

e3b-c. Ilerdien moyen à supérieur. Flysch. C'est avec le flysch nummulitique que se termine la série de terrains cénozoïques dans la nappe du mont Perdu. Comme le souligne H. Flachère (1977), cet ensemble de terrains est, du fait de sa lithologie, responsable d'une morphologie particulière en dômes arrondis qui, à leur sommet, contrastent avec les parois abruptes des canons.

Globalement constitué d'une alternance de marnes et de grès (von Hillebrandt, 1964), le flysch se caractérise (feuille Bielsa de l'I.G.M.E.) par la présence d'abondantes microfaunes resédimentées, ainsi que par des intercalations décimétriques de turbidites calcaréo-gréseuses et de slumps.

Il comprend des termes à dominante de shales et calcaires (ce sont les « calcschistes du Descargador » de L. Mengaud, 1939) et un ensemble où dominant les grès roux à operculines (« grès du mont Aruebo » du même auteur).

Ces dépôts traduisent le développement et l'approfondissement d'une avant-fosse turbiditique, en réponse à la mise en place d'unités chevauchantes supérieures (Cotiella), avant que ne vienne s'y amortir le mouvement d'unités plus récentes (nappe de Gavarnie).

QUATERNAIRE

Formations glaciaires

Gx. Moraines du stade d'extension glaciaire maximum. À la confluence du glacier de la Neste et du glacier de la Mousquère se sont déposées sur la rive droite les moraines latérales les plus hautes, qui forment des banquettes au-dessus d'Azet et esquissent vers l'aval une obturation latérale, vers 1200 m d'altitude, à l'Est d'Estansan. Des blocs erratiques et des placages discontinus aux alentours d'Azet sur les versants de la rive gauche de la Mousquère et sur le plateau de Sailhan, peuvent être rattachés à ce stade avec le caractère de moraines de fond.

Symétriquement, le glacier de la vallée d'Espiaube, médiocrement alimenté par les seuls cirques du versant nord de la crête de Hêche Barrade, provoquait de petites obturations latérales sur la rive gauche, dans le versant exposé plein Sud au-dessus de Soulan. À la suite, dans le bassin de

Saint-Lary, la raideur du versant dominant Vielle-Aure n'a pas permis la conservation de formes construites bien dessinées ; les matériaux morainiques du maximum se retrouvent en talus éboulés en pied de versant, recouverts par des colluvions cryoclastiques ou leur étant mêlés.

Au-dessus d'Ens, un petit appareil qui descendait des crêtes de Bastère et de Pichebrou conflua à peine avec la langue glaciaire de la vallée d'Azet. Il a laissé une moraine latérale à sa droite sur le versant de Cupeyroude et a étalé plusieurs cordons festonnés, parsemés de très gros blocs de quartzite (cote 1356), sur le plateau qui domine Ens, qui n'était pas submergé par le glacier principal. Si le dispositif est modeste, les relations clairement définies dans un très court espace entre la zone d'alimentation et les dépôts glaciaires corrélatifs, permettent d'estimer la position de la ligne d'équilibre glaciaire vers 1750 m environ à l'exposition nord, c'est-à-dire nettement plus haut que dans le bassin voisin du gave de Pau.

À l'amont, la raideur des pentes de la gorge de Tramezaigues n'a pas permis la conservation de moraines nettes ; le bouchon de matériel situé au Sud du village vers 1500 m d'altitude doit résulter du blocage entre le glacier principal et un petit appareil descendu du pic de Tramezaigues. De même, sans que les formes puissent donner une indication claire sur les conditions de dépôt, on peut attribuer à ce stade les matériaux incontestablement glaciaires, qui colmatent, à l'Ouest d'Eget, le haut du vallon de la Sayette, à proximité de la cheminée d'équilibre de la conduite forcée, au-dessus de 1600 m d'altitude.

Gy. Moraines du stade de retrait et de disjonction. Trois épistades ont été distingués et localement cartographiés.

Gya. *Épistade d'Azet* La disjonction des langues confluentes s'est produite rapidement. Dans le bassin de Saint-Lary, le glacier principal est réduit à une galette aplatie se terminant vers Grézian-Gouaux ou Bazus (cf. feuille Campan), mais il occupait encore la cuvette perchée de Sailhan où des placages morainiques entourent l'emplacement d'un culot de glace morte. On doit lui attribuer les moraines latérales qui feutrent le versant aux environs d'Estansan où est encaissée la conduite forcée qui descend vers Bourisp, et auxquelles sont liés les blocs erratiques qui encombrant le chenal qui va d'Estansan à Bourisp.

À proximité immédiate, le glacier du Lustou s'étalait en lobe dans la vallée d'Azet, construisant d'imposantes moraines latérales à l'Est d'Ens. Les moraines frontales bloquées contre le versant rive droite ont été profondément réentaillées par le torrent de la Mousquère.

Des cirques de versant nord portent de petits appareils qui permettent de situer la limite d'équilibre glaciaire durant cet épistade vers 1900 m en vallée d'Aure sur les versants nord. Dans les cirques exposés au Sud, comme à la montagne d'Arrouye et de Bastanet, la ligne d'équilibre glaciaire était vers 2 200 m.

Gyb. *Épistade de Soulan — Arsoué*. Le bassin de Saint-Lary est dès lors totalement dégagé de glace et les anciennes langues affluentes se

terminent librement dans leurs basses vallées. La langue de la vallée d'Espiaube dépose la puissante moraine latérale de la crête de Coudet, face à Soulan. Celle qui descend du Lustou forme les arcs morainiques encastrés qui barrent l'ombilic terminal du pla d'Arsoùé.

Dans la vallée en gorge de la neste d'Aure, à l'aval de Fabian, les formes sont beaucoup plus indécisées. Les moraines terminales ayant été balayées par les écoulements proglaciaires, on ne peut pas fixer avec certitude la position de la langue dans le secteur à forte pente longitudinale. La conservation des moraines est liée à des dispositions topographiques particulières. Sur la rive droite, les verrous latéraux du secteur de Tramezaigues ont guidé la mise en place des matériaux morainiques des Artiguettes et des éléments glacio-fluviatiles marginaux qui sont entre le village et le versant. À Eget, sur la rive gauche, l'angle mort du vallon du riu Peyrous a permis la conservation, entre 1200 et 1400 m, de l'épais bouchon de moraine dont les ravinements révèlent clairement la structure à gros blocs de granité émoussés et emballés dans une masse homogène d'argile gris bleuté. Comme à Soulan, il s'agit d'une formation très fraîche : l'argile ne présente aucun aspect d'altération ; la pédogenèse n'affecte en surface que quelques décimètres où le matériel soit lessivé jusqu'au beige clair sous le tapis herbeux.

Gyc. *Épistade du Badet—Campbiell.* De part et d'autre d'Aragnouet, d'épaisses formations morainiques à matrice argileuse bleue tapissent le fond de la vallée de la neste d'Aure et de son affluent le Badet. Héritières d'un «glacier noir» très couvert de matériaux, ces formations contiennent en abondance des galets striés. Déposées dans une vallée étroite mais à pente longitudinale relativement faible, parcourue par d'abondants écoulements supraglaciaires et proglaciaires, elles présentent souvent une structure de dépôts marginaux, comme au pont de Moudang où les galets et blocs morainiques de taille moyenne sont localement disposés en stratifications frustes intercalées avec des apports morainiques franchement désordonnés. Nous sommes là très près de la terminaison épistadaire de la langue. Sur la rive gauche, vers l'amont, les moraines ont plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, leur sommet est remanié par des colluvions cryoclastiques caractéristiques des grands versants exposés au Sud (CGy), en l'espèce le versant des matériaux fortement métamorphiques qui arment la crête de Traouès (2 500 m) et le pic Méchant (2 930 m) avec une dénivellation de plus de 1000 m. Au fur et à mesure du retrait de la langue, en période relativement sèche par rapport au maximum glaciaire, l'abondance des matériaux de gélifraction issus du grand versant à entraîné à sa base la formation d'une surface réglée légèrement concave, associant l'érosion des moraines argileuses particulièrement fragiles et le transit en nappe des colluvions. Ultérieurement, la formation a été profondément ravinée et disséquée en lanières ou en éléments trapézoïdaux protégés par des témoins de la formation colluviale. Sur la rive droite, les moraines sont disposées sur le bord de l'auge glaciaire, en très forts placages à blocs granitiques qui feutrent les irrégularités primitives du versant dominé par le plateau de Piau—Engaly ; les conditions topographiques originelles et l'exposition ne permettaient pas une évolution du même type que sur la rive gauche.

Parmi les affluents rive droite de la neste d'Aure, seule la Géla a connu un appareil de même type bien que de taille plus réduite ; ses dépôts tapissent le fond de la vallée et la base des versants à proximité de la confluence. Dans les vallées de la neste de Saux et du Moudang, où les crêtes ont du mal à dépasser 2 500 m, les témoins de cet épistade sont rares, diffus et très généralement scellés sous des franges d'éboulis presque continues. Même dans le Rioumajou, malgré l'altitude du pic de l'Espade et du pic de Batoua, les témoins morainiques sont rares dans le talweg principal, ce qui traduit certainement, dans cette position très abritée, un remarquable défaut d'alimentation.

À la limite nord de la feuille, dans un secteur nettement mieux alimenté, il faut rapporter au même épisode les moraines qui tapissent le versant d'Espiaube en amont de Soulan, scellées à la base, à exposition sud, par des colluvions bien litées. De même, malgré son exposition sud mais grâce à la forte altitude de son plancher, le cirque d'Arrouye et de Bastanet a pu conserver à ce moment là un appareil de bonne dimension dont les moraines tapissent la partie basse.

Dans le bassin du gave de Héas, affluent du gave de Pau, des dispositions comparables au Badet se rencontrent dans deux cas. Au Nord de Héas sur le plateau de Camplong, les moraines latérales correspondant à un glacier large et épais de plus de 500 m, sont posées sur un épaulement de migmatites où elles forment un talus précédé par endroits de cordons surbaissés ; au contact du versant, elles sont comme dans le Badet tronquées par une nappe colluviale, d'exposition sud, qui n'a pas ici, compte tenu du faible commandement de la crête du Soum de Pelay, été ultérieurement ravinée. Par contre, au débouché de la vallée, dans le petit bassin de la Peyrade, les mêmes matériaux à matrice gris bleuté, qui atteignent le talweg du gave, sont fortement remaniés par gravité dans leur partie supérieure et sont alors disséqués en lanières. Sur la rive gauche, les moraines latérales bien dessinées que supporte le replat structural du plateau de Coumély, montrent que l'extrémité du glacier plongeait très rapidement vers le bassin de Gèdre où il devait entrer en contact furtif avec un appareil exsangue qui venait d'abandonner les moraines des granges surplombant le chaos, et les petits arcs et banquettes des Artigues (Gèdre) et des prairies de fauche de Gèdre-Dessus.

La vallée de Campbieil est empâtée de moraines dans sa partie perchée, entre 1500 et 1650 m d'altitude. L'épaisseur résiduelle de la formation dans le secteur des granges de Campbieil est de l'ordre de 150 m ; sur la rive gauche, au-dessus du talus raviné, le sommet de la moraine est assez bosselé ; mais sur la rive droite à exposition sud on retrouve, aux Estarets, les versants réglés typiques à couverture colluviale.

La vallée du Barada ne comporte que quelques affleurements morainiques d'attribution incertaine.

Gz. **Moraines d'altitude.** Lors des épisodes terminaux de la glaciation, les *glaciers de cirques* sont le type très largement dominant. Leur forme s'adapte avec beaucoup de nuances à la topographie des cirques au fond desquels ils ont reculé en position d'abri, « à l'ombre » des crêtes les plus élevées ou des versants les plus raides. La disposition la plus courante est en arcs et cordons morainiques emboîtés qui traduisent des pulsations nombreuses. Plusieurs épistades se distinguent, chacun étant formé d'une séquence caractéristique. Elle débute à l'aval par un arc convexe polylobé particulièrement volumineux, dont le versant externe est bien fixé par la végétation (souvent des rhododendrons) ; les arcs internes sont plus bas, parfois emboîtés de façon très serrée dans une dépression fermée qui a les caractères d'un ombilic terminal. La taille des matériaux grossiers est plus forte sous les crêtes calcaires ou cristallines que sous les crêtes schisteuses, et la proportion des blocs par rapport à la matrice fine augmente nettement des épistades les plus anciens aux épistades les plus récents où la totalité du volume peut être constitué d'énormes blocs anguleux, ce qui résulte à la fois d'une variation dans la dynamique des versants et d'une moindre durée de la pédogenèse.

Gza. **Moraines du Tardiglaciaire.** Les vallées les mieux alimentées en glace avaient encore des langues glaciaires du type *alpin inférieur*. La forme la plus nette est dans la vallée du Campbieil, avec les moraines latérales bien dessinées qui limitent la petite plaine du Sausset. Les moraines terminales situées au Nord des cabanes de la Gela et celles qui barrent à 1800 m la haute neste de Saux ont le même faciès mais une disposition adaptée à une topographie différente; de même les deux puissantes moraines latérales qui encadrent le ruisseau d'Engaly. Sur les vallées plus importantes, les langues aventurées dans les auges ou les gorges n'y ont laissé que des traces indistinctes, comme le bouchon de moraines de l'Artiguisse sur la neste de Couplan ou les moraines qui escortent le gave de Héas de part et d'autre de la chapelle.

Ailleurs, les arcs morainiques de cet épistade assurent la fermeture des petits cirques bien exposés au Nord sous des crêtes d'altitude moyenne : crête de Hêche Barrade à 2 500 m, ce qui situe la ligne d'équilibre glaciaire vers 2 200 m au Nord de la feuille pour cet épisode. C'est encore le cas des petits appareils de la crête d'Espade où, vu la petite taille des cirques, cet épistade est seul représenté, de même qu'à l'Est sous la crête de Hitte Monte.

Gzb ; Gzc. **Moraines du Postglaciaire.** Les deux séquences des épistades postglaciaires, qui sont toujours en contact étroit bien que parfaitement différenciées par un fort vallum intermédiaire, encombrant le fond des cirques les plus vastes ou les plus élevés. Le plancher de migmatites du cirque de Troumouse porte le plus bel ensemble de ces moraines à festons multiples, développées à l'amont du lac des Aires sur un front de 3,5 km, ce qui est pour ce type et cet épistade la plus grande unité des Pyrénées. La disposition générale, oblique par rapport à l'axe du cirque, souligne bien l'influence de l'altitude de la crête qui culmine au Sud-Est à 3 133 m à la Munia ; la masse des matériaux est divisée en quatre secteurs correspondant aux quatre courants de glace qui étaient issus des cirques élémentaires. Dans le détail, arcs et cordons bien fixés par l'herbe portent

cependant sur leurs crêtes émoussées de très gros blocs anguleux ; ils sont issus des grandes parois de calcaires paléozoïques, qui ont été soumises durant ces derniers épisodes au double effet de décompression à l'issue de l'amaigrissement marqué des grands névés, et d'une cryoclastie très active. Les petits glaciers accolés étaient de toute évidence surchargés de matériaux grossiers jusqu'à en être totalement couverts. C'est ce que suggèrent les rides très serrées de certains secteurs de Gzc, par exemple à l'Est du cirque dans le lobe de l'Escourrède ; ces formes, parfois décrites sous le nom d'« arcs de contraction », sont une transition vers le véritable « glacier rocheux ». C'est à la limite le cas des systèmes d'arcs et cordons en épingle à cheveux, par exemple sous Pène Blanche où de toute évidence le volume des matériaux était nettement supérieur au volume de la glace.

Des dispositifs comparables mais plus fragmentés ou plus isolés, occupent le fond des grands cirques en fauteuil au Nord de la crête Bugatet—pic Méchant—Estaragne, bien abrités sous 2 000 à 3 000 m. Paradoxe apparent, il n'y en a pas dans la montagne de Cap de Long au Sud de laquelle tous les sommets dépassent 3 000 m. Les matériaux correspondants, pris dans une dynamique de langue, ont de fortes chances de se trouver maintenant dans les ombilics lacustres de Cap de Long et d'Orédon. Par contre, un ensemble très spectaculaire occupe la haute vallée de Campbieil. La première séquence (Gzb) forme un barrage sur le talweg vers 2 000 m ; la seconde, (Gzc), avec au moins cinq arcs emboîtés, occupe tout le plan incliné du pla de la Targo entre 2 200 et 2 400 m ; les derniers arcs sont presque uniquement constitués d'énormes blocailles nues, alors que les cordons externes, aux matériaux beaucoup plus fins, sont totalement végétalisés.

Dans le bassin de la neste d'Aure, seuls les cirques associés aux pics les plus élevés de la crête frontière ont produit durant cette période des volumes importants de matériaux, avec des dispositions adaptées à la topographie locale. Dans le cirque de Barroude, sous les 3 028 m du pic de Troumouse et à une très bonne exposition orientale, la seconde séquence (Gzc) suffit à garnir de moraines le plancher d'altitude particulièrement élevée où elles cernent des lacs, à plus de 2 300 m. Les moraines de la première séquence (Gzb), plus avancées, sont réparties au-delà du verrou en tête de l'auge de la Géla où descendait encore le glacier, par exemple dans le secteur des laquets du Gerbats ; par contre, les cirques plus modestes associés à la crête des Aguilous sont encombrés des formations des deux séquences, avec leurs arcs emboîtés caractéristiques ; de même les cirques bien exposés au Nord-Est sous le Grand Astazou en vallée d'Estaubé ou sous le Soum de Port Biell à l'Ouest de Troumouse. En tête du Rioumajou, c'est la même situation dans les cirques exposés au Nord-Est sous de grandes pyramides, qui assure la combinaison des deux séquences se terminant par des épisodes de « glacier rocheux » sous le pic d'Espade (2 832 m) et sous le Batoua (3 034 m).

Gzd. **Moraines subactuelles.** Ces moraines sont au contact ou à portée immédiate des petits glaciers résiduels repliés dans les situations d'abri et de suralimentation neigeuse les plus nettes. Elles se distinguent des autres accumulations glaciaires par des matériaux moins grossiers, avec

une forte matrice argileuse, disposés en arcs sinueux à arête vive, combinant deux pentes d'équilibre. Elles ne sont que très peu ou pas fixées par la végétation ; leur mise en place s'est achevée au 19^e siècle. Certaines peuvent encore fonctionner comme « croissants de névé », sous la crête de Tuquerouye ou à Troumouze sous Pêne Blanque et le pic Heid, ou comme glaciers rocheux sous le pic de Balinet à l'abri du Batoua, ou dans le Néouvielle sous le pic Méchant. Mais les plus puissantes et les mieux dessinées sont normalement liées aux glaciers qui furent les plus actifs lors de cet épisode terminal; ces appareils sont totalement repliés à l'ombre portée de très hautes crêtes ou de grandes pyramides comme, dans le Néouvielle, les glaciers de Pays Bâché et du lac Tourat de part et d'autre du pic Long. Le glacier de Maniportet et ses voisins sous les 3 091 m du Néouvielle étaient tous au contact de leur moraine terminale il y a 50 ans ; ils en sont maintenant séparés par une zone de roches moutonnées qu'ils ont progressivement dégagée.

Sur la frontière, le glacier de Barroude est déprimé derrière une très pure crête morainique qu'il touche encore à sa base. À la limite, certains appareils ont disparu de mémoire d'homme, comme au pied du pic d'Estaubé où la pureté et la fraîcheur de la parabole morainique qui ferme le haut du cirque ne laisse aucun doute sur la dynamique de mise en place.

Formations fluviatiles

Fy. Alluvions fluvio-glaciaires. Cailloutis d'origine torrentielle à matrice sablo-argileuse formant le fond plat du bassin de Saint-Lary. La forte pente longitudinale (14 m par km) et les courbes de niveau convexes vers l'aval, font assimiler cette nappe de matériaux relativement grossiers à un cône de déjection contraint à l'intérieur de l'auge glaciaire. Les forts apports alluviaux sont contemporains de la pulsation de la phase de disjonction et de la forte évolution des versants durant l'épistade du Badet. Les matériaux latéraux du pla d'Arsoué représentent l'épisode final de ce type de construction.

Dans les vallées secondaires, des cailloutis à matrice sableuse des fonds de vallées remanient souvent de la moraine de fond qui fournit de gros blocs dans le lit des torrents, particulièrement sur la haute neste d'Aragnouet et dans la vallée du gave de Pau. Les dispositifs en terrasses sont rares, car les matériaux fluviatiles ont été généralement oblitérés par de puissants éboulis. Ils ne peuvent être franchement observés que dans la vallée de Moudang. Le petit plateau de confluence des Granges porte, sur un fond rocheux bien nivelé dans les schistes, une nappe de cailloutis dont on trouve l'équivalent rive droite et rive gauche avec des talus très bien marqués de 6 à 8 m de hauteur par rapport au talweg actuel. À la base, les cailloutis hétérométriques et mal roulés sont cependant bien lités, et surtout nettement cimentés par une matrice terreuse de teinte sombre légèrement rubéfiée. Au sommet, ils sont surmontés par des dépôts plus clairs à faciès morainique sur la rive gauche, et qui présentent par endroit sur la rive droite des stratifications lacustres incontestables sur 1,50 à 2 m d'épaisseur. Cet épisode lacustre peut être mis en relation soit avec une brève réavancée du glacier de l'épistade du Badet dans la branche occidentale de la neste de Moudang la mieux

alimentée, barrant ainsi les apports de la neste de Chourrious ; soit avec un barrage par un cône torrentiel à l'aval de la confluence, ce qui situe de toute façon l'événement à la fin de l'épistade Gyc.

À l'entrée de la gorge aval du Rioumajou on trouve, à une trentaine de mètres au-dessus du talweg, des placages de cailloutis assez bien roulés et fortement cimentés par une matrice rubéfiée.

Fz. Alluvions fluviales récentes. Les apports alluviaux correspondant aux pulsations des glaciers repliés en altitude ont donné naissance à d'étroites plaines de fond de vallée. Dans les petits bassins de confluence comme ceux de l'hospice et de Frédancon sur le Rioumajou, le talweg légèrement encaissé dans ces formations y a esquissé des terrasses de quelques mètres dues aux divagations torrentielles, de même que sur la neste de Saux. Vers l'amont et en arrière des moraines de la phase Gza, les vallées supérieures comportent des *oulettes vives* à nombreux chenaux anastomosés, dont les meilleurs exemples sont sur la Géla et le haut Badet.

Jy. Cônes de déjections contemporains du stade de retrait et de disjonction. Cônes en éventail du fond des grandes vallées, très fortement fixés par la végétation et portant cultures ou prairies. Nombreux sur le pourtour du bassin de Saint-Lary et dans la vallée du gave de Pau en aval de Gèdre, ils sont légèrement entaillés par un chenal d'écoulement et ne reçoivent du matériel qu'à leur racine, à l'occasion de manifestations torrentielles exceptionnelles.

Jz. Cones de déjections tardiglaciaires et postglaciaires. Constructions encore actives, partiellement fixées par la pelouse subalpine, mais comportant en surface de nombreuses traces de chenaux récents mal cicatrisés, et toujours un secteur notable de cailloutis frais. Les meilleurs exemples correspondent à des bassins de réception installés sur de grands versants schisteux, comme le pla d'Ailhet en vallée d'Estaubé et les cônes du Port Vieux de la Géla. On en trouve aussi au pied de matériaux très tectonisés comme sous le grand versant sud du pic de Campbieil dans le haut Badet, ou même le cône de Bugatet—Traouès près d'Aragnouet. Dans les vallées plus étroites (la Géla, Moudang), ils ont un fonctionnement plus complexe, du fait de l'influence directe des avalanches.

Formation de versants

CGx. Colluvions remaniant des moraines du maximum glaciaire. Placages fixés, à proximité de Vielle-Aure, en pied de versant, mêlant matériaux locaux et éléments granitiques venues de l'amont, et nettement altérés.

CGy. Colluvions remaniant des moraines des stades de retrait et de disjonction. Elles ont été décrites avec les moraines Gyc auxquelles elles sont en général superposées sur de faibles épaisseurs au sommet du glacis, mais jusqu'à 3 et 4 m au couronnement des versants de ravinement.

Éboulements anciens. Des éboulements anciens ont marqué, sur le bord des auges principales, le retrait des grandes langues glaciaires (chaos de Ribère-Débat en vallée de Héas). La coulée boueuse récente en amont de la chapelle de Héas, développée aux dépens de placages morainiques, doit son déclenchement aux infiltrations qui ont succédé à l'établissement d'un large sentier de randonnée.

Ey. Éboulis fixés, contemporains des moraines basses. Assimilables à la catégorie précédente, mais sans liaison visible avec des moraines, ils constituent de longues franges de pied de versant, bien fixées par les pelouses ou la forêt. Leur partie supérieure peut par endroits recevoir encore du matériel ; mais leur partie inférieure, souvent très épaisse (10 m en rive droite aval du Moudang, rive gauche de laneste de Saux), est découpée en panneaux trapézoïdaux par les talwegs torrentiels fortement encaissés.

E. Éboulis actuels ou très récents. Dans les mêmes tranches d'altitude que les moraines tardives, ils constituent soit des cônes qui butent à l'intérieur des arcs morainiques les plus élevés, soit des franges qui vers l'aval viennent au contact des cordons morainiques latéraux. Dans les terrains schisteux, ils peuvent être discrètement végétalisés dans la partie supérieure. Les avalanches collaborent à leur formation et, dans le haut Rioumajou sous la crête de Pouey-le-Bon, des laves torrentielles localisées infèrent avec la mise en place par gravité.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les terrains paléozoïques de la partie méridionale de la haute chaîne primaire (zone axiale) des Pyrénées centrales couverte par la feuille Vielle-Aure, se trouvent engagé dans le vaste dispositif d'âge alpin, à vergence S, de la nappe de Gavarnie (Bresson, 1903). Le niveau actuel de l'érosion fait clairement apparaître ce dispositif et son autochtone relatif (métamorphique), dans les vallées du gave de Pau et du gave de Héas (partie occidentale de la feuille), ainsi que, plus à l'Est, dans les reliefs montagneux proches de la frontière d'Espagne, dans la partie amont du bassin des nestes, jusqu'à la bordure orientale de la feuille. Le même dispositif se prolonge au-delà des limites de la feuille, vers l'Est (feuille Bagnères-de-Luchon) et surtout vers l'Ouest (feuille Gavarnie) (*cf.* carte et coupes structurales schématiques). Il traduit globalement un raccourcissement général subméridien de l'édifice pyrénéen.

Le revêtement postvarisque de la haute chaîne (tégument permotriasique et surtout séries du Crétacé supérieur et du Nummulitique) s'est trouvé engagé dans ce dispositif:

—soit sous forme de lambeaux résiduels de revêtement de l'autochtone, sous la nappe elle-même ;

—soit au titre de revêtement du matériel paléozoïque chevauchant : une large fraction des séries postvarisques concernées, décollées et déplacées en direction du Sud, constitue dans la partie méridionale de la feuille et au-delà, plusieurs nappes à matériel mésozoïque et cénozoïque qui se développent dans les Pyrénées centrales aragonaises (nappe du mont Perdu, nappe du Cotiella) (feuilles Bujaruelo, Broto, Liena, Bielsa, de l'I.G.M.E.).

Il en résulte que la géologie structurale de la feuille peut être envisagée en présentant successivement les grands ensembles ci-après :

- l'autochtone relatif de la nappe, essentiellement constitué par un ensemble de terrains métamorphiques et plutoniques surtout visibles dans les fenêtres de Gavarnie — Gèdre — Héas — plan de Larri, et qui se prolongent vers l'Est dans les crêtes de Barroude—Barrosa, Moudang et Rioumajou ;
- la nappe paléozoïque, que forment surtout des terrains sédimentaires anciens (du Silurien au Carbonifère inférieur) dans les massifs montagneux de Piménéé, Estaubé, Troumouse ainsi que, plus à l'Est, de Garlitz, Aret, Pichebrou—Bassia-Sailla : c'est en fonction du niveau actuel de l'érosion que, plus au Nord, dans tout le tiers septentrional de la feuille, les mêmes terrains sédimentaires, recoupés par le corps granitoïdique varisque du massif du Néouvielle, apparaissent comme relativement enracinés ;
- les unités méso-cénozoïques déformées au front méridional de la nappe paléozoïque, en conjonction directe avec cette dernière ou au sein d'unités décollées et déplacées vers le Sud de façon autonome (nappe du mont Perdu).

L'autochtone relatif de la nappe de Gavarnie

Dôme structuro-métamorphique de Gavarnie—Héas — Barroude—plan de Larri — Bielsa

L'autochtone de la nappe de Gavarnie correspond, pour une bonne part, au complexe métamorphique, anatectique et plutonique, qui affleure en fenêtres au fond des vallées du gave de Pau et de Héas, dans le petit cirque glaciaire du plan de Larri et les cirques de Barroude—Barrosa, pour se prolonger, au Sud-Est, dans le massif granitoïdique de Bielsa. Malgré le caractère dispersé des affleurements, on peut identifier là un dôme schématiquement allongé WNW-ESE: le dôme structuro-métamorphique de Gavarnie — Héas — Barroude — plan de Larri — Bielsa (Dahmani *et al*, 1987).

Cet ensemble est, de WNW en ESE, repérable sur une distance de quelque 25 à 30 km, tandis que sa largeur observable en affleurement est de l'ordre de 10-15 km. Sa configuration générale est définie pour l'essentiel par *Vallure de l'accident de base de la nappe paléozoïque* : accident qui apparaît avec un plongement NNE de l'ordre de 20 à 60° sur le flanc nord du dôme, au Nord de la vallée de Gèdre—Héas ; accident dont la retombée méridionale, là où elle est observable, paraît se faire, au SSW, sous un angle également variable (partie extrême amont de la vallée du gave de Pau, secteur de Bielsa).

Le toit du dôme — toujours défini par l'accident de base de la nappe et quelques lambeaux exigus de revêtement sédimentaire postvarisque (« Grès rouge », Crétacé supérieur autochtones) — est loin d'avoir une configuration régulière. Sur la transversale de la vallée du gave de Pau par exemple, en amont de Gèdre, il présente une première culmination, à quelque 1600 m d'altitude, entre Gèdre et le secteur du Pain de Sucre — Bareilles (limite occidentale de la feuille et feuille Gavarnie). Là, un accident

transverse à plongement apparent au Sud, définit un net enlèvement en amont duquel se situe, entre Bareilles et le fond du cirque de Gavarnie (feuille Gavarnie), une autre culmination que perturbent divers autres accidents (Mirouse, 1962 ; Débat, 1965). Le fait que les divers accidents qui viennent d'être évoqués engagent systématiquement des lambeaux de revêtement néocrétacé ainsi que les terrains paléozoïques de la nappe, implique évidemment pour eux un fonctionnement alpin au moins contemporain de la mise en place de cette dernière.

Plus à l'Est, le sommet de l'autochtone métamorphique se situe à plus de 2 100 m au fond de la vallée du gave de Héas, dans le cirque de Troumouse. Sur la même transversale, 5 km plus au SSW, une nette culmination accessoire est clairement observable, qui élève le socle autochtone métamorphique et son revêtement à quelque 1600 m, dans le cirque de Larri.

Plus à l'Est encore, c'est aux alentours de 2 500 m d'altitude que les micachistes, granodiorites et diorites du cirque de Barroude portent la surface de base du « Grès rouge » de leur revêtement autochtone discordant. Vers le Sud, cette surface de base se maintient à de telles altitudes, cette fois-ci sur le massif granodioritique de Bielsa jusqu'à la sierra de Liena. Elle s'abaisse ensuite rapidement vers le Sud, dans la partie amont du barranco de Chisagüés, où l'affectent plusieurs accidents alpins à plongement S. La retombée méridionale du socle peut être alors suivie le long du versant méridional de la vallée du rio Real.

Un dernier jalon est, plus à l'Est encore, dans la partie sud-orientale de la feuille, fourni par le secteur du lac d'Urdiceto où le massif de Bielsa porte encore des témoins de son revêtement autochtone de « Grès rouge » : témoins qui, comme dans le secteur de Barrosa—sierra de Liena, se trouvent concernés par un certain nombre d'accidents chevauchants à jeu alpin, accidents assez redressés, à vergence SSW et de direction générale N110 à N130 (Martinez, 1968).

C'est apparemment un accident de ce type qui met en contact, dans le secteur d'Urdiceto, le Paléozoïque inférieur métamorphique des crêtes frontalières avec les granitoïdes du massif de Bielsa. Cet accident trouve un prolongement manifeste dans le Paléozoïque inférieur métamorphique, en direction de l'WNW, au-delà du barranco de Trigonero et sur le versant septentrional du barranco Pinara, jusqu'au pic de Port Vieux où (sans doute affecté de décrochements subméridiens ?) il est recoupé par la surface de base — subhorizontale — de la nappe de Gavarnie.

L'organisation structurale de détail des formations métamorphiques, dans ce dôme de Gavarnie—Héas, peut être assez aisément observée dans l'entaille des vallées du gave de Pau et du gave de Héas.

La structure apparaissant comme majeure y est soulignée par l'orientation (schistosité) des phyllites et de la sillimanite, l'éirement du grenat et

du quartz, l'alternance régulière (litage) les lits quartzitiques, quartzo-feldspathiques et micacés, l'orientation des assises quartzitiques et carbonatées intercalées dans les micaschistes et gneiss, ainsi que par l'orientation des leucosomes et méso-mélanosomes (rubanement) ou enclaves des migmatites.

Au Sud, en amont de Gavarnie (feuille Gavarnie), cette structure est orientée N 100°, avec un pendage de quelque 45° SW. Plus en aval, plus au Nord, dans les gneiss migmatitiques de Gavarnie et les roches associées, elle apparaît orientée à N 120° plongeant de 45° au Sud-Ouest. Tout ceci concerne des roches caractérisées par un métamorphisme prograde du Sud vers le Nord.

Plus au Nord encore, en aval de l'accident transverse de Bareilles—Pain de Sucre, les gneiss plagioclasiques à biotite présentent eux aussi une foliation nette qui, dans le secteur de Saugué, a une orientation assez constante à N 100-N120, pour un plongement de quelque 50° au SW. Dans la forêt de Coumély, plus au Nord, en rive droite du gave de Pau, cette foliation, à N 95 °E, tend à prendre un plongement de 30° au Nord, de même que dans le secteur de Saussa, en rive gauche (direction N 85° ; pendage 35° au NNW). Cette foliation des gneiss tend en somme à dessiner une sorte d'enveloppe autour du massif de granite d'anatexie à cordiérite de Gèdre dont les sépare une frange de migmatites. Ces granités eux-mêmes peuvent, dans certains cas, présenter une foliation parallèle à celle des gneiss sus-jacents. Le granite de la vallée de Héas montre pour sa part, dans son ensemble un allongement sensiblement parallèle à la foliation des migmatites qui l'entourent (Debat, 1962 ; Dahmani *et al*, 1987).

Dans la vallée du gave de Héas, en effet, les migmatites prédominent, dont la foliation majeure — marquée par le rubanement — est orientée préférentiellement à N 120-N 140 avec un pendage proche de l'horizontale ou plongeant tantôt au Nord-Est, tantôt au Sud-Ouest. Cette disposition est perturbée dans les zones d'homogénéisation, à l'approche des granités d'anatexie à cordiérite, ou dans les zones à forte densité d'enclaves.

Dans le détail, ce dispositif qui relève globalement de la déformation hercynienne majeure dite ici « hercynienne 1 », est localement déformé par des replis tardifs (déformations « hercyniennes 2 » *l.s.*), de dimensions mineures, comme par exemple des plis à plan axial N 110 et axes N-S associés à un clivage de crénelation, apparaissant uniquement dans les formations externes du dôme (Sud de la vallée de Gavarnie) (Dahmani, Driouch et Debat, 1987).

Au-delà et à l'Est des crêtes de Gerbats—Troumouze—la Munia (dont les terrains relèvent de la nappe de Gavarnie), des terrains du Paléozoïque inférieur, eux aussi métamorphiques, qui constituent donc l'autochtone relatif delà nappe, se dégagent sous cette dernière à hauteur de la haute vallée de la neste de la Géla, en aval de Barroude, et se prolongent en direction de l'ESE, à l'amont de la vallée de Saux et à l'extrémité amont de la vallée de Moudang.

Leur organisation structurale de détail se caractérise ici, de la façon la plus immédiatement apparente, par l'existence de replis serrés, dissymétriques, d'amplitude hectométrique à kilométrique, (mais observables à échelle de l'affleurement ou de la lame mince). Ces plis sont déversés au SSW et de direction générale N 110-N 120 : dans ces secteurs, certains replis (synclinaux) sont jalonnés par la présence d'ampélites siluro-dévonienne(s) (?) (crêtes de Bataillence, de Moudang). Une foliation de plan axial, de direction N 110 - N 140, plongeant assez uniformément de quelque 45° au NNE et souvent assez proche de la stratification, accompagne ces structures plissées (Roddaz, 1977).

Cette foliation (hercynienne 1) est soulignée par l'orientation des phylites et la disposition allongée de certaines andalousites ; la staurotide, la biotite en grandes lamelles et d'autres andalousites, montrent en revanche une croissance oblique sur elle (paragenèses syn- à postfoliation majeure) (fig. 3). De façon générale, il paraît y avoir ici une augmentation locale du degré de métamorphisme en direction du SSW, c'est-à-dire vers le cœur du dôme.

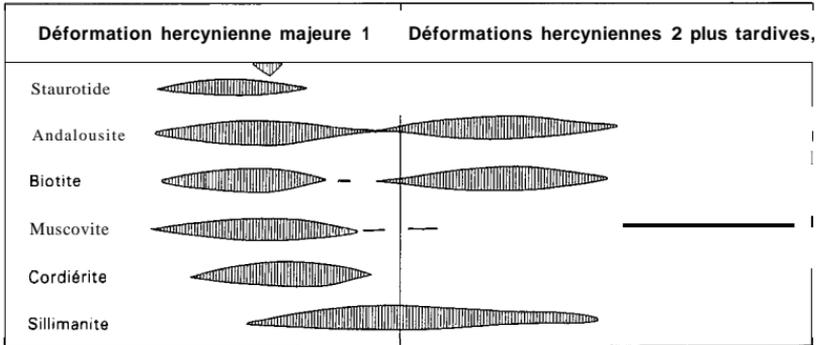


Fig. 3 - Relation métamorphisme-déformations dans la région de Barroude (selon Dahmani, Driouch et Debat, 1987)

L'organisation qui vient d'être décrite est perturbée autour des granodiorites du secteur de Barroude, où la foliation principale tend à entourer les corps plutoniques ; dans la zone d'injection de la granodiorite, ces structures se trouvent désorientées.

Ici, un massif dioritique est entourée de granodiorites qui, sous forme de nombreux corps filoniens, recoupent l'encaissant micaschisteux dans des directions variées, bien que la plupart de ces filons se disposent avec une orientation parallèle ou peu oblique sur la foliation des micaschistes (faciès d'injection).

De façon générale, l'observation de la disposition des foliations majeures met en évidence ici un dispositif en dôme incomplet, dont la partie centrale serait occupée par les migmatites du Nord de la vallée de Gavarnie et de la vallée de Héas (où se trouvent les formations les plus transformées). Les flancs du dôme sont dessinés par les formations du Sud de la vallée de Gavarnie, de Barroude—la Géla ainsi que, plus à l'ESE, par les formations qui flanquent, au Nord, le corps granitoïdique de Bielsa.

Cela dit en faisant abstraction, bien entendu, des accidents à jeu alpin incontestable, dont certains ont été évoqués au passage (accident de Bareilles — Pain de Sucre, accidents de la sierra de Liena et d'Urdiceto) et dont il sera à nouveau question plus loin.

Dôme de Frédancon

Plus à l'Est, dans la partie centro-orientale de la feuille, l'entaille de la vallée de Moudang et surtout de la vallée de Rioumajou, ainsi que, au-delà et à l'Est des crêtes frontalières de Batoua—Millarioux, l'entaille de la Cinqueta de la Pez, permettent d'observer des terrains plus anciens, toujours engagés dans des structures caractérisées au premier abord par l'existence de replis de dimensions métriques à plurihectométriques, de direction générale voisine ici de N 120°, et d'axes peu inclinés sur l'horizontale. Dans des terrains ici plus variés (séries quartzitiques antésiluriennes et anté-Caradoc), la foliation correspondante s'exprime de façon moins homogène (clivage schisteux, crénulation, schistosité) ; sa direction est comprise entre N 110 et N 140 ; son plongement est ici plus élevé, variant le plus souvent entre 70 et 90°, soit au Nord, soit au Sud (Trouiller, 1976). Cette structuration est accompagnée de la présence de multiples failles de disposition comparable : failles inverses à fort pendage, de direction générale N 110 à N 120; ou encore failles de direction générale plus proche de N 130-N 140 assez oblique sur celle des plis, et selon lesquelles apparaît parfois une nette composante de décrochement (failles de l'hospice de Rioumajou, de Consa-terre).

En définitive, il y a là un ensemble dont la structuration majeure générale est voisine de N 110-N 120, qui se dégage donc progressivement au Sud du chevauchement de base de la nappe de Gavarnie et qui prend ainsi un développement transverse de plus en plus important dans la partie sud-orientale de la feuille. La cartographie met en évidence ici l'extrémité d'un autre vaste dôme, de dimensions transversales plurikilométriques, et qui concerne donc les terrains allant du Cambrien (?) au Silurien: le dôme de Frédancon.

Ce dispositif présente des dimensions et une orientation assez comparables à celles du dôme de Gavarnie—Héas—Barroude—Bielsa dont il vient d'être question. Il peut être rattaché, au-delà des limites de la feuille, à

une plus vaste culmination qui se trouve décrochée par la grande faille NW-SE des lacs de Consaterre (bordure orientale de la feuille), et qui est centrée sur le massif granitoïdique du Lys-Caillaouas (Clin, 1959 ; Trouiller, 1976 ; Zwart, 1979 ; Lister *et al*, 1986) (feuille Bagnères-de-Luchon).

Au cœur du dôme apparaissent les séries de micaschistes et quartzites cambro (?) - ordoviciennes, sous le conglomérat repère attribué au Caradoc (cf. *supra*) (alentours du plan de Frédancon). L'enveloppe du dôme — au demeurant dissymétrique — est assez clairement dessinée par les séries de phyllades et quartzites de l'Ordovicien supérieur, tant dans la vallée de Rioumajou (sapinière de Hitte Longue, vallon de Barricave, partie amont de la vallée aux alentours de l'hospice de Rioumajou) que dans la vallée de la Cinqueta de la Pez, en territoire espagnol.

Cette culmination structurale complexe se double d'une culmination métamorphique que visualisent les tracés respectifs de divers isogrades de métamorphisme. C'est donc une culmination « structuro-métamorphique » qui s'est développée ici encore : culmination caractérisée par un métamorphisme thermique à fort gradient, ayant en somme à la fois les caractéristiques d'un métamorphisme « régional » et d'un métamorphisme « de contact » (fig. 4).

De tels dômes, où le métamorphisme est contemporain de l'essentiel de la déformation, seraient dus à la montée, de type diapirique, d'un corps intrusif (migmatites, granitoïdes, par exemple : granitoïdes du Lys, dans le cas présent), la structure générale paraissant résulter d'une *interférence entre cette montée et la déformation régionale majeure* (Soula *et al*, 1986 a et b).

Dans le cas du dôme de Frédancon, comme dans bien d'autres édifices comparables du segment varisque pyrénéen, divers schémas généraux (cf. Zwart, 1979 ; Soula *et al*, 1986 b) ont pu être proposés concernant l'enchaînement et les caractéristiques des déformations relevant du cycle hercynien.

On semble s'accorder à désigner comme déformation majeure la déformation qui est en grande partie responsable des structures cartographiques (plis majeurs à axes faiblement inclinés), ainsi que la foliation régionale marquée par clivage ou schistosité déterminés par l'arrangement parallèle des minéraux métamorphiques : *structures qui évoluent avec le degré de métamorphisme, c'est-à-dire avec leur position par rapport au cœur des dômes*. Tandis que dans les formations peu ou pas métamorphiques, la foliation régionale montre une orientation assez constante allant de N 100 à N 120°, dans les zones très métamorphiques, la trace de la schistosité dessine des structures plus ou moins elliptiques et concentriques, ces variations d'orientation s'accompagnant de variations de pendage entre les flancs et le toit des dômes (Soula *et al*, 1986a), ce qui paraît bien être le cas à Frédancon.

Dans ce contexte, les manifestations et caractéristiques des diverses déformations hercyniennes ne sont pas toujours très aisément perceptibles.

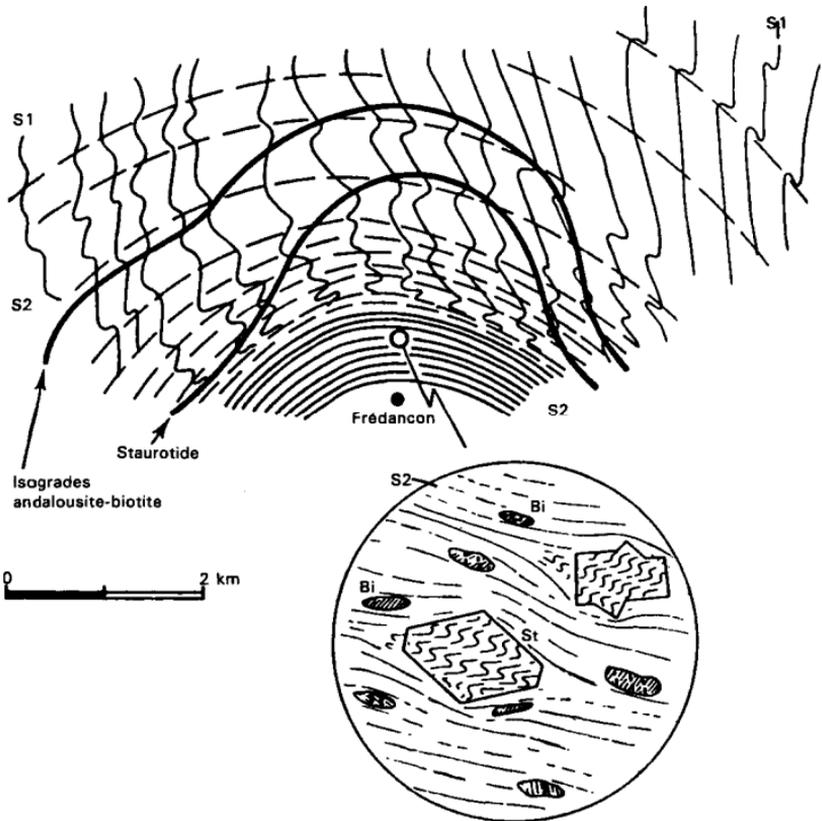


Fig. 4 - Coupe subméridienne schématique de l'antiforme de Frédancon,
proposant une interprétation de l'évolution de la schistosité régionale S1, lors de la
formation de ce dôme structuro-métamorphique. Remarquer les relations (au cœur du dôme)
entre la foliation (γ) et porphyroblastes (selon Lister *et al.*, 1986)

Pour G.S. Lister *et al.* (1986), une première schistosité régionale, redressée (S1), témoin d'une déformation précoce, a ici été reprise par la ou les déformations ultérieures S2: elle s'est trouvée ainsi engagée, au Nord comme au Sud du dôme actuel, dans de multiples replis ayant pour plan axial une foliation (crénulation, clivage schisteux) à plongement N ou S assez redressé ; tandis que, aux alentours de Frédancon (à hauteur de la culmination du dôme), existe une zone où la foliation a un très faible pendage et où la première schistosité a été transposée parallèlement à elle. Des

reliques de cette première schistosité, déjà affectée par une crénulation, ont été observées dans de grands porphyroblastes d'andalousite et de staurotide et dans les zones abritées qui les accompagnent.

Cette organisation générale en antiforme s'est développée dans l'aire de Frédancon au long de la phase synmétamorphe, dans la même direction générale WNW-ESE qui est celle des grandes structures plissées qui caractérisent l'édifice granitoïdique du Lys-Caillaouas (feuille Bagnères-de-Luchon).

La nappe paléozoïque de Gavarnie

Le territoire de la feuille Vielle-Aure, avec celui de la feuille voisine Gavarnie, se caractérise par la très large allochtonie d'un important ensemble de terrains paléozoïques, relativement déplacé du Nord vers le Sud lors de l'orogénèse alpine, au-dessus d'un autochtone (relatif) dont l'organisation structurale vient d'être évoquée.

Depuis sa mise en évidence par A. Bresson (1903), cette nappe à matériel paléozoïque a fait l'objet d'investigations à diverses échelles, telles celles de M. Clin (1959), R. Mirouse (1962), J. Joseph (1973), B. Roddaz (1977), A. Péré (1976), A. Trouiller (1976), C. Majesté-Menjoulas (1979), J. Deramond (1979), M. Parish (1984), R. Graham *et al* (1987), sans oublier les levés réalisés plus particulièrement en territoire espagnol, à l'occasion de l'établissement des feuilles Liena et Bujaruelo par les géologues de l'I.G.M.E. (Rios *et al*, 1979b, 1987).

Envisagée à l'échelle de la carte, l'organisation structurale de cette nappe peut faire l'objet d'une présentation axée sur la description de quelques coupes générales subméridiennes (*cf.* annexe).

Coupe au méridien de Gèdre—Estaubé (coupe A)

Au-dessus d'une surface de chevauchement (accident de base de la nappe) dont la configuration générale a été précédemment examinée, viennent les séries paléozoïques allochtones comprenant, outre des lambeaux discontinus d'ampélites à graptolites du Silurien, la majorité des termes du système dévonien : il s'agit ici d'une succession du type « Munia », allant des formations éodévoniennes (pélites de Serre Longue, calcschistes du Maillet, calcaires du Pain de Sucre = « Dalle ») aux termes pélitico-gréseux frasnien de la série de Sia.

La *disposition générale* de ces divers termes se caractérise clairement par le fait qu'ils sont, globalement, à l'échelle de la carte, parallèles à la surface de chevauchement. Tellement bien que l'ensemble pélitico-carbonaté éodévonien couronné par la « Dalle » (calcaires du Pain de Sucre) frange ici de façon relativement constante la base de l'édifice charrié, dans le secteur de Gèdre et à l'aval de cette agglomération, ainsi que sur toute la périphérie des massifs montagneux de Larrue—Piménée et de Montferrand—Estaubé (pourtour des fenêtres de Gavarnie, Héas—Estaubé).

Quant aux séries méso-et néodévonien, on les retrouve assez systématiquement dans les parties élevées de ces mêmes massifs montagneux

(série de Sia, présente dans les reliefs situés à l'Ouest et au Nord-Est de Gèdre et coiffant les pics de Larme, de Piménéé, de Montferrant, etc.).

Dans le Paléozoïque de la nappe apparaissent ici des *plis* de dimensions hectométriques, de direction générale N 90 à N110°. Ces plis sont particulièrement bien dessinés par les assises lithologiquement contrastées des formations de Bouneu, des calcaires du Gabiédou et de la série de Sia. Ils montrent une tendance générale au déversement vers le SSW (tendance peut-être plus accusée vers le front de la nappe). Il leur est associé une *foliation régionale* correspondant à un «clivage schisteux» de plan axial, de direction générale N100 à N120°, plongeant de quelque 70 à 30° au NNE, ainsi qu'une série d'accidents transverses à plongement N à NNE, accidents au caractère chevauchant plus ou moins affirmé (Larrue, Piménéé, Montferrant).

Dans la partie septentrionale de la nappe, aux alentours et au Nord et Nord-Est de Gèdre, les plis correspondants semblent, de façon générale, caractérisés par une orientation plus proche de N 130-N 140°, et par une foliation à pendage NE plus élevé que dans les secteurs méridionaux.

Toujours à l'échelle de la carte et de l'affleurement, apparaît parfois une nette *courbure des axes des plis* sus-indiqués, axes qui peuvent plonger ainsi vers l'Est ou vers l'Ouest (vallée de la vallée de Pau en aval de Gèdre ; massif du pic Larrue et du Piménéé ; secteur du pic de Montferrant et des pics d'Estaubé) : dispositif que l'on peut mettre au compte d'une déformation d'axe subméridien, à grand rayon de courbure, superposée à la précédente (cf. *infra*).

Au front méridional de la nappe de terrains paléozoïques, les séries néocrétacées de leur revêtement immédiat, plongeant globalement au SSW, dessinent une série de replis déca- à hectométriques, déversés dans cette même direction (quartier de Pailla, fond d'Estaubé) (Flachère, 1977). Le contact ici observable (discordance angulaire postvarisque) est considéré par certains comme ayant été le siège d'un glissement relatif du Mésozoïque sur le Paléozoïque, lors de la mise en place de la nappe (Deramond, 1979). Par places ont été préservés ici des lambeaux du tégument de « Grès rouge » reposant sur l'édifice varisque.

Ceci conduit naturellement à évoquer, dans un ensemble paléozoïque qui a logiquement subi les *effets de deux cycles tectoniques* (varisque et alpin), ce qui peut être attribué à l'un et à l'autre. L'analyse structurale à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince a conduit aux quelques observations résumées ci-après (Joseph, 1973 ; Majesté-Menjoulas, 1979 ; Deramond, 1979).

Il apparaît que deux déformations au moins peuvent ici être rapportées au *cycle varisque* : l'une n'a été directement observée que sur quelques affleurements (montagne de Coumély, Ouest de la vallée du gave de Pau ; feuille Gavarnie : Majesté-Menjoulas, 1979) et se traduit par l'existence de plis très serrés, isoclinaux, à schistosité de plan axial et axes plongeant de quelque 60 à 70° au Nord-Ouest.

L'autre déformation, qui reprend la précédente, correspond aux plis cartographiques hectométriques déjetés à déversés, de direction N 100 à N 130°.

On peut les considérer toutes deux comme relevant du cycle hercynien (déformations hercyniennes « 1 » et « 2 »), dans la mesure où divers affleurements montrent qu'elles ont été fossilisées sous la discordance du « Grès rouge » et/ou du Crétacé supérieur (Pailla, Estaubé) et parce qu'elles ont pu être localement recoupées par quelques filons lamprophyriques considérés eux-mêmes comme tardi-hercyniens (Joseph et Majesté-Menjoulas, 1973).

Mais, dans les séries postvarisques (« Grès rouge » et Crétacé supérieur du front de la nappe) se sont développées des déformations dont les plus immédiatement perceptibles, à ce niveau, correspondent à des plis de dimensions variées, de direction proche de N 100-N 130, plis déversés au Sud et accompagnés d'un clivage schisteux plongeant de 30 à 50° au NNE.

Cette tectonique est nécessairement *pyrénéo-alpine*. Mais on peut remarquer, sur certains affleurements situés au front de la nappe paléozoïque (au-dessus du plateau de Pailla, à la Hourquette d'Allans, au fond du cirque d'Estaubé), que la foliation correspondante s'est exprimée à la fois, et en continuité, (Joseph, 1973), dans les terrains antévarisques (Dévonien) et postvarisques (« Grès rouge »). Dans les terrains paléozoïques, elle peut apparaître comme plan axial d'ondulations décamétriques déversées au Sud, affectant les filons lamprophyriques tardi-hercyniens.

Dans ces mêmes terrains paléozoïques, la géométrie de cette déformation peut être plus ou moins voisine de celle de la déformation hercynienne régionale majeure (« 2 »), et il peut être difficile de faire la part de l'une et de l'autre. Les foliations correspondantes peuvent apparaître séparées, sous forme de deux clivages schisteux distincts (dont l'un reprend l'autre) faisant entre eux un angle généralement faible, de l'ordre de 10 à 15°. Mais, la plupart du temps, c'est un seul clivage qui apparaît, qui correspond à la foliation régionale majeure varisque, et dont on peut penser qu'il a pu simplement être réutilisé comme surface d'anisotropie active, lors de la déformation pyrénéo-alpine 1.

On range logiquement au nombre des déformations alpines du matériel paléozoïque de la nappe, les structures tectoniques qui reprennent celles qui viennent d'être évoquées.

Tel est le cas de petits plis anguleux à angle d'apex obtus, de dimensions milli- à décimétriques, de direction voisine de N110-N115, que l'on peut observer surtout dans les pélites du « Grès rouge » et dans celles de la formation dévonienne du Bouneu, par exemple, et que l'on peut voir passer en continuité des terrains varisques aux terrains postvarisques. Le plan axial de ces replis (déformation pyrénéenne 2) est souvent matérialisé par un clivage plongeant de 60 à 70° au Sud, et crénelant finement la foliation préexistante.

Tel est aussi le cas de plis à plan axial subvertical assez proche de la direction N-S, qui reprennent toutes les structures sus-décrites dans les affleurements de terrains permo-triasiques et néocrétacés du secteur du Pailla. Ces plis peuvent être d'allure générale arrondie ou, dans des assises davantage feuilletées, revêtir l'aspect de plis en chevron (ou être remplacés par des

kink-bands conjugués). Le plan axial de ces plis est matérialisé par un clivage rudimentaire, subvertical. Cette déformation (pyrénéenne 3) serait, à l'échelle de l'affleurement et de la carte, à l'origine de la courbure, précédemment évoquée, des axes de plis hectométriques majeurs.

À l'échelle de l'affleurement, différents systèmes de cassures se sont développés ensuite ici dans le Paléozoïque, après l'enchaînement de ces diverses déformations souples, sous forme soit de fentes d'extension rectilignes, soit de fentes sigmoïdes en échelon le long de plans de cisaillement potentiel, soit encore de failles conjuguées : éléments structuraux dont les orientations successives paraissent traduire, schématiquement, une sorte de permutation des axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes (Joseph, 1973).

À l'échelle de la carte, les manifestations les plus apparentes d'une tectonique cassante tardive, correspondent à la présence de failles subméridiennes très redressées qui intéressent ici tant le socle autochtone que la nappe paléozoïque et que le Mésozoïque du front de la nappe (ou elles sont très apparentes) : un certain nombre d'entre elles se localisent approximativement au méridien du Piméné ainsi que dans l'axe de la vallée d'Estaubé.

Coupe au méridien du cirque de Troumouse (coupe B)

Sur une section transversale effectuée au méridien du cirque de Troumouse on retrouve, pour une part, les mêmes terrains dévoniens qui constituent, cette fois-ci, au Sud du massif granitoïdique du Néouvielle (pic Long), l'essentiel de la nappe. Leur organisation structurale peut être évoquée suivant un axe pic de Campbieil—Port de Campbieil—Soum des Salettes—cirque de Troumouse—Pène Blanque (Las Blancas)—plan de Lari, qui se situerait 5 à 10 km à l'Est de celui de la précédente transversale (coupe A).

- De façon générale, dans la **partie septentrionale** de cette section, jusqu'au cirque de Troumouse, la série paléozoïque est en disposition générale normale, avec un pendage d'ensemble assez faible au NNE.

C'est ainsi que des lames de «schistes» siluriens et surtout les divers termes pélitico-carbonatés de la base du Dévonien (calcaires de la « Dalle », en particulier) jalonnent assez régulièrement la base de la nappe (au-dessus de multiples vestiges du revêtement néocrétacé calcaire du socle autochtone).

Ceci apparaît bien sur le versant nord-oriental de la vallée de Héas (cabanes de Camplong, de l'Aguila, base de la muraille septentrionale et orientale du cirque de Troumouse), à des altitudes qui demeurent ici toujours proches de 2000-2100 m. Ceci apparaît également un peu plus à l'Est, dans le secteur de Barroude, où les mêmes terrains, dans la même position, s'observent à 2 300-2 400 m d'altitude, au-dessus de la surface de chevauchement. Dans ce secteur, l'entaille de la vallée de la neste de la Géla permet d'en suivre le devenir plus au Nord : la surface actuelle d'érosion les atteint à la base de la nappe, quelque 3 km plus au NNE, à une altitude un peu inférieure à 1700 m, ce qui donne une idée du plongement au NNE, somme toute très modéré, de l'ensemble du dispositif.

La pile des terrains sédimentaires paléozoïques se développe de la sorte régulièrement, au-dessus de la « Dalle » : la transversale subméridienne en direction du pic de Campbieil rencontre ainsi successivement, de bas en haut : les divers termes de la Formation de Bouneu (montagne des Aguilous, Hourquette de Héas) ; la Formation des calcaires du Gabiédou, au Soum des Salettes puis les assises détritiques de la série de Sia (au-delà du Port de Campbieil) ; et enfin les termes essentiellement carbonates du Dévonien terminal et du Carbonifère basai, dans les crêtes de Badet et Estarragne, au contact même de la granodiorite du Néouvielle.

On a donc ici une *configuration générale* dans laquelle les terrains de l'ensemble chevauchant, qui plongent globalement au NNE — d'abord assez faiblement, puis plus nettement en allant vers le Nord — paraissent relativement parallèles dans leur ensemble à la surface de base du chevauchement qui, elle-même, dans sa partie ici visible, ne présente qu'un assez faible plongement au Nord.

À ceci s'ajoute, toujours à l'échelle de la carte, la présence de *plis* de dimensions hecto- à décamétriques qui, sur le terrain, sont souvent le dispositif structural le plus apparent pour l'observateur. Ces replis sont particulièrement bien mis en évidence par les assises à lithologie contrastée, principalement au niveau du Dévonien supérieur (calcaires du type Gabiédou—Soum des Salettes, base de la série de Sia), dans le versant nord-occidental de la vallée de la neste de Badet, par exemple. Ces plis sont dans l'ensemble dissymétriques, déjetés ou déversés au Sud ; cette tendance est nettement plus prononcée dans la partie méridionale du secteur envisagé qu'elle ne l'est plus au Nord, au voisinage du massif plutonique du Néouvielle. La direction générale de ces plis est à N100-N110, avec une tendance, vers l'Ouest, à s'orienter à N120-N140, suivant en cela le tracé de la bordure du pluton granodioritique du Néouvielle.

L'analyse structurale et les repères chronologiques dont on dispose (métamorphisme de contact, filons lamprophyriques tardi-varisques) conduisent à voir ici des structures plissées et foliations engendrées par une (ou des) *déformation(s) varisque(s)* (essentiellement déformation majeure hercynienne 2).

Mais, comme dans des secteurs plus occidentaux de la feuille, on a attribué ici, entre autres, à la *tectonique alpine*, le développement de replis dissymétriques et d'une foliation plus ou moins déversés au SSW (voisinage du massif du Néouvielle ; Lamouroux, 1976). Cette foliation (pyrénéenne 1) est concrétisée, par exemple, par crénulation ou glissement reprenant la foliation varisque, suivant un angle plutôt faible ; elle aurait tendance à s'orienter parallèlement à la surface de base de la nappe (Roddaz, 1977).

Il en est de même pour les structures plissées et pour les accidents plus ou moins directionnels (N 90 à N130°) ou transverses qui les accompagnent : sauf repère particulier, il est ici généralement difficile de faire à tout coup, avec certitude, la part de ce qui revient au cycle varisque et au cycle pyrénéo-alpin.

L'idée a été également avancée de différentes façons, concernant la mise en place de la nappe alpine à matériel paléozoïque (et de nappes éventuellement plus anciennes, d'âge varisque : Majesté-Menjoulas, 1981, 1982), de l'importance des mouvements de glissement le long de surfaces et discontinuités séparant des ensembles à fort contraste de compétence. Il pourrait

s'agir, dans le cas de l'édifice envisagé ici, de glissements le long de surfaces-limites entre grands ensembles sédimentaires lithologiquement très différents : limite de la « Dalle » et de la Formation du Bouneu, ou limite entre la Formation du Bouneu et l'ensemble calcaires du Soum des Salettes—série de Sia, ou encore limite entre le sommet de la série de Sia *l.s.* et les calcaires du Dévonien terminal—Carbonifère basai (Deramond, 1979 ; Parish, 1984).

- À hauteur du **cirque de Troumouse**, le substrat « autochtone » de la nappe apparaît en fenêtre dans la partie extrême amont de la vallée de Héas (affleurements de migmatites, diorites, granités d'anatexie), à des altitudes toujours voisines de 2100-2 200 m. Le toit de ce socle métamorphique est jalonné ici, sous la nappe, par des vestiges de son revêtement néocrétacé. Ce toit s'abaisse assez rapidement vers l'Ouest, à hauteur du ruisseau du Maillet, à la faveur d'une série d'accidents transverses subméridiens dans lesquels se trouvent impliqués les terrains néocrétacés comme le Paléozoïque de la nappe.

La muraille méridionale du cirque de Troumouse est dessinée par ce même Paléozoïque qui arme les spectaculaires reliefs dont le tracé s'étend en arc de cercle depuis le Montferrant jusqu'au pic de Troumouse, en passant par le Bouneu, la Pène Blanche et la Munia. Les terrains dévoniens s'y développent en une *série globalement normale*, où se remarquent les massives et claires formations calcaires de la « Dalle » et que viennent coiffer, au pic de Port Bieil et à la Munia, les formations détritiques de la série de Sia.

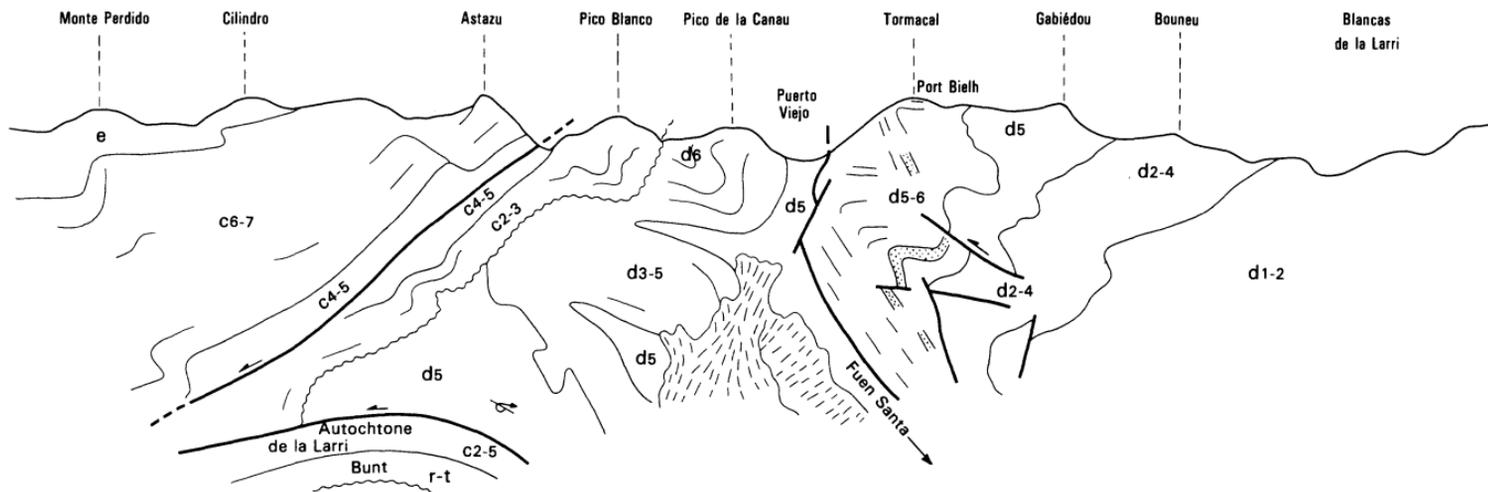
Ces terrains, comme ceux de leur substrat autochtone, sont affectés ici par toute une série d'*accidents transverses* : il s'agit essentiellement de failles normales généralement redressées, parfois conjuguées, de direction générale dominante N30-N40 et N150-N170.

- Mais sur **le versant méridional des crêtes frontalières**, dont la partie amont du bassin du rio Larri, se dessinent nettement dans la nappe une *série de replis* de direction générale N110°, largement déversés au Sud. Ces replis sont dessinés ici par les calcaires blancs de la « Dalle » (Las Blancas), par des assises pélitiques et calcaires de la Formation du Bouneu, par les calcaires néodévoniens du Gabiédou et par les assises détritiques de la série de Sia (coupe B et fig. 5).

Le schéma général du dispositif est tel que ces terrains se trouvent uniformément verticalisés ou déversés au SSW en territoire espagnol. Il y sont recoupés par l'*accident subdirectionnel du barranco de Fuen Santa*, à fort plongement S puis, plus à l'Est, déversé au SSW ; accident le long duquel certains d'entre eux (calcaires du Gabiédou, partie de la Formation de Bouneu) se trouvent manifestement laminés (Van Lith, 1965 ; Majesté-Menjoulas, 1979 ; Parish, 1984), mais au Sud duquel on trouve encore les termes supérieurs de la série neodevonienne allochtone de type « Munia », à savoir les assises détritiques de la série de Sia (pic de Port Bieil — lago de la Munia—la Robinera).

Tout cet ensemble, que recoupent encore de spectaculaires *accidents transverses* (Collado de las Puertas), a donc tendance à s'agencer ici en un dispositif qui, à la différence de ce qui avait été décrit jusqu'alors, n'est plus tellement parallèle à la *surface de base de la nappe*.

Cette surface de base se situe, à l'Est, comme nous l'avons vu (cf. *supra*), à des altitudes assez constantes et proches de 2 400 à 2 500 m dans le haut du



r-t : Permo-Trias et c2-5 : calcaires céno-mano-santonien (fenêtre de la Larri) ; d1-2 : "Dalle" ; d2-4 : Formation du Bouneu ; d5 : calcaires du Gabiédo ; d5-6 : série de Sia (corps de la nappe paléozoïque de Gavarnie) ; d3-5 : calcaires récifaux ; d5 : série détritico type "pic Lariste" ; d6 : série "supragriottes" (unité paléozoïque frontale dite du Chinipero) ; c2-3 : calcaires céno-mano-turonien ; c4-5 : calcaires massifs coniacien et santonien ; c6-7 : série des "Grès du Marboré" ; e : Éocène du massif du Monte Perdido (séries néocrétaçées et éocènes de revêtement de la nappe paléozoïque et de la nappe du mont Perdu)

Fig. 5 - Vue panoramique de la partie frontale de la nappe de Gavarnie (depuis le Chinipero, en direction de l'ouest)

L.M. Rios et F. Bodega, 1982, légèrement modifié et adapté

barranco Barrosa et la sierra de Liena. On la retrouve par contre à 1800 m (et moins) à la périphérie de la fenêtre du plan de Larri : elle y dessine une voûte très apparente. Ce qui conduit à estimer que cette surface doit présenter un ensemblage particulièrement prononcé suivant un axe N110-N120 qui passerait au Nord du plan de Larri (Parish, 1984) et se prolongerait vers l'amont de la vallée d'Estaubé —pla d'Ailhet, jusqu'à celle du gave de Pau (vers Bareilles ?).

• **Plus au Sud** encore, le Paléozoïque allochtone, au front même de la nappe, se caractérise par des successions assez nettement différentes par leurs faciès (dans le Dévonien) de celles qui caractérise le type «Munia» dont il a été question jusqu'ici. Il s'agit maintenant de séries de type « Chinipro » caractéristiques de l'unité structurale de ce nom.

L'important ensemble des calcaires néodévonien (Gabiédou) et des séries gréseuses (Sia) n'y apparaît plus ; il est remplacé par des calcaires mésodévonien à cachet nettement récifal, surmontés par une assez épaisse série néodévonienne à dominante pélitique, que coiffent les termes à dominante carbonatée puis le « culm », du Dévonien terminal et du Carbonifère.

Ceci conduit à reconnaître l'individualité de *Vensemble structural complexe du Chinipro*, qui se développe au Sud d'un accident à plongement général SSW, passant par le Port Biel. Cet ensemble correspond, de part et d'autre de la fenêtre du plan de Larri, aux reliefs du pic la Canau (et du pic d'Estaubé ?), au Chinipro, à la Estiva, à Sobrestiva et au Commodoto.

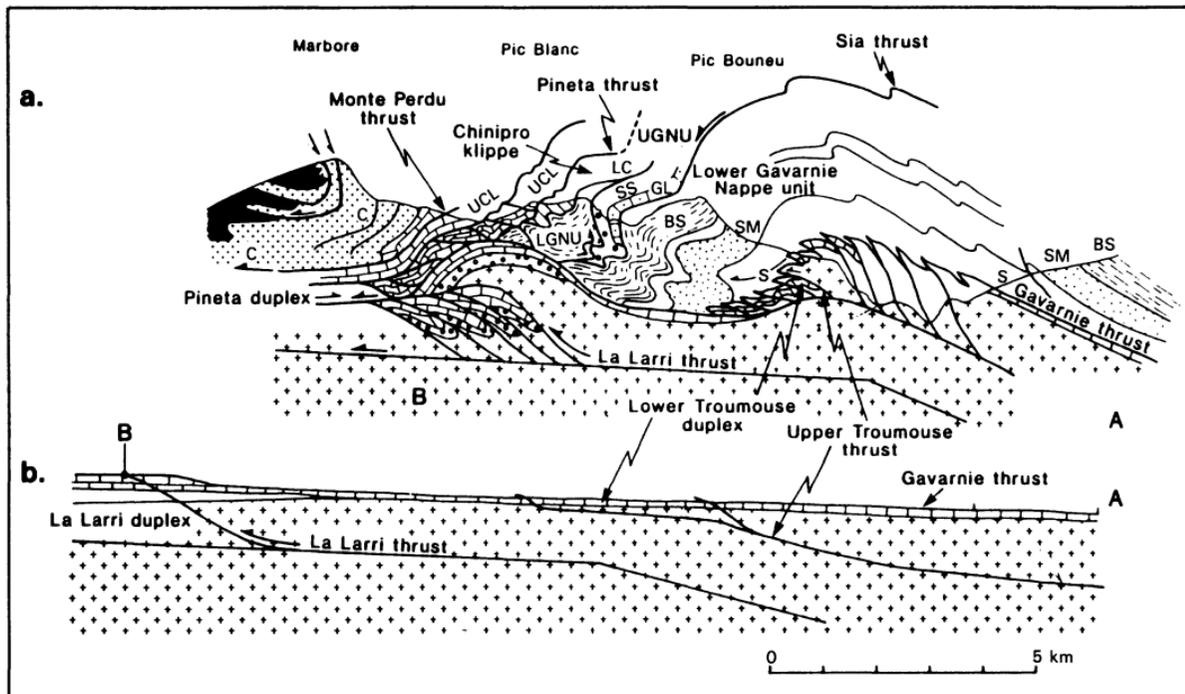
Certaines analogies de faciès avec les terrains dévonien et carbonifères qui existent bien plus au Nord, dans la partie septentrionale de la feuille, ont conduit à envisager un rattachement de cette unité frontale « Chinipro » à une « racine » qui se situerait là (Majesté-Menjoulas, 1982). La part de ce qui fut varisque et de ce qui fut alpin dans cette ample tectonique tangentielle, est encore difficile à définir et fait donc l'objet d'appréciations variées.

Au front même de la nappe (et donc ici de l'unité « Chinipro »), le revêtement néocrétacé (décollé ?) de cette dernière présente un plongement général au SSW. Il est affecté dans les pentes du pic Blanc d'une série de replis déca- à hectométrique, déversés ou renversés au SSW, ainsi qu'une série d'accidents à faible pendage, à vergence S.

Les observations qui viennent d'être rapportées, concernant deux coupes transversales de la nappe à matériel paléozoïque de Gavarnie et de son substratum autochtone, peuvent être replacées dans un **schéma général interprétatif** tels que ceux proposés par M. Parish (1984) ou par R. Graham *et al.* (1987). De tels schémas s'efforcent de prendre en compte au mieux les particularités structurales relevées dans les divers ensembles concernés par le chevauchement (fig. 6).

Ceci concerne l'interprétation du contact Paléozoïque—socle, au Nord (Gèdre) comme un palier entre le Paléozoïque du toit et le Crétacé du mur ; ou encore comme une ancienne surface de faille normale à plongement N, entre Paléozoïque et migmatites du socle, faille réactivée au cours du raccourcissement d'âge alpin.

L'une ou l'autre de ces interprétations n'excluent pas l'existence de chevauchement(s) sous-jacent(s), dont l'existence serait mis en évidence par l'individualisation de diverses écailles de socle au-dessous du



Autochtone : Migmatites *l.s.* (croix) ; "Grès rouges" (petits cercles) ; calcaires du Crétacé supérieur
 Nappe paléozoïque : Unité inférieure (LGNU) à Silurien (S), "Dalle" éodévonienne (SM), Formation de Bouneu (BS).
 Unité supérieure (UGNU) à calcaires du Gabiéidou (GL), série de Sia (SS) et calcaires éocarbonifères (LC) d'une klippe de Chinipro.
 Calcaires du Crétacé supérieur (UCL), "Grès du Marboré" (C) et Éocène (noir) dans les unités méso-cénozoïques frontales

**Fig. 6 - Profil topographique et coupe de la nappe de Gavarnie au méridien de Troumouse-Ouest de la Larri (a).
 Essai de restitution d'une coupe équilibrée (b), (d'après Parish, 1984, adapté)**

chevauchement de Gavarnie, et par l'émergence, plus au Sud, d'un dispositif en duplex (« duplex de Pineta » de M. Parish, *ibid.*).

Ceci concerne aussi l'interprétation de failles à plongement S, telle la faille de Bareilles — Pain de Sucre (à la limite de la feuille Vielle-Aure et de la feuille Gavarnie), comme rétrochevauchement lié à ce chevauchement inférieur qui serait plus profond et plus récent que le chevauchement de Gavarnie.

Ceci concerne également l'interprétation de surfaces de faille souvent courbes, à plongement général au Nord qui existent dans le Paléozoïque de la nappe aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest de Gavarnie. Ces failles listriques supposent (suivant Graham *et al*, 1987) l'existence d'un duplex dont le chevauchement inférieur serait le chevauchement de Gavarnie, et le chevauchement supérieur pourrait correspondre au contact de base d'une unité à matériel paléozoïque d'origine plus septentrionale (écaillés et klippen frontales du type « Chinipro » ?).

La présence d'écaillés dans les formations métamorphiques et paléozoïques aurait enfin, du fait de l'apparition d'antiformes dues à l'empilement de ces écaillés, des répercussions sur le plongement général, soit au Nord, soit au Sud, des surfaces majeures de chevauchement.

Le Paléozoïque allochtone dans la partie orientale de la feuille (coupe C)

Dans la partie orientale de la feuille Vielle-Aure, la nappe paléozoïque de Gavarnie trouve son prolongement naturel dans le haut bassin de la neste d'Aure. Comme déjà dit, le niveau actuel de l'érosion a dégagé une surface de chevauchement plongeant ici globalement au Nord, et qu'entaillent à ce propos de façon tout à fait significative les vallées subméridiennes de la neste de la Géla, de la neste de Saux, de la neste de Moudang et du ruisseau de Rioumajou.

Cette *surface de base du chevauchement* est de place en place, de façon très discontinue, jalonnée de témoins exigus du revêtement (calcaires néocrétacés ou « Grès rouge » triasique) du substrat autochtone du Paléozoïque inférieur métamorphique. À la base de l'ensemble allochtone, essentiellement constitué ici de terrains dévoniens, apparaissent localement des écaillés impliquant schistes graphiteux (Silurien) et parfois aussi certains termes de la base du Dévonien.

Le plongement de la surface de chevauchement est faible, proche de l'horizontale, dans l'avancée au Sud de la nappe qui se trouve encore respectée par l'érosion à l'Ouest de la vallée de la Géla, sous les crêtes de la Gela et de Gerbats. Plus à l'Est, à la traversée des vallées de Saux et de Moudang par exemple, il est de quelque 40 à 50° au Nord. Il tend, plus à l'Est encore (feuille Bagnères-de-Luchon) à devenir encore plus important.

L'organisation générale des terrains dévoniens chevauchants laisse apparaître ici, comme plus à l'Ouest un agencement global en succession à plongement N.

C'est ainsi que les termes inférieurs de la série dévonienne occupent plutôt la partie inférieure de l'ensemble chevauchant : tel est le cas des calcaires éodévoniens de la « Dalle » que Ton trouve à proximité immédiate de la surface de chevauchement à la muraille de Barroude, puis dans le fond des vallées de la Géla, de Moudang, de Rioumajou, ainsi que sur les crêtes de Pène Abeillère ou Berdalade.

C'est ainsi que les terrains éo- et mésodévonien de la Formation du Bouneu (séries pélitiques et calcaires interstratifiés) occupent et définissent des reliefs plus septentrionaux, sus-jacents aux précédents : crêtes de Piau, de Bourgade, de Garlitz — Cuneille, d'Aret — Lassas — Tramezaygues, de Hitte Monte— Bassia-Sailla.

C'est ainsi encore que les séries néodévonniennes (ici, essentiellement, termes pélitico-gréseux de prolongement oriental de la série de Sia) se situent d'une part au Nord de l'entaille WSW-ENE de la haute vallée de la Neste (versants montagneux dominant Aragnouet et Fabian) puis, plus à l'Est, sur le versant méridional de cette même vallée (reliefs du Sud de Tramezaygues, crêtes de Laubère—Pichebrou, pla d'Arsoué).

À l'échelle de la carte, cette disposition générale se conjugue avec l'existence de multiples *replis de dimensions déca- à hectométriques* : replis (fig. 7) que mettent clairement en évidence les contours des formations à lithologie contrastée, telles que les alternances calcaréo-pélitiques de la Formation du Bouneu (crêtes de Bourgade, crêtes de Lassas) ou les alternances grésopélitiques de la série de Sia (Nord d'Aragnouet, crêtes de Pichebrou). Ces replis sont de direction générale allant de N 90 à N110. Il sont globalement déjetés ou, plus souvent, déversés au SSW ; leurs axes peuvent manifester un plongement, assez faible, vers l'Ouest ou l'Est. Un certain nombre de surfaces de chevauchement courbes, de direction et de vergence comparables, peuvent les accompagner.

Une *foliation régionale* de plan axial, de direction générale proche de N110°, à plongement N variable, est visible sur toute l'étendue de ce secteur.

On peut esquisser ici un *schéma* assez comparable à celui qui a été proposé à propos du Dévonien allochtone de la bordure occidentale de la feuille Vielle-Aure : les éléments structuraux majeurs, à l'échelle de la carte et de l'affleurement, paraissent le résultat de la conjonction plus ou moins étroite entre une déformation hercynienne (déformation majeure 1) et une déformation pyrénéenne (déformation majeure 1) de directions comparables, proches de N110° (cf. *supra*), et dont les effets (plis, foliation) sont parfois difficiles à séparer (fig. 7).

Comme plus à l'Ouest, sont évidemment considérés comme pyrénéens ceux de ces effets (foliation) qui se manifestent également dans les terrains situés ici immédiatement sous le chevauchement (« Grès rouge », calcaires néocrétacés, partie sommitale du socle autochtone ?) (Trouiller, 1976).

Peuvent sans doute être considérés comme pyrénéens les effets tels une foliation (reprenant une foliation antérieure N110 à plongement N) paraissant se paralléliser de façon assez systématique à la surface de base de la nappe alpine (Roddaz, 1977).

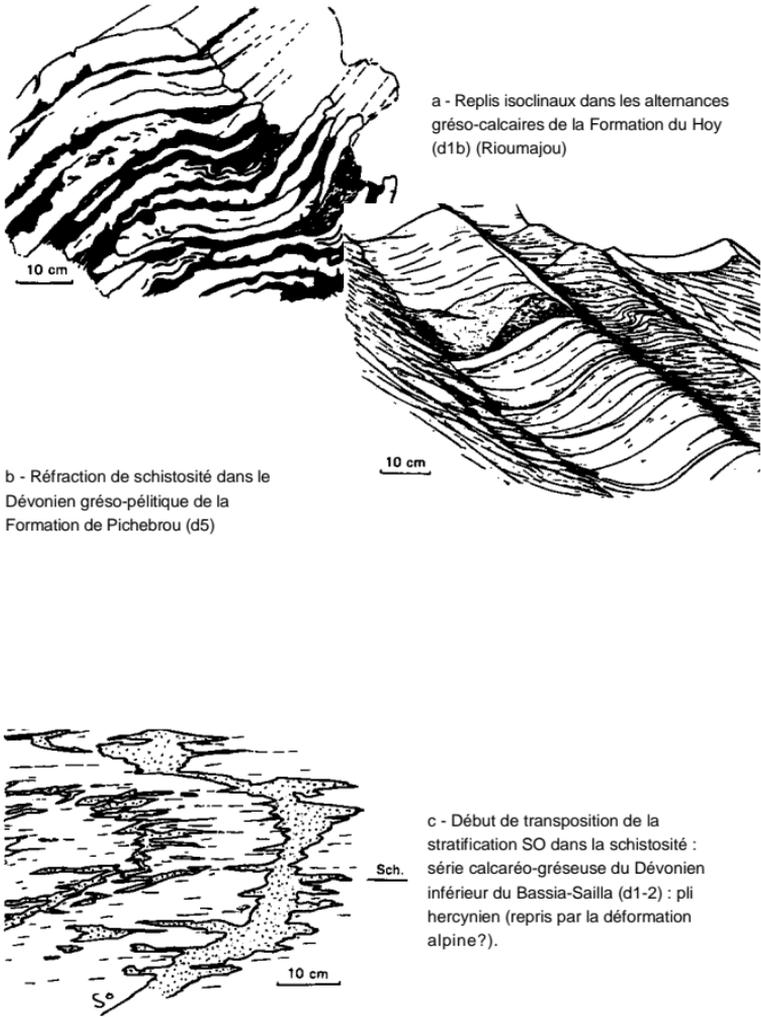


Fig. 7

(Selon Trouiller, 1976)

Diverses générations de plis de moindre importances sont postérieures à ce qui vient d'être évoqué (et donc pyrénéennes). Il s'agit de plis décimétriques à métriques, de direction proche de N120-N130, accompagnés d'une schistosité de crénulation subverticale ou à fort plongement N (déformations pyrénéennes 2).

Il peut s'agir de plis (ou de kink-bands) plus tardifs encore, de direction générale proche de N-S (déformations pyrénéennes 3 ?). De grandes fractures subverticales conjuguées de part et d'autre de la direction N-S, caractérisent ici encore le Paléozoïque allochtone ainsi que son substrat, par exemple, dans la partie orientale de la feuille, dans le secteur de Laubère—Pichebrou—lacs de Consaterre.

Plus au Sud, dans la partie extrême amont de la vallée de Rioumajou, existent sur les crêtes frontalières, dans le secteur du Pène de Millarioux, un certain nombre de lambeaux de calcaires reposant sur des ampélites schistosées et calcaires sombres du Silurien (probable). L'âge de ces calcaires, en l'absence de fossile, ne peut être défini avec précision. Pour A. Trouiller (1976) leur faciès (calcaires massifs, calcaires en plaquettes, alternances gréso-carbonatées) est très proche de celui des calcaires de Consaterre (Dévonien basai de l'ensemble chevauchant). Au point de vue de la structure, les calcaires dessinent, par exemple au Pène de Millarioux, un pli couché qui paraît avoir glissé au Sud le long d'une surface de contact anormal qui le séparerait d'un substrat « silurien », lui-même en contact souvent anormal avec les schistes sombres sous-jacents.

On peut donc songer à voir là quelques *vestiges très exigus d'une nappe* à matériel dévonien d'origine septentrionale : en l'occurrence la nappe paléozoïque de Gavarnie. Ces klippes auraient donc la même signification que la klippe de la sierra de Liena (pélites dévoniennes sur le revêtement triasique et crétacé de la granodiorite de Bielsa, au Nord de Chisagués) et de la Punta Suelsa (dent de calcaire dévonien sur le « Grès rouge » de revêtement du même massif granodioritique, au Sud-Est du lac d'Urdiceto) (Clin, 1959 ; Martinez, 1968 ; feuilles Liena et Bielsa de P.I.G.M.E.).

Les unités septentrionales

La partie tout à fait septentrionale de la feuille Vielle-Aure, entre la montagne de Bachebirou (angle nord-ouest) et le secteur Azet—Ens—pla d'Ar-soué (au Nord-Est), est formée de terrains paléozoïques de la haute chaîne primaire, que la tectonique a organisés en dispositifs plissé et failles de direction générale N100 à N120°. Mais la logique générale de ces terrains ne s'inscrit plus en continuité avec celle des séries paléozoïques plus méridionales qui, au niveau des affleurements actuels, constituent le matériel ancien de la nappe de Gavarnie.

En effet, tandis que, dans la nappe elle-même, le matériel paléozoïque (cf. *supra*) se trouve agencé en série normale à plongement général N, série dont les termes les plus récents se situent donc précisément au Nord, il n'en est plus exactement de même dans les unités les plus septentrionales.

Secteur de Bachebirou

Dans le secteur de Bachebirou, par exemple, l'ensemble des séries néo-dévonniennes (calcaires rubanés, série de Sia) du secteur de Pragnères, redoublées à la faveur d'une série de replis hectométriques serrés de direction NW-SE, replis compliqués de failles inverses à assez fort pendage, se trouve chevauché par un ensemble de terrains du Carbonifère inférieur et du Dévonien supérieur (base du « culm », horizon namurien de Cambasque, calcaires et jaspes du passage Dévonien—Carbonifère, série pélitico-gréseuse frasniens du vallon de l'Yse : cf. *supra* et feuille Campan), à structuration analogue mais en série globalement inverse jusqu'à la limite septentrionale de la feuille Vielle-Aure.

On désigne comme « *accident de Bachebirou* » le chevauchement ainsi mis en évidence : il s'agit apparemment d'un ensemble de failles dont une au moins est varisque, car recoupée par un filon doléritique (tardi-varisque) qu'un rejeu ultérieur (alpin) de la faille n'a que faiblement décalé. Des différences de faciès apparaissent entre les séries paléozoïques, de part et d'autre de cet accident, qui font qu'on a pu relever certaines analogies entre les terrains de la série ici chevauchante et ceux de l'unité « Chinipro » de la partie méridionale frontale de la nappe de Gavarnie (cf. *supra* et Majesté-Menjoulas, 1982) (coupes A et B).

Massif du Néouvielle

En direction de l'Est, la continuité du dispositif qui vient d'être évoqué, se trouve perturbée par la présence du pluton graniotidique du Néouvielle. Ce dernier se développe ici, à l'affleurement, sur une distance W-E de l'ordre de près de 10 km, à des altitudes relativement très élevées puisque il forme, avec les 3 192 m du pic Long, le plus haut massif montagneux pyrénéen intégralement situé en territoire français.

Les contacts sont le plus souvent net et bien visibles entre le massif graniotidique et son encaissant. Le contact occidental, de direction générale proche de N-S, se fait suivant une surface plongeant dans l'ensemble de 70° à 80° à l'Est. La limite orientale est de direction générale N 60°, avec un plongement de quelque 60 à 70° au Nord-Ouest. La limite méridionale, dont la direction est plus ou moins voisine de E-W (secteur Badet—montagne de Cap de Long—Sud du Grand Pic des Alharisses) est marquée par un accident faisant chevaucher le massif sur son encaissant carbonate dévono-carbonifère (qu'il métamorphose) : le plongement N de cet accident tend à augmenter en profondeur (45 à 70°). Au niveau actuel des affleurements, le massif plutonique du Néouvielle apparaît donc comme assez nettement extravasé. Il est plus ou moins sécant sur la stratification des formations paléozoïques qui l'entourent mais, de façon générale, ses limites sont globalement parallèles à la schistosité majeure hercynienne (déformation hercynienne 2) de ces terrains.

L'intrusion de ce pluton, jusqu'à un niveau très élevé de l'édifice sédimentaire paléozoïque (Carbonifère inférieur) paraît contemporaine de cette déformation hercynienne « majeure » 2, génératrice des structures cartographiques, même si elle a pu s'amorcer avant et se poursuivre après elle. Elle

apparaît comme le résultat d'une interférence entre une montée de type diapirique et une déformation régionale marquée par un raccourcissement important, perpendiculaire à la direction générale de la chaîne actuelle (Lamouroux, 1987).

Compte tenu de la situation de ce massif par rapport à la nappe (alpine) de Gavarnie, des questions se posent ici encore concernant la part de ce qui fut varisque et de ce qui fut pyrénéen dans la définition de son mode de gisement actuel et ses caractéristiques structurales présentes.

On considère (Lamouroux, 1987) que dans l'encaissant méridional du massif plutonique, les structures plissées à échelle cartographique (de direction générale E-W à N 110 et à vergence S) correspondent globalement à l'accentuation alpine (déformation pyrénéenne 1) de structures hercyniennes, ce que suggère le plissement de filons lamprophyriques tardi-varisques dans les secteurs de Campbieil et d'Estaragne.

Dans le secteur situé au Sud-Est du massif (secteur de l'Ouïe), les plis du Paléozoïque et des filons lamprophyriques encaissants, tendent à s'orienter à N 30-N 50 ; leurs surfaces axiales, localement sigmoïdes, sont recoupées par des zones mylonitiques, N 100 à N 120 redressées, ce qui a pu conduire à considérer que les zones mylonitiques en question — dont la présence est une des caractéristiques du massif granodioritique du Néouvielle (cf. *supra*) — sont elles-mêmes un trait structural d'âge pyrénéo-alpin (Lamouroux, 1987).

On rappellera qu'il s'agit là de zones le long desquelles la déformation s'est traduite par une réduction de la dimension première des grains et par le développement d'une foliation, suivant un mode de déformation qui a pu être cassant ou ductile. Les zones mylonitiques cartographiées dans le pluton du Néouvielle et dans son encaissant, sont rangées par C. Lamouroux parmi l'ensemble des « zones mylonitiques pyrénéennes obliques » : d'orientation allant de N 110 à N 140, elles ont un pendage fréquemment redressée (à plongement plutôt au Nord dans la partie sud du massif), une étendue plurikilométrique, une structure interne très hétérogène. Il leur correspond des mouvements à composantes multiples : faible composante horizontale dextre et forte composante verticale inverse. Il s'y est ajouté la formation de microzones mylonitiques souvent conjuguées, de direction moyenne E-W à N 110, d'intersection horizontale et à pendage au Nord ou au Sud, inférieur à celui des « zones mylonitiques obliques ». Ces microzones sont abondantes dans le massif éruptif et affectent tous les matériaux, mylonitisés ou non (Lamouroux, 1987).

C'est en fonction des données brièvement rapportées ici que ce dernier auteur considère que l'organisation structurale actuelle du massif du Néouvielle et de son encaissant relève schématiquement d'une chronologie et de phénomènes que, pour sa part, il envisage comme suit :

— structures hercyniennes majeures à N 110, moulant le massif plutonique allongé alors parallèlement à ces structures (déformation hercynienne 2) parmi lesquelles figurent de grands accidents longitudinaux parallèles à la chaîne ;

— structures pyrénéo-alpines développées dans un contexte de cisaillement régional senestre N 110 horizontal, combiné à un raccourcissement coaxial N 20 subhorizontal ; rotation senestre de l'ensemble du massif plutonique, développement de replis dans certains secteurs de son encaissant ; apparition des « zones mylonitiques obliques » lors du blocage de la rotation ; surrection ultérieure des compartiments centraux du massif et formation des microzones mylonitiques (persistance et augmentation du raccourcissement subméri dien et mise en place des unités allochtones alpines).

Secteur oriental

Plus à l'Est encore, au Nord de la nappe paléozoïque proprement dite, dont l'agencement structural schématique a été précédemment évoqué (à propos des secteurs de la haute vallée de la Neste et de ses affluents méridionaux de Saux, Moudang et Rioumajou), on retrouve les mêmes terrains qui constituent cette nappe (ampélites siluriennes [?], ensemble carbonate éodévotionien de la « Dalle », Formation du Bouneu et ses intercalations carbonatées, calcaires de type Gabiédou—Soum des Salettes et série néodévotionienne de Sia—Pichebrou) engagés dans des replis traduisant des superpositions de déformations dans lesquelles, à l'échelle de la carte, prédominent finalement les structures (hercyniennes 2, à reprise pyrénéo-alpine) de direction générale N 100-N 110, évoluant à N 130 à proximité de la bordure orientale de la feuille.

Ces replis, d'ampleur hecto- à kilométrique, sont assez uniformément déversés au SSW. Un dispositif anticlinorial (*anticlinorium de Couplan—Saint-Lary*) ramène ici à l'affleurement les ampélites siluriennes et les calcaires de la base du Dévonien (chevauchant localement divers termes du Paléozoïque de la nappe dans le défilé de la neste d'Aure en amont de Saint-Lary et la vallée de la neste de Couplan en amont de Fabian) ainsi que les terrains pélitico-carbonatés de la Formation du Bouneu (depuis la bordure sud-orientale du massif granitoïdique du Néouvielle, sapinières de Barantette et Couplan, jusqu'à la montagne de Conques et aux pentes qui dominent au Sud Saint-Lary et Ens, sur la bordure orientale de la feuille).

Dans la même logique, les terrains du Dévonien supérieur (termes grésopélitiques de la série de Sia—Pichebrou) retombent plus au Nord, depuis la bordure du massif du Néouvielle (secteur Estoudou—Houssadet) ainsi qu'au long des crêtes de Hêche Barrade, Pène Male, Soum de Matte, Plad'Adet, etc. Ils constituent ici tout le versant méridional de la vallée du ruisseau d'Espiaube—Soulan.

Accident du vallon de Soulan

C'est suivant l'axe (E-W) de cette dernière vallée que se définit un accident longitudinal apparemment majeur, l'accident longitudinal du vallon de Soulan qui sépare l'unité et les terrains précités, d'un ensemble plus septentrional (*unité de VOuïe—Vielle-Aure*), qui occupe donc la bordure nord-orientale de la feuille, depuis la cuvette du lac de l'Ouïe jusqu'au village de Vielle-Aure et aux reliefs qui dominent Bourisp et Camparan, en rive droite de la neste d'Aure (coupe C).

Avec la succession stratigraphique qui la caractérise (succession allant de calcaires mesodevoniens au « culm » namuro-westphalien, en passant par une série pélitico-carbonatée du Dévonien supérieur, puis par calcaires micritiques et jaspes du Dévonien terminal—Carbonifère basai), cette unité de F Ouïe—Vielle-Aure s'oppose assez nettement aux unités paléozoïques qui la flanquent immédiatement au Sud. Elle présente par contre des analogies assez franches, à ce point de vue, avec l'unité allochtone du Chinipro située au front de la nappe de Gavarnie, quelque 15 km plus au SSW.

Le contraste stratigraphique qui vient d'être relevé entre terrains paléozoïques situées de part et d'autre de l'axe du vallon Espiaube—Soulan se double d'un très net contraste structural. Au Sud du vallon prédominant en effet plis isoclinaux synschisteux à net déversement S à SW, en un dispositif relativement serré très clairement perceptible dans le versant occidental de la vallée de la neste d'Aure, en amont des localités de Saint-Lary—Pla-d'Adet par exemple.

Au Nord, par contre, comme on peut le voir sur le versant occidental de la même vallée au-dessus et au Nord-Ouest du village de Vielle-Aure (entaille de la route du Pla-d'Adet), l'organisation structurale de l'unité de l'Ouïe—Vielle-Aure se caractérise par l'existence de replis complexes témoignant des effets de plissements superposés dont les manifestations cartographiques majeures s'allongent en direction subméridienne (au voisinage du massif du Néouvielle) à N 150-N 140 (à proximité de la vallée de la neste). Ces plis (hercyniens 2) sont accompagnés d'une schistosité subverticale de plan axial très marquée. Selon une analyse structurale de détail due à J. Muller et P. Roger (1977), ces plis reprendraient ici des plis et chevauchements précoces (déformation hercynienne 1), initialement orientés NE-SW.

C'est devant cet ensemble de faits que l'on est conduit à considérer comme d'importance majeure l'« accident du vallon de Soulan », accident très redressé (subvertical ou à fort pendage N) qui court de la cuvette du lac de l'Ouïe à Terre-Nère, Espiaube, Vignec et jusqu'au vallon du ruisseau de Mousquère (Est de la vallée de la neste).

Au niveau actuel de la surface d'érosion, cet accident marque la limite septentrionale des unités paléozoïques visiblement impliquées dans la nappe de Gavarnie mais, comme déjà dit, on peut envisager d'y chercher la « racine » de l'unité supérieure frontale du Chinipro. Vers l'Est, il se prolonge au-delà des limites de la feuille, jusqu'au col de Peyrefite et à la haute vallée de la neste de Louron (feuille Bagnères-de-Luchon).

Vers l'Ouest, on constate qu'il est recoupé par le massif du Néouvielle et il s'y raccorde certaines des zones de mylonites caractéristiques de cet édifice. De part et d'autre de l'accident du vallon de Soulan, les séries paléozoïques ont été affectées par le métamorphisme thermique lié à l'intrusion de la granodiorite varisque, et le tracé de l'isograde « andalousite et biotite + » ne paraît guère affecté à son passage.

Ceci a conduit à penser qu'il y aurait là un accident varisque (surface de chevauchement précoce, verticalisée par la suite ?), ultérieurement réutilisée par la tectonique alpine (au moins partiellement responsable de la formation des zones de mylonites du massif du Néouvielle) (coupes B et C).

Ce constat suggère naturellement quelque parenté avec l'accident de Bachebirou de l'angle nord-ouest de la feuille Vielle-Aure (Majesté-Menjoulas, 1982) qui se prolonge plus à l'Ouest par la « faille du col de Sayette » (Bresson, 1903, et feuille Argelès-Gazost), dans l'encaissant septentrional du massif granitoïdique de Caunterets.

Mais, si l'on veut tenir compte :

—du tracé des zones de mylonites qui prolongent l'accident du vallon de Soulan non vers la bordure sud du massif granitoïdique, mais vers l'WNW (secteur Aubert—pic du Néouvielle et bordure occidentale du pluton) (Lamouroux, 1987) ;

—de la présence de Dévonien supérieur à faciès « série de Sia » dans le vallon de l'Yse (Sud-Est de Luz, au Nord de l'accident de Bachebirou, feuille Campan) comme au Nord de la faille du col de Sayette, dans le compartiment d'Uziou (encaissant du massif granitoïdique des Eaux-Chaudes : Mirouse, 1962, et feuille Argelès-Gazost) ;

on est conduit à chercher plus au Nord (bien en aval de Luz, à la traversée de la vallée du gave de Pau et au Nord du synclinorium néocrétacé des Eaux-Chaudes), le prolongement occidental de l'accident du vallon de Soulan.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les **alluvions de la neste d'Aure** (Saint-Lary-Soulan) constituent un réservoir de bonne qualité. Cependant, malgré le pouvoir filtrant des limons de surface, la densité de l'habitat peut le menacer de pollution.

Les **formations glaciaires** sont des aquifères aux qualités extrêmement variables qui donnent, selon leur position topographique, des écoulements ponctuels parfois importants. Ils sont de bonne qualité car les activités humaines y sont faibles. Cependant, aucune des sources ne semble actuellement utilisée pour l'alimentation en eau potable.

Les principaux aquifères sont les **formations carbonatées du Crétacé supérieur et du Dévonien inférieur**.

Les *calcaires crétacés* du Marboré et du mont Perdu, très karstifiés, constituent un réservoir de bonne qualité puisque situé entre 2 000 et 3 000 m d'altitude, hors d'atteinte des pollutions ordinaires. La capacité de stockage de cet aquifère est accrue de la quantité d'eau stockée sous forme de neige et de glace, ce qui contribue au rôle régulateur des écoulements de surface. Ceux-ci se font vers l'Espagne, à l'exception de la résurgence qui alimente la célèbre cascade du cirque de Gavarnie.

Les *calcaires du Dévonien inférieur*, peu karstifiés mais très fracturés, sont des réservoirs de faible capacité ne donnant en général que des débits peu importants. Mais ils sont bien alimentés en altitude où la pluviosité est importante et répartie sur toute l'année. De plus, leur disposition en bandes étroites et subverticales entraîne une circulation de l'eau en profondeur

sous la cote des émergences qu'elle finit par rejoindre par effet de siphon. Cet enfoncement a pour effets d'accroître le temps de circulation, ce qui améliore la qualité, et de régulariser la température. Aussi, les sources de ce type se caractérisent-elles par une température plus élevée en été, c'est-à-dire en hiver. C'est par exemple le cas de la source du pont Débat dans la vallée de la Neste de Rioumajou, à 500 m en amont du pont Tisé, dont la température est de 12 °C en hiver. Ces sources des calcaires dévonien assurent actuellement l'alimentation en eau potable des villages du secteur de Saint-Lary.

Les **schistes paléozoïques**, les **altérites associées** et les **dépôts colluviaux** retiennent une partie des eaux de ruissellement qui est restituée en tête des vallons par des sources à faibles débits, de bonne qualité mais dont le régime dépend étroitement de la pluviosité. Elles sont souvent à l'origine des petits villages qu'elles alimentent.

Des **sources minérales sulfurées sodiques** sont groupées à la Garet sur les rives de la Neste d'Aure (communes d'Aragnouet et de Tramezaygues). Les eaux, probablement infiltrées dans le massif granitique du Néouvielle, émergent, à des températures comprises entre 20 et 27 °C, au point topographique le plus bas d'une barre subverticale de calcaires dévonien. Elles sont exploitées aux thermes de Saint-Lary.

RESSOURCES MINÉRALES

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE PÉDESTRE

Intérêt géologique : mise en évidence et observation du dispositif majeur caractéristique de la feuille Vielle-Aure, à savoir la **nappe de Gavarnie** : terrains paléozoïques de la nappe et terrains postvarisques de sa couverture frontale; terrains du complexe métamorphique et du revêtement post-hercynien de ce dernier, formant autochtone relatif.

L'itinéraire, partant du village de Gavarnie, se déroule entièrement sur sentier : se munir de la carte topographique « Gavarnie » à 1/25 000 (IGN—parc national des Pyrénées). Il est conseillé d'effectuer ce parcours de haute montagne dans le sens de la description qui suit, et surtout de *ne pas l'entreprendre par temps couvert*, ne serait-ce que parce qu'il perd alors une bonne part de sa signification.

La présentation de cet itinéraire est très largement inspirée de celle qui en fut faite par C. Majesté-Menjoulas (*in* Bixel *et al*, 1983) et par C. Majesté-Menjoulas et P. Débat (livret excursion Association des géologues du Sud-Ouest : Pyrénées—vallée du gave de Pau, 1984, inédit).

Gavarnie (1 375 m)

Quitter le village en direction du cirque, dont les murailles se dressent au Sud (grès calcareux et calcaires du Crétacé supérieur et de l'Éocène de la nappe du mont Perdu, au front de la nappe de Gavarnie).

Le chemin du cirque passe en rive droite du gave et s'en détache peu après vers la gauche le sentier n° 181 du parc national. Ce sentier franchit le ruisseau d'Alans et s'élève ensuite rapidement, en lacets, entre ce ruisseau et celui de Pailla (fig. 8).

La vue se dégage sur l'auge glaciaire de la haute vallée du gave (ombilics de Ribère dessus et de la Prade séparés par le verrou de la Prade) entaillée dans des roches métamorphiques formant le soubassement de la nappe.

Il s'agit ici de gneiss migmatitiques (M¹⁻² sur la carte) : gneiss à biotite et cordiérite localement rubanés du fait de la présence de filonnets leucocrates quartzeux, subparallèles à une foliation à pendage S. Il s'y intercale des assises lenticulaires carbonatées (marbres plus ou moins purs) et quartzitiques, voire quelques petits pointements dioritiques.

À l'approche du torrent de Pailla, le versant occidental de la vallée offre déjà un premier aperçu schématique de l'ensemble d'un dispositif dans lequel commencent à se dégager l'autochtone (fond et parois abruptes de la vallée) et la nappe elle-même (Paléozoïque et Crétacé supérieur formant les reliefs sus-jacents et les murailles du cirque).

Quartier de Pailla (1 742 m)

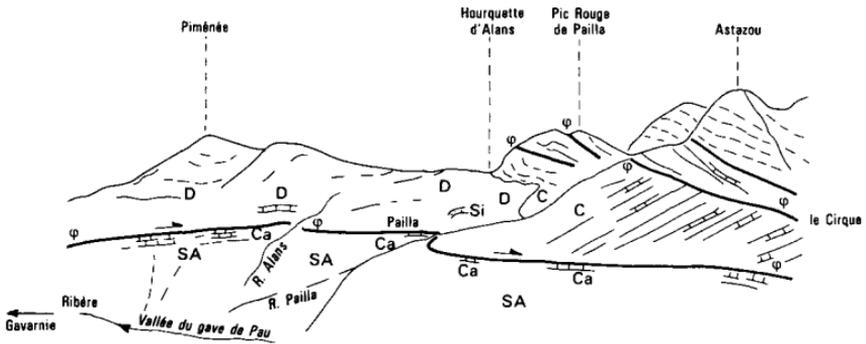
Le sentier débouche sur le plateau de Pailla où le rejoint un autre sentier, issu du cirque, et qui vient de franchir le torrent de Pailla par une passerelle sous laquelle ce cours d'eau a creusé des marmites de géant dans les calcaires néocrétacés de revêtement du complexe métamorphique autochtone.

Le soubassement du plateau de Pailla, comme, plus au Nord celui du plateau d'Alans, est constitué par ces calcaires (Cénomano ?-Santonien) ici subhorizontaux, qu'il est souvent malaisé de distinguer de calcaires dévoniens allochtones qui les surmontent, à la base de la nappe paléozoïque («Dalle»: di-2).

Par temps suffisamment clair, ce secteur est favorable à l'analyse de paysages géologiquement très révélateurs.

Tel est le cas du paysage qui s'ouvre vers l'ESE, vers la partie amont du vallon de Pailla (fig. 9). Au-dessus des calcaires du Crétacé autochtone se dégagent, des pelouses et des éboulis, quelques affleurements de terrains paléozoïques du front de la nappe: ampélites siluriennes (?), calcaires, pélites schistosées dévoniennes.

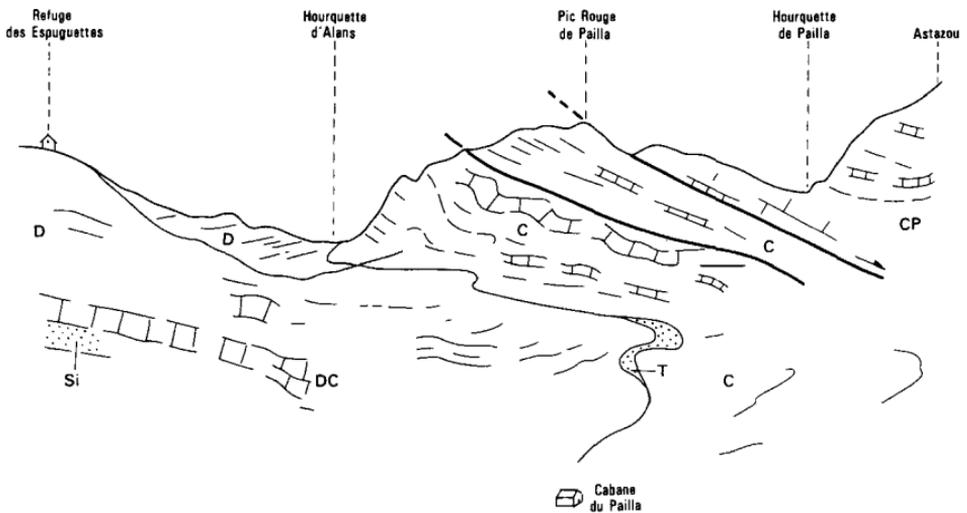
La Hourquette d'Alans (2 405 m) marque la limite entre ce Paléozoïque et les terrains néocrétacés allochtones venant au Sud de la nappe. Ces derniers apparaissent avec un pendage général au Sud (compliqué de replis et de contacts anormaux directionnels) dans le relief du pic Rouge de Pailla : il



SA : socle autochtone métamorphique ; Ca : calcaires néocrétacés autochtones ; Si : Silurien ; D : Dévonien, de la partie frontale de la nappe ; C : Crétacé supérieur de la nappe de Gavarnie et de la nappe du mont Perdu

Fig. 8 - Cadre de la première partie de l'itinéraire, de Gavarnie au Pailla et à la Hourquette

(schéma de C. Majesté-Menjoulas, adapté du versant occidental de la vallée du gave de Pau)



D : Dévonien gréséo-pélitique ; DC : Dévonien calcaire ; Si : ampélites siluriennes). Les séries postvarisques allochtones au sud de la nappe paléozoïque - T : grès rouges triasiques ; C : calcaires du Crétacé supérieur (Cénomaniens à Santonien) ; CP : calcaires santoniens et "Grès du Marboré", à la base de la nappe du mont Perdu

Fig. 9 - Le front de la nappe paléozoïque au-dessus du Pailla

Croquis de C. Majesté-Menjoulas, adapté

s'agit, pour l'essentiel, de calcaires gréseux du Coniacien et du Santonien (C4-5). Immédiatement au Sud de ce pic, un autre accident à plongement S marque la base de l'unité du mont Perdu (Monte Perdido) : les calcaires santoniens et surtout les grès carbonates campano-maastrichtiens, dits « du Marboré », en jalonnent ici la base, de part et d'autre de la Hourquette de Pailla et dans les abrupts du Grand Astazou (3 071 m).

En contrebas et au Sud-Ouest de la Hourquette d'Alans, à quelque 2 200 m d'altitude, la discordance posthercynienne se trouve, au front même de la nappe, jalonnée par quelques lambeaux exigus de « Grès rouge » (permo)-triasique.

Tel est aussi le cas du paysage que l'on peut observer en suivant le sentier du parc national qui va vers le Nord puis se hisse vers le quartier des Espuguettes sur des terrains grésopélitiques ou carbonates schistosés (Dévonien d2-4) de la partie frontale de la nappe paléozoïque.

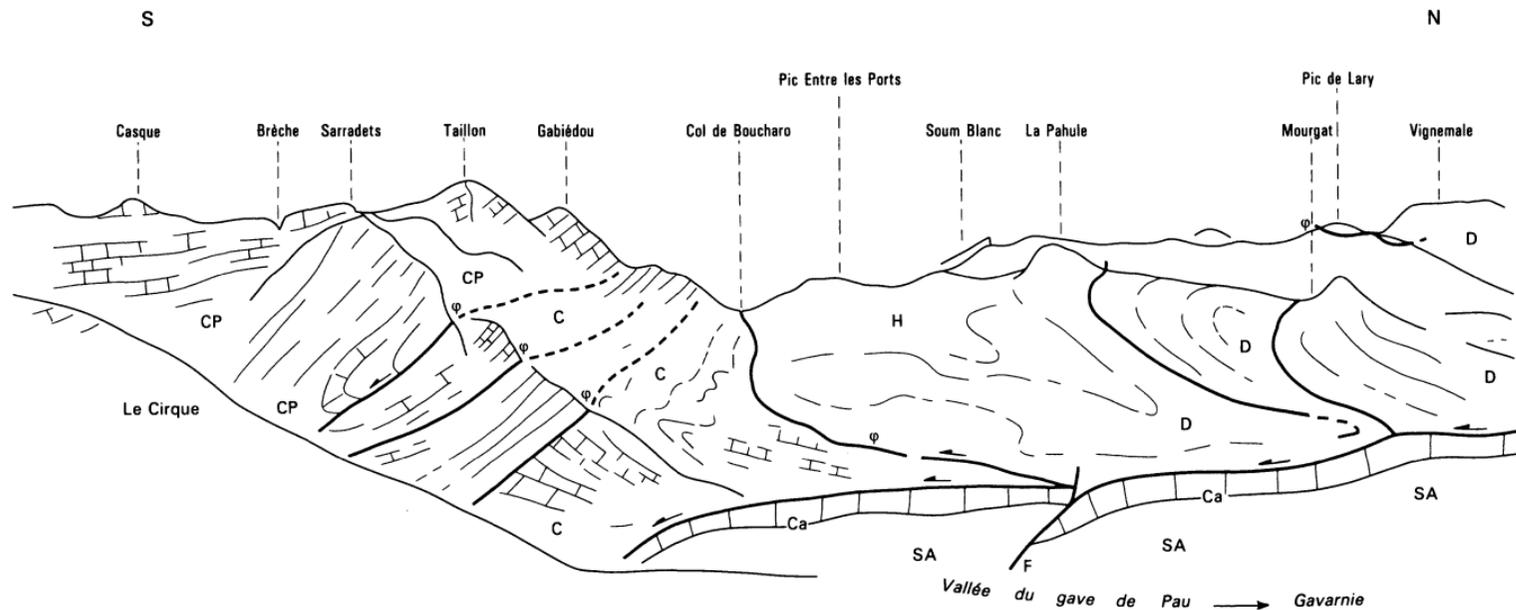
La vue s'étend de là, en direction de l'Ouest (paysage mieux éclairé en matinée), vers un superbe ensemble montagneux ouvert depuis les crêtes frontalières surplombant le cirque de Gavarnie (au Sud) jusqu'au massif du Vignemale (au Nord-Ouest et au Nord).

Un autre croquis de C. Majesté-Menjoulas permet de repérer les éléments significatifs de ce paysage qui concerne (fig. 10) :

- l'autochtone métamorphique de la nappe (et son revêtement néocrétacé) ;
- le Paléozoïque de la nappe (diverses unités à Dévonien hétéropique) (feuille Gavarnie) et le Crétacé supérieur de son revêtement immédiat (engagé sous le Paléozoïque au front de la nappe, sous le plateau Bellevue) ;
- les terrains grésocarbonatés du Crétacé supérieur et de l'Éocène, à plongement général au Sud et agencés en diverses unités elles aussi allochtones, constituant murailles et crêtes frontalières du cirque de Gavarnie (Casque, Brèche de Roland, Taillon, Gabiédou).

Du même secteur des Espuguettes, en direction de l'Est et du Nord-Est, on découvre au-dessus du « plateau » de Cardous, les crêtes qui courent de la Hourquette d'Alans jusqu'au Piménéé (2 801 m) ; elles sont en totalité modelées, comme les pentes qui y conduisent, dans les séries devoniennes de la nappe de Gavarnie. On y distingue essentiellement des termes grésopélitiques schistosés, plutôt sombres, donnant des modelés généralement assez peu vigoureux (Formation du Bouneu : d2-4), et des termes quartzitiques, gris à gris verdâtre, en bancs plus nets et puissants (complexe détritique de Sia : d5-6), plus récents et armant plutôt les crêtes.

Jusqu'à la Hourquette d'Alans, le sentier du parc national se hisse pour une large part sur des éboulis de roches devoniennes : lames de schistes de la Formation du Bouneu (d2-4), calcaires néodévoniens de la Formation du Gabiédou (ds), blocs, revêtus de lichens verdâtres, de grès quartzitiques de la série de Sia (ds-6).



Même légende que pour les figures 8 et 9 avec H : Carbonifère de la partie frontale de la nappe paléozoïque ; CP : Crétacé supérieur et Éocène de la nappe du mont Perdu

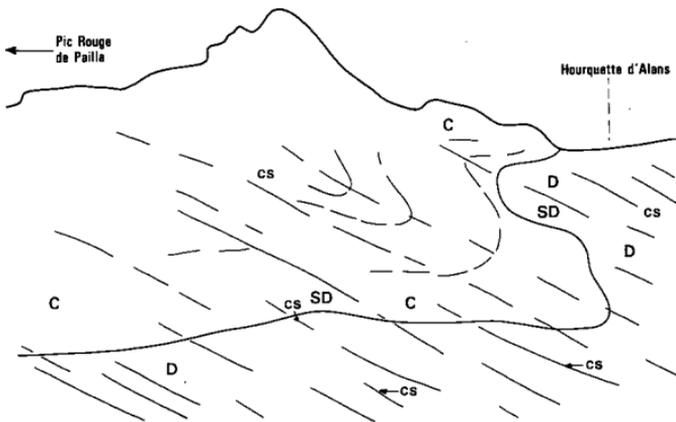
Fig. 10 - Panorama du versant occidental de la vallée du gave de Pau, depuis les Espuguettes

Croquis de C. Majesté-Menjoules, adapté

Hourquette d'Alans (2 430 m)

On peut observer ici le contact frontal entre les terrains dévoniens (rubéfiés) de la nappe et les terrains néocrétacés (roches détritiques et calcschistes gris à préalvéolines, du Cénomaniens ; calcaires sublithographiques turoniens) de leur revêtement discordant.

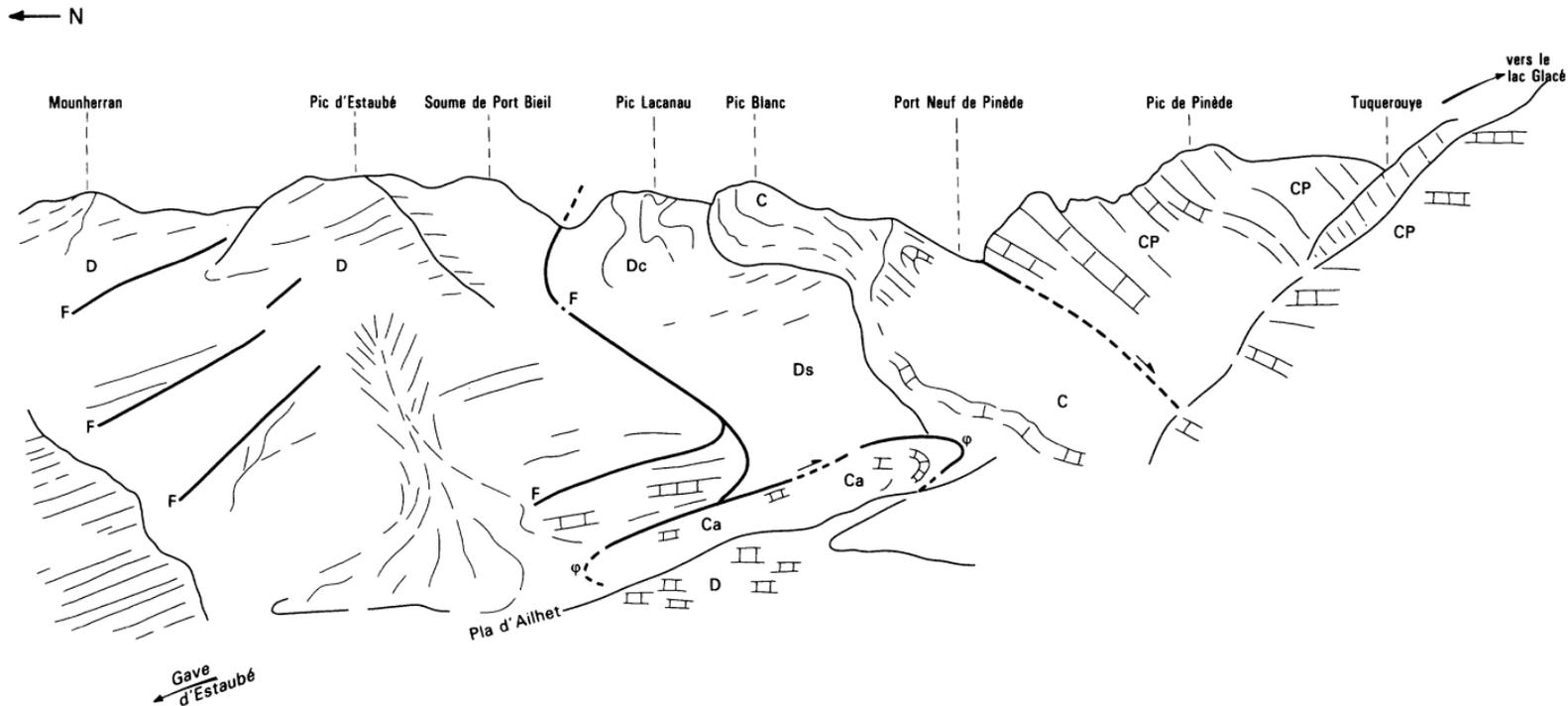
L'ancienne surface de discordance a été déformée par la tectonique pyrénéo-alpine, comme l'ont été les terrains du Crétacé supérieur sus-jacent ; ces terrains sont eux-mêmes plissés (plis déversés au SSW) et porteurs d'un clivage schisteux de plan axial traversant la discordance qui, localement jalonnée de matériaux cataclastiques, semble avoir été surface d'anisotropie active dans la tectonique alpine (fig. 11).



es : clivage schisteux, plan axial des plis déversés du revêtement crétacé

Fig. 11 - La base du Crétacé supérieur (C) et sa surface de discordance (SD) sur le Dévonien rubéfié au front de la nappe paléozoïque, près de la Hourquette d'Alans (versant Estaubé)
Schéma de C. Majesté-Menjoules

Un tel site (comme, plus au Sud-Ouest, cf. *supra*), celui où du « Grès rouge » s'interpose entre le matériel hercynien et le Crétacé, est un lieu privilégié lorsqu'on veut s'efforcer d'analyser la part des tectoniques varisque et alpine dans l'architecture de détail de cette partie de la chaîne.



D : Dévonien (calcaires péliciques ou gréseux) de la partie principale de la nappe ; Dc, DS : Dévonien (et Carbonifère basal) calcaires et Dévonien schisteux de l'unité frontale de la nappe paléozoïque ; Ca : Crétacé supérieur autochtone (fenêtre du Pla d'Ailhet) ; C : Crétacé supérieur allochtone ; CP : Crétacé supérieur de la nappe du mont Perdu

Fig. 12 - Panorama du versant oriental de la vallée d'Estaubé, depuis la Hourquette d'Alans
(croquis de C. Majesté-Menjoulas, adapté)

Au-delà de la Hourquette d'Alans, vers l'Est (éclairage d'après-midi plus favorable), on découvre le paysage de la haute vallée méridienne d'Estaubé (fig. 12), avec de gauche à droite (du Nord au Sud) :

—le Mounherran (francisé en Montferrand : 2 793 m) et le pic d'Estaubé (2 807 m), dont les parties sommitales sont armées par les puissantes assises gréso-quartzitiques plissées du complexe de Sia (d5-6) que, plus bas, des festons de la Formation des calcaires du Gabiédu (d5) séparent de l'épais ensemble pélitique et carbonatée éodévoniens de la Formation du Bouneu (d2-4) ;

—l'entaille frontalière du Port Bieil (2 596 m) par où passe, au sein du Paléozoïque, un accident directionnel séparant le corps principal de la nappe (au Nord) et une unité méridionale frontale, apparent prolongement de l'unité du Chinipro ; y apparaissent (comme peut-être aussi en un témoin exigu porté, plus au Nord, par la crête d'Estaubé) des terrains mésodévoniens et néodévoniens, calcaréo-détritiques, aux faciès particuliers: ces terrains dessinent de complexes replis (tectoniques superposées) sur les pentes du pic la Canau (2 766 m), immédiatement au Sud du Port Bieil ;

—la masse du pic Blanc (2 828 m) qui est formée par les premières assises néocrétacées du revêtement frontal de la nappe paléozoïque, prolongeant celles qui passent à la Hourquette d'Alans. Au-dessus, plus au Sud, se trouve de même l'exact prolongement des terrains et dispositifs à plongement général au Sud précédemment aperçus dans le pic Rouge de Pailla et l'Astazou (en particulier, base de l'unité du Monte Perdido passant au Port Neuf de Pinède et prolongement des « Grès du Marboré » campano-maastrichtiens de cette unité, dans le pic de Pinède) ;

—les murailles calcaires de Tuquerouye qui, joignant Pinède et Astazou, ferment, en amont, au Sud, la vallée d'Estaubé ; des fractures subméridiennes y ont déterminé la formation de couloirs et brèches dont la « brèche de Tuquerouye ».

C'est cette brèche qu'empruntait, il y a deux siècles, un des grands précurseurs de la géologie pyrénéenne, L. Ramond de Carbonnières : « frappé de voir la pierre calcaire tenir au centre des Pyrénées la place que le granité occupe dans toutes les grandes chaînes connues », il allait découvrir plus haut (au lac Glacé de Tuquerouye) des « rochers tout empâtés des débris du règne organique... vénérables restes qui acquièrent dans les flancs du mont Perdu une importance toute particulière... ». (Toute particulière dans la mesure où il était alors admis que le sommet des montagnes ne pouvait être fait que de granité ou de terrain « primitif » azoïque.)

Vallée d'Estaubé

Le sentier 203 du parc national descend par de multiples lacets en direction de la vallée d'Estaubé. On chemine ainsi sur des terrains dévoniens quartzitiques et pélitiques, homologues de ceux traversés à la montée vers la Hourquette. Plus bas, les calcaires éodévoniens de la « Dalle » (di-2), très karstifiés, se dégagent sous eux, à la partie inférieure de la nappe paléozoïque, en rive gauche du cirque d'Estaubé ; la présence d'un ample cône de déjection caractérise le côté nord-oriental de ce même cirque, sur l'autre versant de la vallée.

C'est à hauteur et en amont de ce cône de déjection (ombilic du pla d'Ailhet) que ressortent, sous le Paléozoïque de la nappe (Dévonien ci-dessus traversé et Silurien ampéliteux par endroits), des lames exiguës de calcaires néocrétacés, ceinturant en partie ici une minuscule fenêtre tectonique.

Le sentier du parc chemine ensuite vers le Nord, vers l'aval, sur les séries dévoniennes : calcaires clairs massifs de la « Dalle » (d1-2) et base des séries pélitico-calcaires schistosées de la Formation du Bouneu (d2-4). L'organisation d'ensemble en est, globalement, subhorizontale, ce qui n'exclut pas la présence de multiples accidents de détail (failles, replis, figures d'étirement, etc.).

Une morphologie glaciaire s'y est imprimée, avec une succession d'ombilics parsemés de tourbières, et de verrous installés sur calcaires (Labassa, pont d'Estaubé), et un profil transversal parfois bien caractéristique (lieu-dit L'Étroit). À partir de la retenue des Gloriettes, à l'altitude de 1667 m, le sentier s'engage, en rive gauche, sur les roches métamorphiques de l'autochtone de la nappe (aucun témoin de Crétacé supérieur autochtone n'est observable ici) : la surface de ces roches est souvent moutonnée, porteuse de stries et cannelures glaciaires orientées suivant l'axe de la vallée.

Les Gloriettes

Le secteur du barrage des Gloriettes est favorable à l'observation de certaines roches du complexe migmatitique formant l'autochtone de la nappe de Gavarnie (demi-fenêtre de Gèdre—Héas) (d'autant plus qu'il peut être atteint par la route, par Gèdre et le pont de l'Araillé).

Dans une carrière anciennement ouverte au Sud-Est du barrage, on peut ainsi observer des migmatites (M¹²). Elles se caractérisent par des alternances millimétriques d'un mélanosome (à biotite, cordiérite, grenat), et d'un leucosome (quartz, plagioclase, feldspath alcalin, cordiérite, muscovite). Il y apparaît par endroits des enclaves de roches quartzitiques, carbonatées (à diopside, grenat, wollastonite), ainsi que de roches basiques. Des plis s'y dessinent, recoupés eux-mêmes par des filons granitiques, ce qui montre que l'anatexie s'est poursuivie après le plissement (varisque).

Non loin de là, s'allongeant vers le NNW vers les granges de Gargantan, à partie de la retenue, affleure, au cœur du socle autochtone, le massif de roches basiques et ultrabasiques des Gloriettes (M9). Il est formé principalement d'un mélagabbro à hornblende, assez nettement folié ou rubané sur ses bordures, plus massif en son centre.

Des amas métriques de roches ultramafiques (péridotites à pyroxène, pyroxénites à olivine ou hornblende) y apparaissent çà et là, non loin de la retenue des Gloriettes. Ces roches correspondent à une série quasi continue allant des péridotites aux gabbros ; elles traduisent le résultat de la cristallisation fractionnée d'un ensemble éruptif mis en place antérieurement à l'anatexie (genèse des migmatites) qui s'est traduite sur elles par le développement de paragenèses secondaires.

Depuis le barrage des Gloriettes, on bénéficie d'une très belle vue en direction du Sud, dans l'enfilade de la vallée d'Estaubé que l'on vient de parcourir, sur les murailles et la brèche de Tuquerouye et, au-delà, sur le massif de Monte Perdido (3 335 m) que l'on tint longtemps pour le plus haut sommet des Pyrénées (cf. *supra*).

Partant de la vallée suspendue d'Estaubé, un gradin de confluence, entaillé en gorge par le gave d'Estaubé, permet d'atteindre, au Nord, l'ancienne auge glaciaire aujourd'hui parcourue du SE au NW par le gave de Héas.

Au-delà, le soubassement métamorphique autochtone (granité d'anatexie à cordiérite $M\gamma c$ et migmatites M^{1-2}) forme les parois septentrionales de la vallée de Héas. Le sommet et la base de la nappe paléozoïque en sont ici largement empâtés par les formations superficielles des pâturages de Camp-long. Plus haut, plus au Nord, se dégagent les assises éodévoniennes à plongement général NNE, formant la crête de Campbieil.

BIBLIOGRAPHIE

ALIBERT C, DEBON F., TERNET Y. (1988) - Le pluton à structure concentrique du Néouvielle : typologie chimique, âge et genèse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, II, p. 49-54, 3 fig.

ANDRÉ J.P. (1985) — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la vallée du Lys, zone axiale des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV, p. 515-522.

ARCHE A. (1971) — Estratigrafia del Devonico en los altos valles del Esera y Pique (Pirineos centrales). *Acta Geol. Hispanica*, VI, n°2, p. 42-45.

BARRIÈRE M. (1972) — Le gabbro orbiculaire des Alharisses (massif du Néouvielle, Pyrénées françaises). *Bull. Soc. fr. minéral, cristall*, t. 95, 4, p. 495-509.

BIXEL F., CLIN M., LUCAS C, MAJESTÉ-MENJOULAS C. *et al.* (1983) — Pyrénées, 500 millions d'années : itinéraires géologiques dans le parc national. Publ. P.N. Pyrénées occidentales, Orléans : BRGM, 100 p.

BOYER F., KRYLATOV S., STOPPEL D. (1974) - Sur le problème de l'existence d'une lacune sous les lydiennes à nodules phosphatés du Dinantien des Pyrénées et de la Montagne noire (France, Espagne). *Geol. Jahrb.*, 9, 60 p., 3 fig., 6 tabl.

BOUQUET C. (1987) — Contribution à la synthèse géologique des Pyrénées. Terrains prévarisques. BRGM/I.G.M.E. (à paraître).

BOUQUET C, STOPPEL D. (1975) - Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (hautes vallées de la Garonne et d'Aure). *Géologie de la France*, sect. I, 2^e sér., p. 7-61, 22 fig., 4 pl.

BRAUX C, POUIT G., ALSAC C. (1979) - Les minéralisations Zn (Pb) stratiformes du Paléozoïque volcano-sédimentaire en bordure nord du dôme du Lys-Caillaouas (val de Lustou et d'Azet). *Bull. BRGM*, sect. II, n° 4, p. 323-331.

BRESSON A. (1902) — La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gèdre. Comparaison des bassins crétacés d'Eaux-Chaudes, de Gèdre et de Gavarnie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 134, p. 63-66.

BRESSON A. (1903) — Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (haute chaîne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 93, 77 fig., 5 pi. 3 cartes.

BRULA P. (1984) — Les schistes noirs et la série paléozoïque du dôme de Bosost-Luchon (Pyrénées centrales). Étude cartographique, pétrographique, géochimique. Relation avec les minéralisations en Zn (Pb). Thèse 3^e cycle, Lyon I.

CHOUKROUNE P. (1968) - Étude structurale de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa. Thèse 3^e cycle, Paris, 76 p., 19 fig.

CHOUKROUNE P., SÉGURET M. (1968) - Exemples de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité. L'autochtone de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 10, fasc. 3, p. 239-246.

CHOUKROUNE P., SÉGURET M., MATTAUER M. (1968) - Sur quelques caractères géométriques de la nappe de Gavarnie. *C.R. Acad. ScL*, Paris, 267, p. 2088-2091.

CLIN M. (1959) — Étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys (thèse État, Nancy). *Mém. BRGM*, n°27 (1964), 311 p., 48 fig., 27 planches.

CRILAT S. (1981) — Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne noire. Thèse État, Paris VI, 475 p., annexes, 14 pl.

DAHMANI A. (1987) — Les formations métamorphiques et anatectiques de Gavarnie, Héas, Barroude et plan de Larri (Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 372 p., 158 fig., 20 tabl., annexes.

DAHMANI A., DRIOUCH Y., DEBAT P. (1987) - Contribution à la Synthèse géologique des Pyrénées. Terrains métamorphiques du cycle varisque. *BRGM/I.G.M.E.* (à paraître), 10 p., 3 fig., 1 tabl.

DALLONI M. (1910) — Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. fac. sci. Marseille*, t. XIX, 436 p., 56 fig., 3 pl.

DEBAT P. (1965) — Les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et de 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 de Héas (Hautes-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 31.

DEL VOLVE J.J. (1981) — Arguments en faveur de l'âge namurien du culm des Pyrénées centrales françaises. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 293, II, p. 219-222, 1 fig.

DELVOVÉ J.J. (1987) — Un bassin synorogénique varisque : le culm des Pyrénées centro-occidentales. Thèse État, Toulouse, 483 p., 135 fig., 9 pl.

DERAMOND J. (1979) — Déformation et déplacement des nappes. Exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). Thèse État, Toulouse, 409 p., fig.

DERAMOND J., DEBAT P., LAMOUREUX C. (1981) - Déplacement de la nappe de Gavarnie : glissement sur les discontinuités et déformations continues. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 23, fasc. 3, p. 211-221.

DERAMOND J., JOSEPH J. (1972) - Formation d'une schistosité par rejeu d'une surface antérieure d'anisotropie : exemple du Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 2149-2152, 2 fig.

DERAMOND J., JOSEPH J., MAJESTÉ-MENJOULAS C, MIROUSE R. (1980) — Géométrie des déformations dans une nappe complexe : la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales, France). *Geol. Rundschau*, B69, H3, p. 659-677.

DERAMOND J., SIRIEYS P. (1981) - Mécanisme de déplacement et déformation des nappes. Exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Rev. fr. géotectonique*, n° 16, p. 41-55.

DRIOUCH Y. (1987) — Les formations plutoniques basiques métamorphosées du complexe de Gavarnie, Héas, Barroude et plan de Larri (Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 372 p., 158 fig., 20 tabl.

FLACHERE H. (1977) — La nappe du mont Perdu et ses relations avec la nappe de Gavarnie. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 88 p., 9 pl. texte + 12 pl. h.t.

GALERA J.M. (1987) — Estudio del Devoniano del Pirineo central español. Tesis Universidad Politecnica Madrid, 276 p., 36 fig., 16 pl.

GRAHAM R., HOSSACK J., DERAMOND J., SOULA J.C. (1987) - Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), III, n° 1, p. 169-181.

HILLEBRANDT A. (von) (1964) - El Terciario bajo de la zona del Monte Perdido (Huesca). *Notas y comm. Serv. Geol. Min. Espana*, 73, p. 61-97.

HOARAU G. (1972) — Roches ultramafiques et migmatites dans la vallée de Héas (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 85 p., 14 fig., 5 tabl.

HUPÉ P. (1947) — La tectonique pyrénéenne dans le granité du Néouvielle (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 225, p. 751.

JOSEPH J. (1973) — Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le gave de Pau. Étude stratigraphique et structurale. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 143 p., 36 fig., 17 pl.

JOSEPH J., LUCAS C. (1972) - Déformations hercyniennes et pyrénéennes dans la nappe de Gavarnie (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 274, p. 657-659.

JOSEPH J., MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1973) - Déformations pyrénéennes dans le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 276, p. 3107-3110.

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. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, vol. 122, p. 213-220.

LACROIX A. (1899-1900) — Le granité des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1^{er} et 2^e mémoires). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. X et XI, n° 64 et 71, 136 p., 30 fig., 6 pl.

LAMOUREUX C. (1976) - Les mylonites dans le massif du Néouvielle (textures, déformations intracrystallines). Déformations pyrénéennes dans un complexe plutonique hercynien. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 148 p., 135 fig., 8 pl., 3 pl. h.t.

LAMOUREUX C. (1987) - Les mylonites des Pyrénées. Classification, mode de formation et évolution. Thèse État, Toulouse, 486 p., 172 fig., 37 tabl., annexes.

LAUMONIER B., GUITARD G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 302, II, p. 473-478.

LISTER G.S., BOLLAND H.J., ZWART H.J. (1986) - Step-wise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Caillaouas massif (Pyrénées). *J. Struct. Geol.*, 4, p. 313-342, fig.

LUCAS C. (1971) — Surface d'érosion triasique et déformations posthercyniennes dans les Pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 277, p. 1944-1947.

LUCAS C. (1985) — Le Grès rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse État, Toulouse III, 267 p., 106 fig.

MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1973) - Déformations tertiaires dans le Paléozoïque pyrénéen : leur évolution à la racine de la nappe de Gavarnie (H.-P.). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 276, p. 3273-3276.

MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1977) - Formation de nappes alpines à matériel paléozoïque dans les Pyrénées occidentales : rôle et comportement de discontinuités hercyniennes majeures. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 285, p. 143-146.

MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1979) - Évolution alpine d'un segment de chaîne varisque : nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts — Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse État, Toulouse, 343 p., 132 fig., 3 pl.

MAJESTÉ-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), XXI, 2, p. 195-199, fig.

MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1982) - L'unité paléozoïque de Bachebirou-Chinipro, témoin d'une tectonique tangentielle varisque dans les Pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 294, II, p. 145-150.

MARTINEZ C. (1968) — Étude structurale de la région de la Cinqueta. Substratum de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales - Espagne). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 107 p., 4 pl.

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.

MIROUSE R. (1962)—Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées (thèse État, Toulouse). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* (1966), 451 p., 122 fig., 16 pl.

MIROUSE R., LUCAS C, RIOS J.M. (1980) - Coupe géologique pédestre Nord-Sud dans les Pyrénées centrales. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, mém. 3, p. 136-147, fig.

MOREAU C. (1975) — L'enclave à staurotide-gédrite de la vallée de Héas (H.-P.) et son encaissant. Étude minéralogique et pétrologique. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 128 p.

MORRE N., THIÉBAUT J. (1967) — Sur une enclave calcaire du granite de Cap de Long (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 303, fasc. 1-2, p. 160-169.

MULLER J., ROGER P. (1977) - L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine (thèse État, Bordeaux III). *Géologie alpine*, t. 53, p. 149-191.

PARISH M. (1984)—A structural interpretation of a section of the Gavarnie Nappe and its implications for pirinean geology. */. Struct. Geol*, vol. 6, n° 3, p. 247-255.

- PÉLISSONNIER H. (1958) - Observations géologiques sur la partie NW de la feuille de Luchon au 1/50000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°255, t. LVI, p. 181-187, 3 fig.
- PÉRÉ A. (1976) — Géologie du Paléozoïque entre l'Aguila et la montagne de Bachebirou (Nord-Est de Gèdre, Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 93 p., 44 fig., 4 pl.
- PERRET M.F. (1989) — Recherches micropaléontologiques et biostatigraphiques (Conodontes, Foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. Thèse État, Toulouse III, 597 p., 160 fig.
- PERRET M.F., JOSEPH J., MIROUSE R., MOURAVIEFF A. (1972) - Un précieux jalon chronostratigraphique dans le Paléozoïque pyrénéen : la datation des « Calcaires rubanés » du pic Larme (H.-P.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 2439-2442.
- POUIT G., BOUQUET C., BOIS J.P. (1979) - Les principaux niveaux minéralisés (Zn, Pb, Cu, Ba) du Paléozoïque des Pyrénées centrales. Éléments de synthèse. *Bull. BRGM*(2), II, 1, p. 23-34.
- PUIGDEFABREGAS C., SOUQUET P. (1986) - Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrénées. *Tectonophysics*, 129, p. 173-203, 19 fig.
- RIOS J.M., GALERA J.M., BARETTINO D. (1987) - Mapa geológico de Espana 1/50000. Hoja 146: Bujaruelo. I.G.M.E. (à l'impression).
- RIOS L.M., BELTRAN F.J., LANAJA J.M., MARIN F.J. (1979a) - Contribucion a la geologia de la Zona Axial Pirenaica, valles del cinca y Esera, provincia de Huesca. *Acta Geologica Hispanica*, t. 14, p. 271-279, 4 fig.
- RIOS L.M., BODEGA F. (1982) - Memoria sobre la organizacion, desarrollo y trabajos realizados en el XXVII Campamento Practicas de Geologia «Bielsa 1981». *Bol. Geol. Minero Espana*, 93, 1, p. 79-83, 3 fig.
- RIOS L.M., LANAJA J.M., BELTRAN F.J. *et al* (1979b) - Mapa geológico de Espana 1/50000. Hoja 31-8 : Liena. I.G.M.E.
- RIOS L.M., LANAJA J.M., RIOS-MITCHELL J.M., MARIN F.J. (1979c) - Memoria de la Hoja 31-9 : Bielsa. I.G.M.E. (à l'impression), 56 p.
- RODDAZ B. (1977) — Le prolongement oriental de la nappe de Gavarnie et son substratum entre Barroude et le Moudang (Pyrénées centrales). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 131 p., 79 fig.
- ROMEY A. (de) (1907) — Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. *Bull. Soc. fr. minéral.*, t. 30, p. 110-216.
- SCHOTT J.J. (1985) — Paléomagnétisme des séries rouges du Permien, du Trias et du Crétacé inférieur, dans les chaînes pyrénéo-cantabrique et nord-ouest ibérique. Implications géodynamiques. Thèse État, Strasbourg.

SÉGURET M. (1970) — Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Thèse État, Montpellier, publ. USTL, 2, 155 p.

SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., GUCHEREAU J.Y. *et al.* (1986a) — Évolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. II, n° 1, p. 79-83, 6 fig.

SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., POUGET P. (1986b) - A dynamic model of the structural évolution of the hercynian Pyrénées. *Tectonophysics*, 129, p. 29-51, 11 fig.

SOUQUET P. (1967) — Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse État, Toulouse, 529 p.

SOUQUET P. (1984) — Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées. *Strata*, univ. Toulouse III, 1, 1, p. 47-70, 14 fig.

SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M., DEBROAS E. J. (1977) - La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, 2, p. 193-216.

TAMBORINI J. (1971) — Contribution à l'étude de la minéralogie et de la métallogénie des contacts du massif du Néouvielle (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse III, 112 p., 25 pl.

TERNET Y. (1986) — Contribution à la « Synthèse géologique des Pyrénées ». Séries prévarisques (à paraître).

TROUILLER A. (1976) — Les terrains paléozoïques de la vallée de Rioumajou (Pyrénées centrales). Stratigraphie, métamorphisme, déformations. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 99 p., 48 planches-texte.

VAN LITH J.G. (1965) — Geology of the spanish part of the Gavarnie nappe (Pyrénées). *Geologica Ultraiectina*, n° 10, 64 p., 32 fig., 5 pl.

ZWART E. J. (1979) - The geology of the Central Pyrénées. *Leidse Geol. Meded.*, D.50, 74 p., 95 fig.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges-Latécoère, BP 4404, 31405 Toulouse cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par R. MIROUSE, professeur à l'université de Toulouse, et P. BARRERE, professeur à l'université de Bordeaux (terrains quaternaires), avec la collaboration de J.C. SOULE et Y. TERNET, ingénieurs géologues au BRGM, pour l'hydrogéologie.

Présentation au CCGF : 23 juin 1988

Acceptation de la carte et de la notice : 12 juin 1990

Impression de la carte : 1993

Impression de la notice : mai 1993

GITES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gave de Gavarnie Gave de Pau (1)	0.4001	Pb Ba Fe	Galène Barytine Sidérite Goethite Calcite Quartz	Champ filonien comprenant une dizaine de filons E-W	Migmatites	Concession Héas et Garvanie instituée en 1856 renoncée en 1933. Du N au S filons de Biroulet, Courmelie, Couret, Barthes, Artigous, Providence, Ramo, Nolou, Edetz, Haignisse, Bréoude, Cazenave. Travaux miniers à Cazenave et au Couret.
Gave de Héas (1)	1.4001	Pb Ba Fe	Galène Barytine Sidérose Hématite Quartz	Champ filonien WNW (7 filons)	Migmatites	Concession Héas et Gavarnie. Du N au S filons de la Gardette, Barbe-de-Bouc, Griffou, Raillère, Gloriette, Cazet, Turron des Artigues. Travaux à La Raillère.
Bergons	1.4002	Mn	Rhodonite Dialogite Pyrolusite Friédéliite	Amas	Schistes Calcaire Radiolarite (Dévonien Dinantien)	2 indices distants de 2 km. À Bachebirou (à l'W) il existe plusieurs lentilles : la plus importante longue de 30 m est puissante de 5-6 m à l'affleurement. Teneur 32 à 36 % Mn. À l'E (ravin de l'Isle) série de 8 lentilles (10 m x 1,20 m). Teneur 25 % Mn.
Montagne de Bourgade 2	2.4001	Fe	Calcite Sidérite	Filonnets	Calcaire (Crétacé)	Indice. Filets de calcite avec traces de sidérite et probablement un filet de blende.

(1) Petite production aux 18^e et 19^e siècles. La position de certains filons est imprécise.

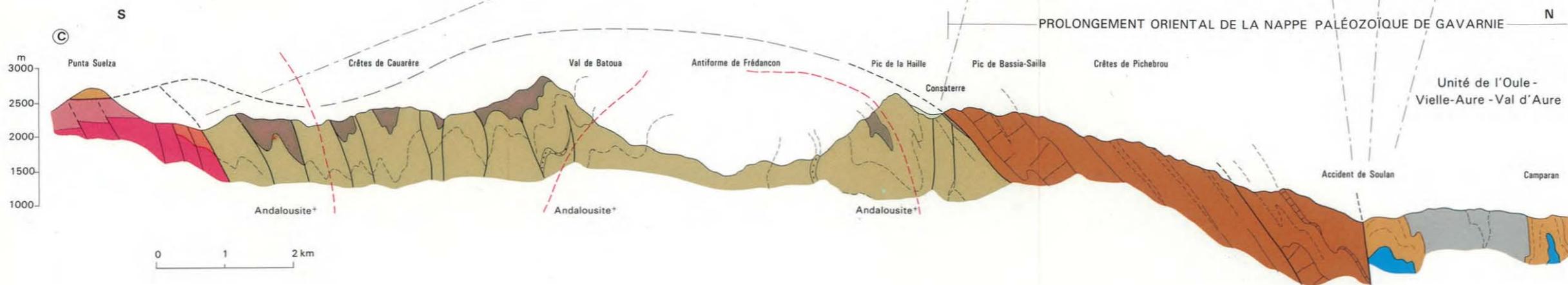
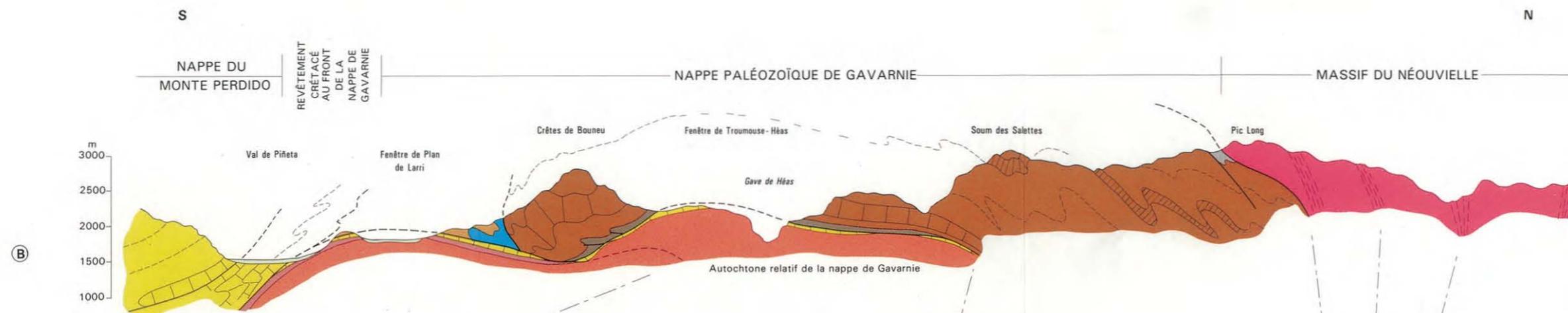
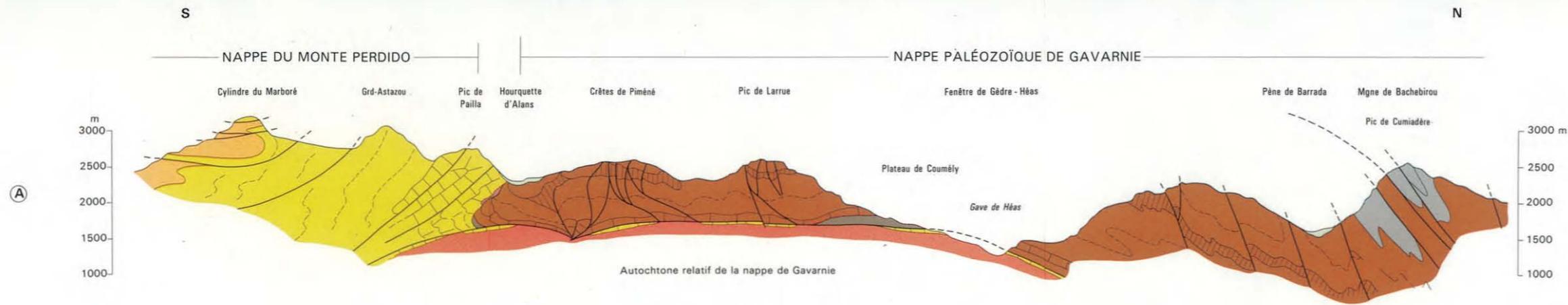
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (SUITE)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pène d'Ays	3.4001	Zn	Blende	Lié aux strates	Calcaires	Indice. Traces de blende dans calcaires au toit d'une lentille de schistes et calcschistes.
Concession de Vielle-Aure : - Coustou - Torrens - Le Bouchet - Soulan	4.4001	Mn	Pyrolusite Dialogite Rhodonite Friedelite	Amas	Calcaire Radiolarite (Dinantien Dévonien sup)	À Coustons exploitation d'une lentille de 30 x 15 m puissante de 3-4 m. 80 % MnO ₂ dans les parties les plus pures. Au Bouchet : filon-couche puissant d'1 m.
	4.4002	Mn	Pyrolusite Dialogite Rhodonite Friedelite	Amas	Calcaire Radiolarite (Dinantien Dévonien sup)	À Torrens : 3 branches réunies en profondeur (puissance 6 m - longueur 40 m). À Soulan : 3 lentilles principales. 30 % Mn pour le minerai trié.
La Géla (2)	6.4001	Pb	Fluorine Galène Sidérite Pyrite Chalcopyrite	Champ filonien	Schistes Quartzites (Ordovicien)	Concession 1865-1934. 3 étages principaux. Série de filons entre 2 failles SW-NE distantes de 100 m. Extrait quelques centaines de tonnes de concentré de plomb.
Pène Male	6.4002	Fe	Sidérite Limonite Pyrite	Filon SW	Granite	Indice. Autre indice dans le prolongement SW à 100 m.

(2) Sous le déversoir du lac de Barroude, cote 2 190 m, stockwerk très lâche de filets et filonnets de sidérose avec blende et traces de fluorine encaissés dans la rhyolite.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (SUITE)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Muraille de Barroude	6.4003	Pb	Galène	Pierre volante	Schistes Quartzites	Indice. Pierre volante décimétrique contenant quelques cristaux de galène.
Montagne du Hourmagerie 1	7.4001	Zn Pb	Blende Galène	Filonnets	Calcaire (Crétacé)	Indice. Microveinules de blende et galène dans les calcaires.



Coupes géologiques

