



ARREAU

La carte géologique à 1/50 000
ARREAU est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest : TARBES (N° 240)
au nord-est : ST-GAUDENS (N° 241)
au sud-ouest : LUZ (N° 251)
au sud-est : BAGNÈRES (N° 252)

Bagnères-de-Bigorre	Montréjeau	St-Gaudens
Campan	ARREAU	Aspet
Vieille-Aure	Bagnères-de-Luchon	Pic de Maubermé

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ARREAU

Barousse

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARREAU A 1/50 000

par

P. BARRÈRE, C. BOUQUET, E.-J. DEBROAS
H. PÉLISSONNIER, B. PEYBERNÈS, J.-C. SOULÉ
P. SOUQUET, Y. TERNET

1984

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	6
Primaire	6
Secondaire	19
Quaternaire	26
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	33
Terrains primaires métamorphiques	33
<i>Métamorphisme régional</i>	33
<i>Métamorphisme de contact</i>	34
Terrains secondaires métamorphiques	35
<i>ROCHES VOLCANIQUES</i>	37
<i>ROCHES GRANITOÏDES</i>	39
Granite de Bordères-Louron	39
Granite de la Barousse	42
Granite de Moncaup	42
Granite du Val de Burat	43
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	43
GÉOLOGIE STRUCTURALE	43
<i>STRUCTURE DE LA HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE</i>	43
<i>STRUCTURE DU MASSIF DE LA BAROUSSE</i>	45
<i>STRUCTURE DES TERRAINS SECONDAIRES ; LA TECTONIQUE PYRÉNÉENNE</i>	46
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	49
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	49
<i>SUBSTANCES MÉTALLIQUES</i>	50
<i>SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX</i>	53
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	54
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	54
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	54
<i>RAPPORTS ET DOCUMENTS INÉDITS</i>	58
<i>DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES ANTÉRIEURS</i>	59
<i>DOCUMENT CARTOGRAPHIQUE POSTÉRIEUR</i>	59
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	59
<i>COLLABORATEURS</i>	60
AUTEURS DE LA NOTICE	60
ANNEXE : TABLEAUX DES GITES DE MINÉRAIS MÉTALLIQUES ET DES SUBSTANCES INDICUÉES SUR LA FEUILLE	61

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire de la feuille Arreau correspond à une région de moyenne montagne (altitudes comprises entre 440 m et 2 193 m), située dans les départements de la Haute-Garonne (partie orientale) et des Hautes-Pyrénées (parties centrale et occidentale). Il est traversé par deux vallées principales d'orientation générale Sud - Nord :

— dans le quart nord-est, la vallée de la Garonne qui reçoit sur sa rive gauche, en amont de Chaum, la Pique grossie du ruisseau de Marignac (Val de Burat), puis, peu au-delà de la limite nord de la feuille, l'Ourse, issue de la confluence à Mauléon-Barousse de l'Ourse de Ferrère et de l'Ourse de Sost ;

— à la lisière occidentale, la vallée de la Neste d'Aure (vallée d'Aure) qui reçoit la Neste du Louron (vallée du Louron) sur sa rive droite, à Arreau.

Entre ces vallées principales on note encore, au Sud, la vallée de la Neste d'Oueil (vallée d'Oueil), affluent de la Pique, et, au Nord, les vallées du Nistos et du ruisseau d'Arize.

Le territoire de la feuille Arreau couvre plusieurs zones structurales de la chaîne des Pyrénées (P. Souquet *et al.*, 1977), à savoir du S.SW au N.NE :

— la Haute chaîne primaire ou Zone primaire axiale. Elle occupe presque toute la moitié sud de la feuille où s'élèvent les sommets les plus hauts : pic de Bacanère (2 193 m) dans le massif entre Garonne et Pique ; mont Né (2 147 m) sur la ligne de crête entre Pique et Neste. Segment de chaîne hercynienne repris dans la chaîne alpine, elle est formée de terrains paléozoïques (Ordovicien à Namurien) recoupés par les granitoïdes du massif de Bordères-Louron et les granites du Val de Buret (ou Burat) et recouverts en discordance par les formations des Grès rouges (Permien à Trias inférieur). Celles-ci forment un panneau monoclinale penté au Nord, continu sur le bord nord de la Haute chaîne de Lez à Cierp-Gaud et Camous, et divers lambeaux isolés au Nord et à l'Est du massif de granitoïdes de Bordères (vallée du Lastié) ;

— les écaïlles bordières de la Haute chaîne. Des terrains de la couverture post-hercynienne de la Haute chaîne (Trias, Cénomaniens à Coniaciens) y sont pincés sur le front de cette dernière dans l'étroite bande de Beyrède-Jumet à présent prolongée vers l'Est jusqu'au Cap Nestès et reconnue, au-delà du petit massif paléozoïque du col de Gembre, à travers les affleurements du vallon de la Salabe et du Couret Sarté, jusqu'à la vallée de l'Ourse de Sost ;

— la Zone interne métamorphique. Limitée par deux accidents crustaux subverticaux, elle est resserrée entre la Haute chaîne primaire, au Sud, et le massif primaire nord-pyrénéen de la Barousse, au Nord. Bien qu'étroite et discontinue, elle est reconnaissable sur toute la largeur de la feuille ; elle y est recoupée par les vallées de la Garonne à Saint-Béat, de la Pique à Cierp-Gaud, de l'Ourse à Sost et de la Neste à Sarrancolin. Sur toute cette étendue la Zone interne est essentiellement constituée par des terrains secondaires antécénomaniens métamorphiques (Trias à Albiens supérieur) associés à des ophites et à des roches éruptives alcalines (épisyénites d'Eup et de Saint-Béat) ; on y connaît aussi des écaïlles primaires (massif de Pariou, au Sud de la Maison Sabathé, dans la vallée de la Neste ; « magma de Cierp » (A. Leymerie, 1881) dans la vallée de la Pique). A cette Zone interne se rattachent aussi le massif de Iherzolite de Moncaup et les écaïlles de gneiss ou granites adjacentes dont l'aire d'affleurement, de forme triangulaire, au Nord-Est du pic du Gar, appartient à la base d'une

unité du Cagire développée sur la feuille voisine Aspet (*cf.* schéma structural). En raison de sa lithologie calcaire ou dolomitique dominante (marbres), la Zone interne coïncide avec une ligne de reliefs assez élevés, escarpés ou boisés (Cap du Mont, 1 207 m, et Montagne de Rié, 1 128 m, au confluent Garonne-Pique ; pic de Mont Las, 1 729 m, à l'Ouest de l'Ourse de Sost ; Cap Nesté et pic de Montillet, 1 502 m, à l'Est de la Neste d'Aure) ;

— la Zone nord-pyrénéenne. Elle occupe presque toute la moitié nord de la feuille où on distingue le massif primaire de la Barousse et l'ensemble des terrains post-hercyniens de la série secondaire nord-pyrénéenne. Le massif de la Barousse, tel qu'on le définit traditionnellement, comprend en fait deux massifs distincts (J. Thiébaud, 1957) séparés par une zone de failles NE—SW dont le tracé, largement masqué par des dépôts quaternaires, passe par Moncaup, Frontignan-de-Comminges, Cazarih, Esbareich et le bois de Mont-Las. Au Sud-Est de cette dislocation, c'est le massif de Chaum, constitué par le socle cristallophyllien de la montagne du Hourmigué et les terrains paléozoïques (Ordovicien à Dévonien) du versant oriental de la vallée de la Garonne à l'aplomb de Chaum et de Fronsac ; sa couverture post-hercynienne (Trias inférieur à Aptien) s'étage au-dessus dans la montagne et les falaises du pic du Gar. Au Nord-Ouest, c'est le massif de Ferrère, constitué par des terrains paléozoïques (Ordovicien à Dévonien), des massifs de granite intrusif (granite de la Barousse) et un tégument de Grès rouges discordants (Trias inférieur).

La série nord-pyrénéenne qui couvre toute la bordure nord de la feuille (Trias supérieur à Albien supérieur et Turono-Coniacien) est indépendante à la fois du massif de Chaum et du massif de Ferrère dont elle est séparée par des contacts anormaux. Ses termes à dominante carbonatée (Jurassique, Berriasien, Barrémien) forment plusieurs alignements de chaînons boisés au Nord des massifs (bois de Rouère et montagne de Gert, de part et d'autre de la Garonne ; bois du Mont-Saqueton, montagne de Mont-Mouch, bois de Pène-Haute et bois d'Estivère entre Ourse et Neste d'Aure) ; ses termes pélitiques, les plus élevés dans la série (Bédoulien et Gargasien surtout), se développent dans la moitié orientale de la frange nord de la feuille, à l'Est des reliefs du pic de Mont Caup et du col de Chérach, dans le synclinal de l'Ourse.

Les grandes glaciations quaternaires ont marqué de leur empreinte érosive les parties d'altitude élevée du Sud de la feuille, ainsi que les vallées principales de la Neste et de la Pique-Garonne qui présentent le profil caractéristique en U à pied de versants surcreusés.

Les dépôts morainiques entraînés par ces glaciers de vallées sont particulièrement développés dans la dépression de la Barousse, au confluent de l'Ourse de Ferrère et de l'Ourse de Sost par suite d'une diffluence du glacier de la Garonne à hauteur de Siradan. Les moraines frontales du glacier de la Garonne sont situées plus au Nord sur la feuille Montréjeau.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Primaire

O1-2. **Ordovicien inférieur. Schistes gris.** Une série monotone de schistes à patine gris-argent à gris foncé et à cassure sombre forment, dans la Barousse occidentale, le soubassement des pics de Montaut et de Mont-Aspet. Son épaisseur était certainement supérieure à 500 m avant l'intrusion à sa base du granite de la Barousse. Elle est entièrement azoïque.

Ces schistes à séricite, chlorite et quartz de néogène, à minces lits discontinus plus riches en petits grains de quartz, paraissent dériver d'argiles silteuses finement stratifiées. La proportion des quartz et leur granulométrie semblent augmenter dans la partie supérieure de la série. Il s'agit de dépôts de décantation plus ou moins rythmés dans un milieu marin calme.

O2a. Ordovicien inférieur. Quartzites blancs. Entre la montagne de Collantigue et le village de Ferrère, des quartzites à patine jaunâtre à beige, à cassure blanche, surmontent la série des schistes gris. La route forestière du Nistos, dans la vallée de la Lère, et les crêtes du pic Montaut en offrent de bons affleurements.

Ces roches se présentent en gros bancs d'épaisseur métrique vers la base, puis en bancs de 0,10 à 0,50 m d'épaisseur parfois séparés par une alternance de lits d'épaisseur centimétrique de schistes argileux et de grès. Des intercalations dolomitiques ménagent une transition progressive avec la formation sus-jacente.

Leur puissance est de 200 m environ entre le pic de Montaut et la vallée de la Lère ; elle diminue rapidement vers l'Est pour ne plus atteindre qu'une dizaine de mètres près de Ferrère.

Dans le versant oriental du pic de Mont-Aspet, les quartzites ne sont présents qu'en minces lentilles plus ou moins alignées entre la série inférieure des schistes gris et la série supérieure des schistes rubanés.

Ce sont d'anciens grès essentiellement quartzeux, hétérométriques (grains de 150 à 1 500 μ) et sans classement notable. La proportion importante des minéraux lourds (zircon et tourmaline) rappelle celle des grès de l'Ordovicien inférieur du Massif armoricain et d'Espagne. Ils contiennent aussi de petites concentrations de blende et de pyrite. Le ciment peut être une dolomie cristalline quand la néogène de quartz et de séricite est peu importante. Ils se sont probablement déposés dans un milieu littoral et agité.

O2b. Ordovicien inférieur. Dolomies et calcaires dolomitiques. Des dolomies à patine rousse et à cassure gris-bleu, saccharoïde, surmontent en concordance les quartzites. On peut les observer le long des pistes forestières du versant est du pic de Montaut et sur la crête de Gloupe-Hup, au Sud de ce pic.

Leur épaisseur, qui est de 200 m environ à l'Ouest de la vallée de la Lère, diminue rapidement vers l'Est ; elles disparaissent dans le versant nord-est du pic de Douly.

Ces dolomies cristallines plus ou moins quartzueuses, à granules de pyrite et à traces de blende, alternent parfois, surtout vers la base, avec de petits niveaux de grès. Elles proviennent de calcaires plus ou moins détritiques, conservés par place, qui pourraient correspondre aux calcaires ariégeois « de Bentaillou » (feuille Pic de Maubermé).

Nulle trace d'organisme n'a encore été décelée dans cet ensemble très transformé dont le dépôt a pu se faire sur un haut-fond ou en domaine côtier.

O3-6. Ordovicien moyen à supérieur. Schistes à lits gréseux. Il s'agit de schistes gris-bleu à bleu-noir, rubanés de lits gréseux clairs, qui surmontent en concordance les dolomies et les quartzites du front nord de la Barousse et, directement, à quelques lentilles de quartzites près, la série inférieure des schistes gris du massif du pic de Mont-Aspet. Les schistes siluriens leur succèdent normalement au col d'Estieuère et au mont Sieut. Leur puissance est certainement supérieure à 200 mètres.

Les lits gréseux ont une épaisseur variant du mm au cm ou plus, et sont constitués de grains de quartz de 30 à 50 μ dont l'usure est moindre, en général, que celle des grains de la série des schistes gris et qui sont très rarement classés. Les lits sont généralement espacés de plusieurs cm ou de plusieurs dm, mais ils sont parfois très rapprochés ce qui, de loin, peut donner à la roche l'aspect d'un véritable grès. Il existe aussi des bancs lenticulaires de grès-quartzite atteignant 1 m d'épaisseur.

Les lits schisteux, pélitiques, renferment de la séricite et de la chlorite en partie néoformée.

Vers le sommet de la série se trouve le *seul niveau fossilifère* des terrains ordoviciens : quelques mètres de *grauwackes et de calcschistes à empreintes parfois abondantes d'Orthis*, de Cystidés, de Cœlentérés et de Bryozoaires, connus également au sommet de l'Ordovicien de la Haute chaîne et que l'on attribue à l'Asghillien.

L'ensemble évoque un milieu de dépôt néritique.

O1.6. Ordovicien indifférencié. Schistes. Sont groupés sous cette rubrique les schistes monotones en apparence, qui affleurent sous le Silurien entre les vallées de la Pique et de la Garonne, et les terrains tectonisés qui forment au Sud-Ouest de Sarrancolin l'écaïlle « de la maison Pariou ».

Ces derniers sont des schistes bleus plus ou moins rubanés qui sont probablement à rapprocher des schistes à lits gréseux (O3-6) de la partie supérieure de la série ordovicienne du massif du mont Aspet.

Entre la Pique et la Garonne, et plus particulièrement dans le val de Burat, on distingue, au-dessus d'un matériel quartziteux :

- des *schistes rubanés* correspondant à une alternance de lits sombres schisteux à séricite, chlorite, pyrite, et de lits clairs, gréseux ou microconglomératiques, à quartz, feldspath et micas. L'épaisseur des lits varie du mm au cm ou plus. Le rubanement est plus ou moins régulier et continu,
- des *schistes sombres*, gris-bleu, peu gréseux et rarement rubanés.

Dans ces deux séries, et semble-t-il préférentiellement au niveau de leur zone de transition, existent des lentilles peu épaisses de *grauwackes*, de microconglomérats et de conglomérats dans lesquels on remarque la présence, en proportion variable, de quartz d'origine volcanique. L'une d'elles, à éléments de quartz et de quartzite, couronne le promontoire qui domine la rive droite de la vallée de la Pique, à 800 m au Nord-Est de Cier-de-Luchon. Elles correspondent à la série intermédiaire détritique en partie à matériel acide et puissante de 300 m qui sépare, à l'Est de la Garonne, dans la région d'Argut (feuille Aspet), les deux séries schisteuses.

A peu de distance des schistes carburés siluriens existe, comme dans la Barousse, un niveau de *grauwackes et de calcaires minces à Orthis*, datés de l'Asghillien, qu'on peut observer près de Pratiel et de Cier-de-Luchon.

Il n'y a pas dans cette région d'intercalation calcaire susceptible de correspondre aux calcaires de Bentaillou (feuille Pic de Maubermé) et qui permettrait de préciser la position stratigraphique des séries décrites.

S. Silurien. Schistes noirs, carburés, pyriteux. Aux schistes sombres à minces lits de grès de l'Ordovicien terminal succèdent progressivement les schistes carburés typiques du Silurien. Ce sont des schistes argileux, noirs, à grain très fin, graphiteux, souvent pyriteux, tachant les doigts. En plusieurs points (col de Bas, col d'Estieuère, chapelle d'Espouts,...), ils ont fourni des Graptolites dont la répartition va du Llandovérien supérieur au Ludlowien inférieur. Leur épaisseur

apparente est extrêmement variable du fait de leur grande incompetence et des contraintes tectoniques subies : elle ne semble pas, dans les secteurs les moins plissés, être supérieure à 200 mètres. Les phénomènes de disharmonie entre les couches sont très fréquents au sein de la formation et au contact avec les terrains voisins.

Dans le détail, on constate un passage progressif des schistes à lits silteux de l'Asghillien à des schistes quartziteux de plus en plus sombres. Ceux-ci sont surmontés par les schistes carburés, puis par des schistes noirs à petits bancs ou lentilles de calcaires noirs, fréquemment détritiques et fossilifères ; ces calcaires ont été recoupés à plusieurs reprises à 40 et 60 m du toit du Silurien par la galerie d'E.D.F. située en rive gauche de la Pique entre le barrage d'Ichart (Luret) et l'usine de Cierp ; ils sont connus au sommet de la bande silurienne du soubassement du pic du Gar, où ils ont fourni des Orthocères et *Cardiola interrupta*.

Là où la schistosité est à peu près parallèle à la stratification apparaissent parfois sur les dalles de schistes d'assez nombreux Graptolites : *Monograptus clingani*, *M. spiralis*, *M. halli*, *M. crispus*, *M. priodon*, *M. roemeri*, *M. colonnus*, *Rastrites longispinus*, *R. ritcheri*, *R. socialis*, *Retiolites geinitzianus*, qui se répartissent de la zone 19 à la zone 34 de la classification d'Elles, c'est-à-dire du Llandoveryen supérieur au Ludlowien inférieur compris. Ainsi, la base et le sommet du Silurien ne seraient pas représentés par les schistes carburés à Graptolites *sensu stricto*.

Ces dépôts pélagiques, peut-être peu profonds et d'ailleurs souvent associés à des calcaires néritiques, caractérisent le Silurien tout au long de la chaîne des Pyrénées mais aussi dans la Montagne Noire, dans le Massif armoricain, dans le Nord de l'Europe et sur les autres continents ; pour expliquer cette remarquable extension du faciès on a évoqué une remontée du niveau des océans à la suite de la fonte des glaciers ordoviciens.

Nota. Dans la vallée de la Pique et dans le Val de Burat, il existe à divers niveaux des roches blanchâtres, dures, en couches d'épaisseur métrique et parallèles à la stratification, qui ont été autrefois décrites comme des quartzites ; il s'agit, en fait, de filons-couches de rhyolite (eurilites) dont on trouvera la description au chapitre des roches volcaniques.

d₁₋₃, d_{1-3C}. Dévonien inférieur à moyen. Schistes ardoisiers et calcschistes à petits bancs calcaires (d₁₋₃), à intercalations de calcaires massifs clairs à Encrines (d_{1-3C}). On observe régionalement la série suivante, de bas en haut :

- schistes ardoisiers, noirs, luisants, non pyriteux, intercalés de quelques bancs de calcaires noirs (30 m),
- calcschistes bleu mat, roux en altération, et calcaires gris-bleu en lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique, ayant fourni dans les Hautes-Pyrénées (feuille Argelès-Gazost) une faune coblencienne (60 à 100 m),
- calcaires clairs à Encrines, en bancs d'épaisseur variable, en intercalations métriques à décamétriques (d_{1-3C}) dans des
- schistes gris-bleu à faune de Trilobites de Cathervielle (feuille Bagnères-de-Luchon) comprenant *Thysanopeltis*, *Phacopidella micromma*, *Gourdonia gourdoni*, *Phacops fecundus*, et à Goniates du genre *Anarcestes*, indiquant l'Elfélien (70 m).

Une bonne coupe existe à Signac ; on rencontre la succession suivante, du Sud vers le Nord et de bas en haut :

- sur la route de Bachos, des schistes gris-bleu à minces lits calcaires renfer-

mant *Icriodus huddlei curvicauda* et *I. simulator simulator*, Conodontes du Siegénien (20 m),

— des calcschistes, des schistes et des calcaires gris localement à Encrines (50 m) ;

— immédiatement à l'Ouest du village, des calcaires gris foncé à noirs, à patine grise ou beige, en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, massifs à certains niveaux, qui ont fourni une abondante faune de Conodontes, parmi lesquels *Ancyrodelloides trigonica*, *Icriodus huddlei*, *I. angustoides* cf *angustoides*, *Ozarkodina denkmanni*, *Spathognathodus asymmetricus*, *S. transitans*, indiquant un âge gedinnien à siegénien (45 m),

— des schistes à lits calcaires lenticulaires renfermant *Bellodella triangularis*, *Icriodus pesavis*, *Spathognathodus steinhornensis*, Conodontes indiquant le Siegénien et la base de l'Emsien (30 m),

— des calcaires gris à patine rousse, en bancs d'épaisseur décimétrique au maximum, à intercalation de schistes gris dans la moitié inférieure, renfermant *Belodella triangularis*, *Icriodus expansus*, *I. latericrescens bilatericrescens*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis*, qui les situent à l'Emsien (32 m),

— des calcaires dolomitiques gris à patine rousse, en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique parfois séparés par des lits schisteux gris, à Encrines, Styliolines, Ostracodes et Conodontes, montant peut-être jusqu'au Givétien (14 m).

Le long de la piste forestière passant à la cabane de Saubette, à 10 km à l'Ouest de Signac, succèdent à des calcaires gris foncé à noirs, en bancs décimétriques (> 15 m), des calcschistes et des calcaires argileux à amandes calcaires (80 m), puis des schistes argileux jaunâtres encore à lentilles ou lits de carbonates (35 m). Les Conodontes permettent d'attribuer ces couches à l'Emsien et au Dévonien moyen.

A l'Est de Chaum, sous la discordance des terrains triasiques de la base du pic du Gar, il s'agit de schistes argileux sombres et de calcschistes localement riches en Encrines. Près de la chapelle d'Esputs, des calcaires plus ou moins dolomitiques intercalés de *shales* (> 20 m), situés à la base, contiennent des Conodontes indiquant le Siegénien—base de l'Emsien. Des lits carbonatés intercalés dans les schistes argileux noirs qui les surmontent ont fourni des formes de l'Emsien. Au Nord de la chapelle, des grauweekes (4 m) contiennent en grand nombre des Brachiopodes, des Fénestelles et des tiges de Crinoïdes.

Dans la Barousse occidentale, on trouve, au-dessus des schistes carburés siluriens, des schistes sombres à rares lits quartziteux clairs dans lesquels, à la grange Barrail, dans la partie amont de la vallée de l'Arize, s'intercalent des calcaires et des grauweekes fossilifères (5 à 10 m).

Ainsi, la région paraît occupée, au Dévonien inférieur et pendant une partie du Dévonien moyen, par une mer calme et peu profonde, exempte d'apports détritiques grossiers, peut-être grâce à l'éloignement des rivages, dans laquelle se déposent des argiles associées à des carbonates, mais aussi des calcaires, peu épais, sur des haut-fonds apparus à la faveur de retards de la subsidence d'ailleurs peu active.

Nota. Sur la bordure sud de la feuille, à 1,5 km à l'Ouest de Mayrègne, les terrains situés au Sud des calcaires du Dévonien moyen à supérieur appartiennent au Dévonien inférieur décrit ci-dessus et non au Carbonifère comme indiqué par erreur.

d4-h 1a. Dévonien moyen à supérieur et base du Dinantien (Givétien à Tournaisien basal). Calcschistes, calcaires « griottes », calcaires amyg-

daloïdes. Les calcaires du Dévonien moyen et supérieur donnent de beaux affleurements continus (mais souvent abrupts) sur le pourtour de l'aire dévonienne comprise entre la vallée de la Pique et le mont Né.

Schématiquement, ils comprennent, de bas en haut :

— des *schistes* associés à des *calcschistes clairs et versicolores* parfois à structure amygdaloïde, intercalés de *bancs calcaires* et de *bancs dolomitiques* peu épais (100 à 120 m, beaucoup moins vers le Sud),

— des *calcaires amygdaloïdes roses, rouges (griottes) et verts*, à faune de Clyménies faméniennes dite « de Coularie », du nom d'un ravin proche de Bourg-d'Oueil (20 à 40 m),

— des *dolomies, des calcaires dolomitiques* et des *calcaires* en partie à structure amygdaloïde (20 à 30 m).

Près du village de Signac, on peut observer, à quelques lacunes près, la succession lithostratigraphique de cet ensemble dans lequel l'abondance des Conodontes a permis de reconnaître les diverses zones biostratigraphiques établies grâce à ces organismes dans les faciès germaniques, et dont la valeur est maintenant reconnue dans le monde entier. On rencontre, de bas en haut :

— des calcaires en petits bancs et des calcschistes de teinte gris-vert, à structure amygdaloïde par places, ayant fourni, vers le haut, *Polygnathus varcus* et *P. xylus* qui indiquent le Givétien supérieur (28 m),

— des calcschistes affleurant assez mal (7 m),

— des calcschistes gris et verts, intercalés de calcaires amygdaloïdes en petits bancs à Conodontes des genres *Palmatolepis* et *Polygnathus* de la zone à *Ancyrognathus asymmetricus* qui correspond au Frasnien inférieur (3 m),

— des calcaires gris, amygdaloïdes, en bancs de 1 à 3 cm d'épaisseur séparés par des lits schisteux, à formes du Frasnien inférieur également (3 m),

— des calcaires amygdaloïdes et des calcschistes en bancs minces, gris, gris-violet à brunâtres, à Conodontes des zones à *Ancyrognathus triangularis* et à *Palmatolepis gigas* du Frasnien moyen à supérieur (20 m),

— des calcaires « griottes » typiques, à Goniatites formant souvent le noyau des amygdales, très riches en Conodontes des zones à *Palmatolepis crepida* et à *Palmatolepis rhomboidea* du Famennien inférieur (15 m),

— des calcaires amygdaloïdes de teinte rouge mêlée de gris clair et de vert (joints argileux déformés) atteignant le Famennien moyen (25 m),

— des calcaires amygdaloïdes blancs, parfois veinés de rouge et de vert atteignant la zone à *Scaphignathus velifer* du Famennien moyen (10 m),

— des calcaires dolomitiques bruns (calcaires supragriottes) à nombreux représentants des espèces du Famennien moyen et supérieur (18 m),

— au-dessus d'un lit de schistes argileux de 0,15 m, des calcaires identiques aux précédents mais recélant de nombreux Conodontes des genres *Polygnathus* et *Siphonodella* des zones du Tournaisien inférieur (1,50 m à 2 m).

Cette faune tournaisienne a été rencontrée aussi dans les derniers mètres des calcaires qui affleurent près de la cabane Saubette ; c'est pour cette raison que l'indice d4-h1a a été adopté pour cet ensemble. Des constatations identiques ont été faites en d'autres points des Pyrénées et de la Montagne Noire, en sorte que la notion de lacune complète du Tournaisien, longtemps classique, est maintenant abandonnée.

La succession décrite à Signac se retrouve tout au long de la bande septentrionale de calcaires, jusqu'aux pentes du mont Né. Mais ailleurs, apparaît une

certaine évolution : au Nord de Bourg-d'Oueil, l'ensemble n'a que 50 m de puissance ; au Sud de ce village, on note un amincissement des calcaires griottes, d'ailleurs peu individualisés, sous 30 m de calcaires supra-griottes ici blancs ou gris bleuté et à grain fin ; encore plus au Sud, vers le col de Peyresourde (feuille Bagnères-de-Luchon), la formation est réduite à 15 ou 20 m d'épaisseur, l'équivalent des calcaires griottes n'en constituant qu'une faible part. Il y a passage latéral progressif de la formation des calcaires griottes à une formation gréseuse frasnienne bien développée dans la région des Agudes (Bagnères-de-Luchon).

Une dolomitisation épigénétique affecte divers niveaux des termes carbonatés de la série dévonienne, en particulier dans la bande Signac—mont Né ; cette métasomatose, et les minéralisations métalliques diffuses qui l'accompagnent souvent, semble en relation avec la proximité de la faille majeure qui sépare la Haute chaîne primaire des unités nord-pyrénéennes.

Au Dévonien supérieur, la région est le domaine d'une mer peu profonde, à fond peu subsident, dans laquelle se déposent des carbonates relativement peu épais ; les calcaires griottes correspondraient à des régions côtières ou à des épisodes particulièrement peu profonds, ainsi que tend à le prouver la dolomie massive signalée à leur base près de Grailhen.

h_{1b}. Tournaisien moyen à supérieur. Lydiennes à nodules phosphatés, jaspes clairs et schistes noirs. Une formation de jaspes sombres (lydiennes), à la base, et de jaspes clairs séparés par des calcaires peu épais, surmontent les calcaires supra-griottes. Sa faible épaisseur (20 m) favorise sa dissimulation par les recouvrements superficiels ou sa disparition par laminage tectonique, en particulier dans les flancs de plis. Elle a été enlevée par érosion sous le Namurien détritique (h₃) suivant un sillon W-E Grailhen—Avajan—Mayrègne qui se prolongerait par Salles-et-Pratviel sur la feuille Bagnères-de-Luchon.

Les lydiennes renferment des concentrations de phosphate autrefois exploitées à Cierp.

C'est au bord de la route forestière de la cabane Saubette que se trouve l'un des plus beaux affleurements de cette formation qui comprend, au-dessus des calcaires supragriottes :

- **des jaspes inférieurs** se subdivisant, de bas en haut, en :
 - schistes noirs à petites lentilles puis à lits lenticulaires de chert noir, contenant dans la partie supérieure de gros nodules phosphatés noirs atteignant 10 cm de diamètre (0,60 m),
 - lydiennes en lits lenticulaires épais de 1 à 3 cm intercalés de schistes noirs, à nodules et disques phosphatés et à nodules pyriteux (1,25 m),
 - jaspes gris en bancs de 1 à 5 cm d'épaisseur (1,20 m),
 - lydiennes en bancs de 2 à 7 cm d'épaisseur intercalés de schistes noirs, à nodules et lentilles phosphatés (0,60 m),
 - schistes gris foncé, sans nodules phosphatés ;
- **des calcaires intercalaires**, gris-bleu foncé à gris-beige rosé, datés du Tournaisien supérieur (0,90 m) ;
- **des jaspes supérieurs** comprenant :
 - un matériel argileux vert clair à passées plus ou moins nettes de pyroclastite et de jaspe (2 m),
 - une alternance de bancs de 3 à 5 cm d'épaisseur de jaspes vert clair et de

lits de 1 à 2,5 cm d'épaisseur de pyroclastite et/ou de schistes de teinte verte (2,50 m),

— des jaspes verts en bancs massifs de 20 à 30 cm d'épaisseur, toujours intercalés de pyroclastite ou de schistes et auxquels s'associent des lentilles et nodules calcaires (3,30 m).

Ce type de succession lithostratigraphique se retrouve tout au long de la bande septentrionale des calcaires dévono-carbonifères Saubette—Cierp. Mais, vers le Sud, on observe les variations suivantes :

— *disparition rapide des calcaires intercalaires*, le passage des jaspes inférieurs aux jaspes supérieurs se faisant soit par la disparition progressive de la coloration noire, soit par un niveau (0,50 m) où alternent des lits de jaspes noirs et de jaspes clairs ;

— *augmentation de l'épaisseur des jaspes inférieurs* qui atteint 10,60 m à Grailhen, en corrélation avec une diminution du nombre des nodules phosphatés, et *augmentation de l'épaisseur des jaspes supérieurs* qui est de 15 à 20 m à Grailhen, dans le même temps qu'apparaît un enrichissement en manganèse (dendrites) annonçant les amas lenticulaires de minerai oxydé autrefois exploités sur le territoire de la feuille Bagnères-de-Luchon.

Pétrographiquement, *les jaspes*, roches siliceuses très dures de couleur variée, sont impurs avec de nombreuses traînées sériciteuses, des biotites et des rutiles détritiques, dans un fond de calcédoine isotrope. Des fantômes de Radiolaires apparaissent sous forme de sphéroïdes de calcédoine et de quartz, parfois visibles à l'œil nu sur le fond sombre de la roche. La coloration noire des lydiennes est due à de très fines inclusions charbonneuses.

Les nodules phosphatés, en fait des lentilles très renflées, sont disposés dans le plan de la stratification et sont concordants avec les lits de lydiennes. Formés vraisemblablement au cours de la diagenèse, ils ont une structure concentrique comprenant un noyau concrétionné, riche en phosphate, souvent constitué autour de restes d'organismes, et un cortex fait de plusieurs couches d'apatite fibreuse. La teneur de ces nodules en P_2O_5 atteint 33 %.

Les pyroclastites se présentent en lits plus ou moins nets et granoclassés et sont constituées d'aiguilles de quartz, de grains de zircon, d'apatite et de feldspath, en particulier d'albite, de lamelles de chlorite et d'échardes de verre volcanique, dans une mésostase de quartzocapote, de séricite et de chlorite en grains très fins. Leur origine volcanique est certaine, mais leur mode de transport (aérien ou en milieu marin) ainsi que la situation du ou des centres d'émission sont encore l'objet de nombreuses interrogations.

Cette formation bien particulière des jaspes à nodules phosphatés, connue sur une grande partie des Pyrénées et dans la Montagne Noire et ayant des équivalents dans l'Europe du Nord, s'est déposée dans une mer peu profonde, calme, protégée des apports détritiques peut-être par la végétation abondante des rivages, et siège d'une activité fumerollienne sous-marine l'enrichissant en silice, en manganèse et en phosphore.

h2a. Viséen. Calcaires à zones siliceuses. Schistes versicolores. Les jaspes sont surmontés par des calcaires d'une dizaine de mètres de puissance environ, souvent caractérisés par des lentilles et des rubans siliceux.

Sur la route forestière de la cabane Saubette ils comprennent, de bas en haut :

— un calcaire gris-mauve, à grain fin, à tendance noduleuse, en bancs de 15 cm, alternant dans la moitié inférieure avec des lits de schiste argileux verdâtre (4 m),

— une dolomie épigénétique à structure noduleuse encore visible, à accidents siliceux et à intercalation de schistes à nodules dolomitiques (\approx 10 m).

Près de Grailhen la succession se présente différemment :

- une alternance de calcaires à rares accidents siliceux et de schistes ou de pyroclastites (3 m),
- des calcaires gris-bleu à quelques accidents siliceux, en bancs d'épaisseur décimétrique (8,20 m),
- des schistes argileux et des pyroclastites associés alternant avec des calcaires (1,10 m),
- des calcaires à joints argileux verdâtres (2,80 m),
- des calcaires en bancs d'épaisseur décimétrique et des calcaires phylliteux feuilletés, gris foncé.

Ces calcaires renferment une association de Conodontes (dont *Gnathodus commutatus commutatus*, *Gnathodus bilineatus*) du Viséen supérieur.

Ils sont séparés de l'ensemble détritique du « Culm » par des schistes argileux de teinte émeraude ou lie-de-vin, épais de 10 à 20 m, qu'on peut encore ranger dans le Viséen.

h2b-c, h3. **Namurien. Grès, schistes argileux, lentilles conglomératiques et calcaires (h3C) du Culm.** Une puissante série détritique repose sur les schistes versicolores viséens, mais aussi sur des termes antérieurs, par exemple sur les calcaires du Dévonien supérieur (Bourg-d'Oueil, forêt de la Lit), par l'intermédiaire d'une surface de ravinement.

Il s'agit d'une série rythmique de schistes ardoisiers sombres et de grès en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, dans laquelle s'intercalent des lentilles de conglomérat, des ensembles de grès, des alternances de calcaires, calcaires gréseux, schistes et conglomérats. On peut facilement l'observer le long des pistes forestières du bois de Libon, par exemple. Elle rappelle le « Culm » des bassins carbonifères du Massif Central et du Nord de l'Europe.

• **Les conglomérats**, dont la stratification est en général soulignée par des niveaux de grès grossier, sont constitués de galets anguleux de jaspes gris, de lydienes et de quartzites et de galets arrondis de quartz blanc, de 0,5 à 3 cm en moyenne de grand diamètre, plus rarement 6 à 10 cm, et d'un ciment où se retrouvent les composants précités unis par un liant peu abondant de nature argilo-siliceuse. Sauf exceptions, il n'y a pas de classement interne des éléments.

Ces conglomérats constituent, entre autres affleurements, le mur rocheux vertical, épais de 10 m environ, bien visible sur la rive gauche de la Neste d'Aure à 1,5 km en aval d'Arreau. On les trouve à la base de certains bancs et en assises bien individualisées dans des ensembles gréseux, par exemple au Nord de Fréchet-Aure.

• **Les grès** forment des assises de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de puissance ; à patine ocre et à cassure gris-bleu ou claire, ils se présentent en bancs de 0,20 à 0,40 m d'épaisseur à fréquentes stratifications entrecroisées ; ils conservent parfois des empreintes de végétaux et des pistes de vers (schistes et grès à *Nereites* de Bourg-d'Oueil) ; ce sont des grès fins à grains de quartz en majorité subanguleux, associés à une faible quantité de feldspaths et de minéraux lourds, et à ciment microquartzitique assez abondant.

Entre Gouaux et Grailhen, à Avajan et à Cazaux, dans la forêt de la Lit, des grès calcaireux grossiers et des pélites gréseuses contiennent des éléments cal-

caires et siliceux de taille centimétrique à décimétrique. Ils sont associés à des alternances de calcaires, de calcaires gréseux, de grès grossiers lenticulaires et de brèches à éléments de jaspes et de calcaires. Les niveaux calcaires ont parfois une importance justifiant leur cartographie (col de Sahiestre, h3C).

Une étude sédimentologique des terrains situés entre Arreau et Fréchet-Aure distingue dans cette série une mégaséquence positive de base et une mégaséquence négative supérieure. La première débute par des grès dans la région d'Arreau et se termine par des pélites et par les Calcaires d'Ardengost ; la seconde voit progressivement diminuer les influences marines avec la réapparition de pélites gréseuses puis de grès et de conglomérats à caractères de dépôts peu profond sous influences fluvio-estuariennes.

L'épaisseur de la série ne peut être appréciée en raison d'une tectonique complexe qui fait affleurer des couches difficiles à corrélérer ; elle est au minimum de 500 mètres.

Ces couches furent attribuées en totalité au Dinantien, au début de ce siècle, d'après des formes dans un état de conservation laissant à désirer, récoltées essentiellement près d'Aspin-Aure (feuille Campan) et comprenant des Brachiopodes (*Spirifer*, *Productus*, *Orthis*), des Trilobites, des Bryozoaires et des Coelentérés. Les Calcaires d'Ardengost à *Productus giganteus* étaient également rangés dans le Dinantien.

A l'époque du lever de cette carte l'âge namurien d'une partie de la série (h3) avait été envisagé. De nouveaux arguments invitent maintenant (1981) à l'étendre aux terrains notés h2b-c. Ce sont : l'âge viséen supérieur des calcaires à silex sous-jacents, l'attribution au Namurien de la totalité des Calcaires d'Ardengost, la récolte le long des pistes forestières du bois de Libon de Brachiopodes du Namurien supérieur (*Brachythyrina (Anthracothyrina) perextensa* nov. sp., *Brachythyrina (Anthracothyrina) bressoni* nov. sp.) et de Trilobites du Namurien moyen (*Paladin latilimbatus*), la présence dans un banc calcaire situé à la limite des feuilles Arreau et Campan sur la route de Gouaux à Grailhen de Conodontes (*) du Namurien moyen à supérieur (*Cavusgnathus* cf. *transistoria* Dunn, *Neognathodus bassleri bassleri* Harris et Hollingworth, *Streptognatodus* sp. indet.), la présence de végétaux d'âge namurien (*Diplotmena dissectum*, *D. adiantoides* et *Mesocalamites*) dans des grès au Nord de Fréchet-Aure. Enfin, des éléments calcaires des conglomérats ont fourni des Conodontes d'âges variés, les plus récents étant du Viséen supérieur ; ces conglomérats sont donc au moins namuriens.

Les dépôts de cette série correspondent à une sédimentation côtière de type paralique, plus ou moins soumise à des influences deltaïques et fluviales marquées par des épandages de grès et de conglomérats. Les apports de matériel se faisaient, semble-t-il, du Sud vers le Nord. Cette accumulation dans une zone subsidente traduit la reprise de l'érosion sur un continent voisin en liaison avec les mouvements précurseurs de l'orogénèse hercynienne.

h2c. Namurien. Calcaires d'Ardengost à Polypiers et Brachiopodes. Ces calcaires massifs constituent la barre rocheuse claire, bien visible dans le paysage, qui traverse la vallée de la Neste au Sud de Fréchet-Aure, forme les abrupts du bois de la Hèche, les pentes du bois de Jézeau et la montagne d'Areng. La masse principale est entourée de nombreux diverticules et lentilles calcaires (dont certaines, non figurées sur la carte, s'alignent jusque dans le bois de Libon, à l'Est). Sur leur pourtour, ces calcaires sont en parfaite conti-

(*) Déterminations D. Stoppel, 1981.

nuité stratigraphique avec les schistes et grès du Culm dans lesquels ils sont intercalés.

Le long de la route de Fréchet-Aure, on observe, du Sud vers le Nord, et vraisemblablement de bas en haut :

- des calcaires massifs, gris, à grain fin, micritiques, contenant des petits grains de quartz, de rares débris de Crinoïdes et des Bryozoaires (140 m ?),
- des calcaires massifs plus sombres, à nombreux débris d'Algues, de Crinoïdes, de Foraminifères, de Bryozoaires et de Brachiopodes (30 m),
- des pélites sombres (2 m),
- des calcaires noirs micritiques dont la base est très riche en *Productus* de grande taille (2,50 m),
- au-delà d'une lacune d'observation correspondant à 50 m de série environ, des calcaires gris foncé à grain fin, riches en débris d'Algues et d'organismes divers (12 m).

Dans la montagne d'Areng, approximativement sur le méridien de la cabane du même nom, se succèdent du Sud vers le Nord, au-dessus des schistes et grès du Culm :

- une alternance de niveaux d'épaisseur métrique de calcaires rougeâtres en bancs parfois noduleux, localement dolomitiques, à Polypiers, Crinoïdes, Bryozoaires et Algues, et de pélites plus ou moins gréseuses (15 m),
- des calcaires gris, massifs, formés de biomicrite et de biosparite, à Algues abondantes (50 m),
- des calcaires lités, gris, ocre, rougeâtres surtout vers le haut, bioclastiques, montrant à l'œil nu de grands débris d'organismes et contenant un niveau à *Productus* localisé au toit d'une couche de pélites sombres (40 m).

Il apparaît ainsi que l'ensemble comprend une formation de *calcaires massifs, micritiques*, et une formation de *calcaires lités, biodétritiques*, plutôt localisée au sommet et sur le pourtour du massif. Cette répartition permet d'esquisser une reconstitution des étapes de la sédimentation : sur un haut-fond momentanément du talus détritique du Culm, dû à un ralentissement local de la subsidence, la prolifération des algues dans des eaux chaudes, peu profondes et aérées, favorise la fixation des carbonates ; la subsidence permet une accumulation importante de calcaires fins et de tests (parfois conservés en position de vie) de Polypiers et de Bryozoaires, tandis que sur les bords du haut-fond des écroulements par gravité ou dus à l'activité tectonique (séismes) et un milieu plus agité provoquent la formation de sédiments remaniant les débris de la flore et de la faune et le glissement d'olistolites (Serre de Castet) assez loin dans l'aire restée soumise à la sédimentation pélitico-gréseuse ; les apports terrigènes atteignent à nouveau la région lors du dépôt des calcaires lités qui se fait dans un milieu parfois assez agité ; puis, la subsidence s'accroissant, c'est le retour des dépôts grésopélitiques qui enfouissent définitivement le massif calcaire.

Les Calcaires d'Ardengost renferment une riche faune de Foraminifères, de Brachiopodes, de Polypiers ainsi que des Algues.

On pensait, jusqu'il y a quelques années, que la microfaune de Foraminifères indiquait un âge viséen supérieur—base du Namurien ce qui s'accordait avec l'âge viséen attribué alors à une grande partie des schistes et grès du Culm (c'est cette attribution que traduit la notation h_{2c} affectée aux Calcaires d'Ardengost sur la carte). Une étude détaillée récente a conclu que ces Foraminifères, en particulier avec le genre *Eosigmoilina*, sont significatifs d'un âge namurien inférieur (Serpukhovien).

Parmi les Brachiopodes, *Gigantoproductus irregularis* indique aussi le Namurien.

Ce rajeunissement des Calcaires d'Ardengost est en accord avec l'attribution récente au Namurien des Schistes et grès du Culm.

Les Polypiers comprennent des formes solitaires (Hétérocoralliaires et certains Polypiers rugueux) le plus souvent situées dans les calcaires lités, et des formes coloniales (Tabulés et Chaetétidés) plus nombreuses dans les calcaires massifs. Quelques-uns, comme *Dibunophyllum* et *Koninckophyllum* sont connus dans le Namurien.

Les Algues nombreuses et bien conservées comprennent des Codiacées, des Dasycladacées, des Girvanelles.

r1. Permien. Formation de l'Escale : conglomérat polygénique, grès et pélites gris-vert. Dans la vallée de la Neste d'Aure, une assise d'une dizaine de mètres d'épaisseur de conglomérat polygénique, passant latéralement à une alternance de grès et de pélites gris-vert, repose en discordance sur les grès du Carbonifère. Elle constitue la base de la série détritico-rougeâtre permotriasique qui franchit la vallée à hauteur des villages de Camous et de Jumet. On peut l'observer sur la crête de l'Escale, à 500 m au Nord de Fréchet-Aure, et dans le lit du ruisseau d'Ardengost.

Le conglomérat a une teinte claire due aux éléments calcaires dominants. Ceux-ci, anguleux à arrondis, de 3 à 15 cm de long en moyenne mais pouvant atteindre 60 cm, sont, en grande majorité, des calcaires identiques aux Calcaires d'Ardengost tout proches, et, pour une faible part, des calcaires dévoniens. Les autres éléments, plus arrondis, sont des quartz, des quartzites et des jasps. Le ciment, peu important, est carbonaté et à fine phase quartzreuse.

A une dizaine de mètres au-dessus de la base, les éléments calcaires se trouvent dispersés dans un grès gris à vert pâle qui remplace aussi le conglomérat latéralement, de part et d'autre de la vallée. Ces grès, silteux à grossiers, contiennent de petits fragments de calcaire et de quartzite dans un ciment carbonaté très finement gréseux ; leur composition et leur stratification bien marquée évoquent un dépôt en milieu aquatique qui contraste avec les conditions continentales de l'accumulation des brèches sus-jacentes.

Le degré d'usure très faible des éléments et l'abondance des calcaires type Ardengost mettent en évidence une origine rapprochée sans pour autant en indiquer la direction. Cependant, vu la concentration du conglomérat dans la vallée de la Neste, la source principale ne devrait pas en être très éloignée.

r2. Permien. Formation de la Coume-Vieille : brèches rouges à éléments de quartzites. Cette formation de teinte brun violacé, essentiellement bréchique à gros éléments de quartzite et à quelques niveaux irréguliers de pélites, de microbrèches et de galets, vient en continuité, dans la vallée de la Neste d'Aure, avec la formation de l'Escale. Elle est bien exposée au bord de la route d'Arreau et dans la tranchée de la voie ferrée, dans le prolongement du bois de la Coume-Vieille dont elle constitue les escarpements.

Sa puissance, qui est de 700 m dans la vallée de la Neste, diminue vers l'Est : 300 m au Nord d'Ardengost, 100 m au Nord du pic d'Areng, beaucoup moins au-delà ; puis elle disparaît progressivement sous le Trias transgressif.

Vers l'Est aussi, à partir des Granges d'Esplassa, elle repose directement, en discordance, sur le Carbonifère, le premier terme, bréchique à microbréchique avec des petits bancs de microgrès à ciment calcaire, le tout de teinte gris-vert et épais au plus de 10 m, rappelant cependant la formation de l'Escale.

Les éléments sont des blocs anguleux de quartzites clairs et de quartzites sombres à patine rougeâtre de 5 à 30 cm de long et, en faible proportion, des galets plus émoussés de jaspes et de quartz. Les éléments calcaires sont très rares sauf au Nord du pic d'Areng. Le ciment est grésophylliteux et de teinte rouge sombre. Une stratification assez grossière est parfois soulignée par des lits de galets aplatis ; des bancs d'une dizaine de mètres de puissance se remarquent parfois avec du recul.

Les lentilles de microbrèches sont constituées de graviers assez arrondis de schistes, de micaschistes et de quartz dans un ciment grésophylliteux parfois carbonaté. La stratification est mieux marquée par des lits de composition et de couleur différentes.

L'origine de ces matériaux, en fait celle des quartzites largement majoritaires, semble se trouver dans le massif de terrains ordoviciens de la Barousse, mais un apport en petits éléments de schistes et de grès carbonifères de la région d'Arreau n'est pas exclue. Leur accumulation préférentielle à l'emplacement de la vallée de la Neste d'Aure est certainement due à l'existence d'une dépression continentale subsidente ; autour de celle-ci des reliefs étaient soumis à une érosion intense sous un climat qui devait être, d'après divers indices, aride et chaud ; le transport des éboulis, assez court, s'est fait vraisemblablement par nappes boueuses à l'occasion de périodes pluvieuses. Les altérites ferrugineuses des terrains érodés ont transmis leur teinte rouge à toute la formation.

r3. Permien. Formation de Camous : brèches rouges stratifiées à éléments calcaires. Une formation de brèches contenant des éléments calcaires, en plus des éléments de quartzite, et à stratification assez bien marquée par des niveaux de grès de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, succède, brutalement, dans la vallée de la Neste d'Aure, à la formation de la Coume-Vieille.

D'un rouge plus clair que cette dernière, elle atteint 300 m de puissance près du village de Camous où il est aisé de l'observer. Elle s'amincit considérablement à l'Est d'Ardengost, en même temps qu'il devient moins facile de la distinguer de la formation de la Coume-Vieille.

Les éléments calcaires parfois très abondants, peu arrondis, de 10 à 25 cm de grand diamètre, proviennent de niveaux variés du Dévonien (calcaires griottes, calcaires crinoïdiques...). Les éléments de quartzite sont analogues à ceux de la formation de la Coume-Vieille et ont, en général, les mêmes dimensions que les éléments calcaires. Les galets de jaspe et de quartz, dont la taille peut atteindre 7 à 8 cm, sont peu nombreux. Les proportions de ces divers éléments sont très variables d'un point à un autre, de même que varie l'importance du ciment argilo-ferrugineux rougeâtre (présence d'une argile caractéristique, la *sudoïte*) plus ou moins carbonaté. L'alignement de galets plats ou l'alternance de lits plus ou moins riches en divers éléments marquent parfois la stratification.

Les grès, rouges, ont des caractéristiques granulométriques et une composition beaucoup plus constantes que celles des grès de la formation de la Coume-Vieille ; ce sont des grès moyens à petits grains calcaires et à matrice argilomicacée imprégnée de sparite.

L'origine des éléments calcaires, proche d'après leurs formes anguleuses, semble se situer au Sud, vers les plis de matériel dévonien du Sud de Sost et du Sud d'Arreau (feuille Campan), bien qu'on ne puisse exclure l'hypothèse de l'érosion totale d'une couverture dévonienne de la Barousse. A l'époque du dépôt de la formation de Camous, l'érosion atteignait des terrains plus anciens que lors du dépôt de la formation de l'Escale.

Le climat et le mode de transport vers la dépression de la Neste d'Aure toujours subsidente demeurent presque les mêmes que lors du dépôt de la formation de la Coume-Vieille. Cependant, sans doute par suite d'une humidité plus importante, les brèches et les grès ébauchent un dispositif séquentiel et s'esquisse une répartition des dépôts depuis le sommet des cônes de cailloutis, vers l'Ouest, jusqu'à une zone de glacis aux écoulements temporaires d'eau claire.

La faune de Polypiers, signalée autrefois au sein de cette formation de Camous et qui aurait signé l'existence d'un horizon marin, est en réalité remaniée et, d'ailleurs, d'âge carbonifère certain.

Secondaire

t1-2. Trias inférieur. Formation d'Escalère : poudingues, grès et argilites rouges. Il s'agit, au-dessus d'un *poudingue* rouge pâle à gros galets de quartzites et de quartz, d'une série bien stratifiée de *conglomérats*, de *grès grossiers à fins* et d'*argilites*, en général de teinte rouge mais souvent gris-vert ou blanche, de 200 m de puissance environ dans la vallée de la Neste d'Aure. Les sentiers montant du hameau de l'Escalère vers le village de Jumet en montrent de bons affleurements.

Elle surmonte en concordance, par une surface régulière, peut-être d'érosion, les brèches de la formation de Camous. Transgressive, elle repose vers l'Est sur les couches de base du Permien puis, en discordance angulaire, sur les terrains carbonifères et dévoniens. Sur le versant nord de la Barousse, dans le bois de Sérizède et au pic de la Humassade, ce sont des niveaux supérieurs de la série, transgressifs à leur tour, qui reposent en discordance sur les terrains paléozoïques.

Son sommet étant souvent tronqué par faille ou dissimulé sous des éboulis, on ne connaît pas partout son épaisseur avec précision ; néanmoins, on constate une diminution vers l'Est : 300 m au pic d'Areng, 55 m à Crouhens, 70 m au Sud de Sost et près de Marignac. Mais les séquences qui la composent, délimitées par des poudingues de base qui forment des repères bien visibles dans le paysage, sont continues.

• **Le poudingue de base** de la formation (« poudingue limite ») a une épaisseur de 4 à 10 ou 12 mètres. Sa coloration rouge pâle à rose est due à la pellicule rouge d'oxyde de fer qui revêt les éléments et au pigment également ferrugineux du niment. Son caractère original est la nette dominance des galets et des blocs de quartzites bien arrondis, de 10 à 50 cm de diamètre. S'y ajoutent des galets plus petits de quartz, de jaspe et plus rarement de pegmatite. Le ciment gréseux est toujours bien lavé et bien classé si l'on considère une faible tranche de sédiment. Ce matériel forme soit des bancs granoclassés de 0,30 à 2 m d'épaisseur, soit une seule assise également granoclassée.

Ce « poudingue limite » est la base d'un premier mégarythme. Deux autres complètent la série vers le haut, chacun débutant par de gros bancs de conglomérats et d'arkoses entre lesquels se développent des séquences plus minces de poudingues, de grès et de pélites argileuses parfois micacées. Le troisième est transgressif hors de la dépression de la vallée de la Neste sur les reliefs paléozoïques voisins. C'est lui que l'on trouve sur le versant nord de la Barousse, dans le bois de Sérizède et au pic de la Humassade.

• **Dans les conglomérats** dont les éléments bien arrondis atteignent 15 cm de diamètre, ce sont les quartz qui dominent sur les quartzites et les jaspes.

• **Les grès** sont soit *quartzeux*, soit *feldspathiques*. Les premiers, fréquemment rouges, rarement clairs ou vert pâle, sont formés de grains anguleux parfois pluricristallins de quartz. Les plus grossiers contiennent aussi des fragments hétérométriques de quartzite, de grès et de micaschiste ainsi que des lamelles de micas et des minéraux lourds. Les grès fins sont mieux classés et comportent en général un liant très finement quartzeux et argilo-micacé teinté par de l'hématite.

Dans les *grès feldspathiques*, clairs ou bariolés de vert et de rose, les grains, tous anguleux, sont pour 1/3 des grains de feldspaths alcalins et plagioclases non altérés et pour le reste des grains de quartz et, en assez faible quantité, des fragments de gneiss et de granite. La matrice est argilo-micacée. Ces couches sont connues pour leur radioactivité relativement élevée (jusqu'à 150 chocs-seconde) sans doute due aux concentrations en minéraux lourds : zircons, grains d'apatite et de sphène.

Les *grès très fins*, verts ou rouges, sont formés de petits grains bien classés de quartz et de lamelles de muscovite dans une matrice argilo-ferrugineuse.

Les *argilites*, d'un rouge pâle, en bancs compacts et à cassure régulière, contiennent surtout de l'illite. Elles deviennent plus importantes vers le haut de la série où elles s'associent à de petits bancs dolomitiques et sableux évoquant un milieu évaporitique. Près de Crouhens, elles ont fourni de mauvais restes végétaux datés alors du Permien (flore de l'Angaride) mais qui doivent plutôt correspondre à la flore à *Equisetum arenaceum* du Trias inférieur découverte dans une série du versant espagnol des Pyrénées analogue à la formation d'Escalère.

L'origine de tous ces matériaux est très certainement le massif paléozoïque de la Barousse et ses prolongements probables vers l'Ouest. En effet : de nombreux critères sédimentologiques tels que l'agencement des galets, la disposition des fréquentes stratifications entrecroisées, l'évolution morphoscopique des éléments, etc., indiquent régulièrement des sens d'apport orientés de NW—SE à NE—SW et rejoignant des écoulements W-E ; il y a identité du point de vue pétrographique entre les éléments des conglomérats et les terrains de ce massif, en particulier pour les quartzites ; le faible degré d'usure des éléments et la bonne conservation des feldspaths et de la biotite s'accordent avec la proximité de la région érodée.

Dans le transport, l'eau a joué un rôle plus important qu'au Permien ; il existait un véritable réseau hydrographique divaguant et temporaire sous un climat toujours chaud mais sans doute périodiquement plus humide que celui du Permien.

Par rapport à la période précédente, l'arasement de la plupart des reliefs permet aux produits de l'érosion de s'étaler de plus en plus largement dans un paysage de pédiplaine. Ils proviennent de reliefs, entretenus par les mouvements verticaux, et s'accumulent particulièrement dans le secteur toujours subsident de l'actuelle vallée de la Neste.

t3.6. Trias moyen. Dolomies et calcaires. Le Trias carbonaté n'affleure bien qu'aux abords du col de l'Aouet, à 5 km environ à l'Est de Fréchet-Aure. On y reconnaît à la base quelques mètres de dolomies bleu-noir que surmontent des calcaires massifs (2 à 3 m) puis des calcaires gris clair en bancs décimétriques qui ont fourni au col de Beyrède (feuille Campan, à 3 km à l'Ouest de la limite occidentale de la feuille Arreau) *Pseudofurnishius murcianus*, Conodonte du Ladinien. Des calcaires massifs puis en plaquettes, à bioturbations très caractéristiques (les « calcaires vermiculés ») et des dolomies jaune clair terminent la série épaisse au total d'une vingtaine de mètres.

Le Trias moyen voit donc se produire un important changement paléogéographique : l'invasion par la mer de cette portion du continent hercynien. Cette mer, qui a déjà recouvert le Nord-Est de l'Europe au Muschelkalk, n'atteint que plus tardivement l'emplacement des Pyrénées.

t7.9. Trias supérieur (Keuper). Argiles versicolores, dolomies, cargneules. Ce terrain affleure très mal et ne peut guère être observé qu'en quelques points (route de Thèbe à Siradan ; croix de la cote 626 au Sud-Ouest de Thèbe ; entre Ourde et le pic d'Arien ; au Sud de mont Saqueton ; à l'Est de Rebouc ; aux environs du col de l'Aouet). Il est généralement représenté par des argilites (chlorite-corrensites), souvent replissées ou schisteuses, de teinte plutôt verdâtre ou jaunâtre ; les dolomies et les cargneules jaunâtres qui s'y associent de manière désordonnée correspondent à une tendance régressive de la mer. Ces roches sont uniformément accompagnées d'ophites cartographiées seulement quand elles constituent des masses suffisamment importantes.

Le Trias supérieur a joué un rôle tectonique déterminant en permettant le décollement et le plissement de la couverture post-hercynienne. Sur le territoire de la feuille, il jalonne ainsi des contacts anormaux.

l1.4. Hettangien à Lotharingien *pro parte*. Complexe calcaréodolomitique du Lias inférieur. On y reconnaît, de bas en haut :

— des calcaires dolomitiques et des dolomies bréchiques (dites « hettangiennes »), correspondant à des brèches de dissolution (50 m). Localement s'intercalent dans l'assise des tufs volcaniques, notés *l1t7* et équivalents du tuf de Ségalas (G. Dubar, 1925), dans l'Ariège (feuille Saint-Girons à 1/50 000) ;

— des calcaires à microrhythmes (30 à 50 m), gris bleuté, agencés en séquences métriques intertidales qui, lorsqu'elles sont complètes (col d'Estivère), comprennent 4 horizons successifs : un horizon bioclastique, un horizon à Stromatolithes plans (laminites), un horizon à Stromatolithes ondulés (pseudocolumnaires) et un horizon de cargneules et de calcrètes ;

— des calcaires graveleux et oolithiques, à *Encrines* silicifiées (quelques mètres) ;

— des calcaires argileux, livrant quelques Rhynchonelles à cachet lotharingien. L'ensemble de ces niveaux du Lias inférieur s'organise en une mégaséquence transgressive couronnée par un fond durci visible à Rebouc.

l5.8. Lias moyen à supérieur. Marnes et calcaires. Cet ensemble affleure mal mais se repère facilement car il forme une sorte de combe suivie sur toute la largeur de la feuille de Saint-Pé-d'Ardet, à l'Est, à Rebouc, à l'Ouest.

D'après la description de G. Dubar (1925) et la révision en cours de Ph. Faure, il comprend deux mégaséquences régressives de milieu marin ouvert, ainsi constituées, de bas en haut :

• **Mégaséquence I (Carixien et Domérien)**

— Marno-calcaires roux du Carixien. Trois niveaux s'y succèdent : (a) des calcaires oolithiques ferrugineux (2 m), à Polypiers, Brachiopodes (*Cuersithyriscuersensis*, *Gibbirhynchia curviceps*) et *Platypleuroceras* sp. (bas de la zone à Jamesoni), récoltés à Rebouc ; (b) un calcaire à *Lobothyris subpunctata* ; (c) des marno-calcaires à *Aegoceras* de teinte grise ou beige (10 m), qui contiennent vers leur sommet (à l'Ouest de Thèbe), *Aegoceras* gr. *maculatum* et *Prodactyloceras ibericum* (zone à Davoei) ;

— Marnes à *Amaltheus* du Domérien inférieur et moyen (40 m env.). Elles four-

nissent, vers leur base, à Rebouc, *Amaltheus stokesi*, *Protogrammoceras occi-*
dentale et *Becheiceras* (zone à Stokesi) ; leur partie supérieure (35 m), sombre
et feuilletée, est azoïque ;

— Calcaires bioclastiques, roux, à Pectinidés du Domérien supérieur (10 m). Ce
sont des calcaires noduleux admettant encore des intercalations de marnes
sombres. Ils sont fossilifères (Lamellibranches divers, Gryphées, Bélemnites,
Pentacrines) et ont fourni, à Rebouc, des *Zeilleria* qui permettent une attribu-
tion probable au Domérien. Au col d'Estivère, à l'Est de Rebouc, on note la
présence de calcaires récifaux, à Madréporaires et *Montlivaultia* (J. Delfaud,
1968).

• **Mégaséquence II (Toarcien - Dogger)**

— Calcaire roux à *Terebratula jauberti* du Toarcien inférieur (6 m). Il s'agit de
calcaires bioclastiques ferrugineux intercalés avec des marnes noduleuses som-
bres qui contiennent de nombreux Brachiopodes (zone à Serpentinum) : *Stol-*
morhynchia bouchardi (à la base), *Sphaeroidothyris dubari*, *Lobothyris hispan-*
nica, *Telothyris pyrenaica* et *Terebratula jauberti* (au sommet) :

— Marnes noires à *Pseudogrammoceras* (ou à *Hildoceras*) du Toarcien supé-
rieur (40 m). Ce sont des marnes sombres schisteuses où G. Dubar a signalé
Hildoceras bifrons à l'Ouest de Thèbe ; leurs dernières couches contiennent
Dumortiera gr. *subondulata* (zone à Pseudoradosa) ;

— Marno-calcaires lumachelliques à Gryphées du Toarcien supérieur (3 m). Ce
niveau repère, à *Gryphaea sublobata*, marque le passage Lias-Dogger. Il affleure
à l'Ouest de Rebouc, près de Thèbe, sur la route du col des Ares et au pied du
pic de Gar.

La mégaséquence II se poursuit au-dessus dans les calcaires et dolomies du
Dogger.

jD. **Aalénien à Oxfordien. Dolomies noires indifférenciées dites**
« Dolomies inférieures » (B. Peybernès, 1976). Épaisses de 150 à 400 m selon
les coupes, ces dolomies se répartissent à peu près pour moitié dans le Dogger
et pour moitié dans l'Oxfordien. Elles admettent plusieurs intercalations
calcaires dont la description est donnée ci-après.

lj. **Aalénien. Calcaires à oncolithes.** Ce sont quelques décimètres à quelques
mètres de calcaires ferrugineux, rougeâtres, à rares Serpules (*Tetraserpula qua-*
dricristata), Algues Dasycladacées (*Sarfatiella dubari*), Lenticulines, entroques
et Bryozoaires. Très discontinus car le plus souvent dolomités, ces calcaires à
oncolithes affleurent de part et d'autre de la vallée de la Neste d'Aure
(Rebouc), au mont Saqueton (du bois des Teusses à Ourde), au col d'Esputs
(au Nord-Est du pic du Gar). Le reste du Dogger est généralement dolomitisé
sauf sur le versant méridional/occidental du pic du Gar où l'on observe deux
intercalations calcaires successives :

— une dizaine de mètres de calcaires à coprolithes (Bathonien inférieur ?) dont
on retrouve un équivalent à Charophytes près de Thèbe (« Calcaires lacustres
de Thèbe » in J. Delfaud, 1966 et 1969) ;

— quelques bancs de calcaires à *Trocholina palastiniensis* et *Paracoskinolina*
occitania (Bathonien supérieur). Un équivalent latéral de ces calcaires renferme
Prækurnubia crusei à l'Ouest de la butte de Péré (Nord d'Ore).

j5-6. **Oxfordien supérieur ? Calcaires oolithiques et graveleux à grandes**
Trocholines. Développés depuis la vallée d'Aure (chemin de Cap de Tuou à
Léchan) jusqu'au pic du Gar, ces calcaires constituent une importante intercala-

tion d'épaisseur variable au sein de la moitié supérieure des dolomies noires. Ils présentent partout une microfaune caractéristique (B. Peybernès, 1976) avec : *Kurnubia palastiniensis*, *Chablaisia chablaisensis*, *Valvulina lugeoni*, *Nautiloculina oolithica*, *Cladocoropsis mirabilis* et, surtout, d'abondantes *Trocholina gigantea*. La présence de bioturbations emplies de dolomies noires confère un aspect « tigré », relevé par J. Delfaud (1969). Dans la coupe du pic du Gar, ces calcaires reposent directement sur les calcaires du Bathonien supérieur, cette disposition traduisant une possible lacune du Callovien et d'une partie (?) de l'Oxfordien,

J7-8. Kimméridgien. Brèches polygéniques, calcaires argileux noirs à Lituolidés. Des brèches calcaires et dolomitiques forment une assise de 20 à 100 m d'épaisseur nettement soulignée par un relief dans la topographie (pic du Gar, Tourroc, pic de Picarre, Sarrancolin, crête de Pène Haute). Au pic du Gar, M. Casteras *et al.* (1963) ont observé une discordance angulaire entre ces brèches et les dolomies sous-jacentes qu'elles remanient à l'état de blocs anguleux. La présence de quelques bancs calcaires à *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina virguliana*, intercalés dans la partie moyenne des brèches, indique le Kimméridgien inférieur élevé (B. Peybernès, 1976). Ces brèches sont interprétées comme des brèches d'écroulement induites par des mouvements tectoniques locaux. Elles marquent la base de la mégaséquence du Malm.

Les calcaires argileux noirs, à Lituolidés (*Everticyclammina virguliana*) et *Exogyra virgula*, sont épais de 400 m au pic du Gar et de 300 m à la montagne de Gert. Cet ensemble correspond à une succession rythmique de calcaires sombres, peu fossilifères, et de dolomies noires. Sa base passe latéralement aux brèches polygéniques et fournit alors une association du Kimméridgien inférieur élevé (*A. jaccardi* et *E. virguliana*). Au-dessus, *E. virguliana* demeure seule et indique alors le Kimméridgien supérieur — base du Portlandien. L'ensemble correspond à un dépôt calme, de vasière interne (matière organique abondante, pseudomorphoses d'évaporites), en milieu infra- à médiolittoral.

J9. Portlandien. Dolomies claires et dolomies bréchiqes. Épaisses de 100 m au pic du Gar, ces dolomies bréchiqes sont difficilement séparables de la brèche-limite sus-jacente. Seul leur caractère monogénique permet de les différencier. Cette formation admet quelques îlots oolithiques, à rares *Anchispirocyclina lusitanica* (vallée du Nistos *in* J. Delfaud, 1966). On envisage pour les brèches un dépôt évaporitique originel secondairement soumis à des phénomènes de dissolution. Elles marquent le terme ultime de la mégaséquence régressive du Malm.

N1. Berriasien supérieur. Brèche-limite, calcaires à Trocholines et Dasycladacées. La série éocrétacée transgressive débute par un niveau bréchiq discontinu, d'épaisseur variable (de quelques mètres à 50 m), la Brèche-limite (B. Peybernès, 1976). Celle-ci remanie à la fois des éléments jurassiques (dolomies noires) et des éléments berriasiens, identiques aux calcaires à Trocholines sus-jacents. Plus à l'Est, sur la feuille Saint-Gaudens, ces éléments berriasiens renferment un marqueur du Berriasien supérieur non terminal, *Pseudotextulariella courtionensis*, associé à des Calpionelles de cet âge : *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella gr. carpathica* à large collier. Au-dessus de la brèche viennent 10 à 40 m de calcaires très sombres à Trocholines et Dasycladacées, parfois dolomitisés, de milieu infralittoral. On y observe de rares *P. courtionensis* (entre Bramevaque et Troubat) associées à *Trocholina alpina - elongata*, *Lenticulina sp.*, *Feurtilla frequens*, *Pseudocyclammfina lituus*, *Nautiloculina gr. cretacea - bronnimanni*, *Salpingoporella annulata*, *Cylindropo-*

rella gr. *sugdeni* et *Acicularia* sp. Cette formation berriasienne est directement recouverte par les calcaires urgo-barrémiens (ou à Annélides) avec lacune du Valanginien et de l'Hauterivien (B. Peybernès, 1976). Sur la feuille voisine Saint-Gaudens s'intercale, entre Berriasien et Barrémien, un mince niveau marneux, les Marnes de Francazal, fournissant des Ammonites du passage Berriasien—Valanginien.

n4. Barrémien (à Bédoulien basal ?). Calcaires urgoniens à *Toucasia*, calcaires à Annélides. Transgressif sur le Berriasien, le Barrémien correspond à une méga-séquence régressive où se succèdent deux formations : les calcaires urgo-barrémiens à la base, les calcaires à Annélides au sommet (B. Peybernès, 1976). L'ensemble est épais de 150 à 200 m et constitue de hautes falaises, telles celles du pic Saillant dans le massif du pic du Gar.

Les calcaires urgo-barrémiens (80 à 100 m) sont des calcaires à grain fin, parfois graveleux, déposés en milieu infralittoral. Leur biophase correspond à l'association de la biozone à *Paleodictyoconus cuvillieri* (Barrémien inférieur), avec des Orbitolinidés (*P. cuvillieri*, *Paracoskinolina alpillensis*, *P. maynci*, *Urgonina protuberans*, *Pfenderina globosa*, *Trocholina* cf. *friburgensis*, *Neotrocholina aptiensis*, *Choffatella decipiens*, *Nautiloculina cretacea*, *Everticyclammina hedbergi*, *Mayncina bulgarica*) et des Dasycladales (*Heteroporella paucicalcareia* et *Salpingoporella muehlbergii*). Localement, dans la montagne de Gert, s'observe une brèche polygénique discontinue à la base de la formation.

Les calcaires à Annélides (jusqu'à 120 m) sont des calcaires argileux riches en matière organique. Ils renferment de rares Foraminifères benthiques (*Choffatella decipiens* et *Palorbitolina lenticularis*), de nombreux tubes d'Annélides (Serpules) et d'abondantes Dasycladales (*Cylindroporella sugdeni*, *Pseudoactinoporella fragilis*, *C. barnesii*, *Augioporella fouryae*, *Clypeina nigra*). Le milieu, d'abord infralittoral, passe vers le haut à un milieu médio- à supralittoral, caractérisé par la présence de nombreux Charophytes (*Atopochara trivolvis*). La formation est couronnée par une discontinuité régionale majeure.

n5-6a. Bédoulien à Gargasien basal. Marnes à *Deshayesites*. Il s'agit d'une épaisse formation pélitique (jusqu'à 200 m de puissance) connue sur le territoire de la feuille sous le nom de « Marnes de Samuran » (A. de Blégiers, 1958) ou, en Aquitaine, sous celui de « Marnes de Sainte-Suzanne ». Riches en spicules de Spongiaires, ces marnes circalittorales livrent quelques Ammonites attestant leur âge bédoulien (avec extension possible au Gargasien basal). Ces Ammonites se répartissent en quatre zones successives, le plus souvent regroupées deux à deux : zone I à *Prodeshayesites fissicostatus*, zone II à *Deshayesites forbesi*, zone III à *Deshayesites deshaysi* et zone IV à *Tropaeum bowerbanki*. Les principaux gisements (M. Casteras *et al.*, 1963 ; J. Delfaud, 1969 ; J. Esquevin *et al.*, 1971 ; B. Peybernès, 1976 ; J.-P. Sierak, 1977) sont les suivants :

— pic du Gar : *P. fissicostatus* (zone I), *Deshayesites kiliani* (zone II) et *Deshayesites deshaysi* (zone III) ;

— Malvésie avec, à la base des marnes, *Deshayesites* aff. *grandis* et *D.* aff. *deshaysi* (zone III), *Dufrenoyia discoidalis* et *D. transitoria* (zone IV) et, au sommet, *Dufrenoyia* aff. *lurensis*, *D.* aff. *praedufrenoyi*, *Gargasiceras gargasense*, *Costidiscus sulcatus* (zone IV et quelques formes déjà gargasiennes) ;

— près de Samuran et sur la route du col de Cherach : *P. fissicostatus* (zone I), *Deshayesites* cf. *callidiscus*, *D.* cf. *multicostatus*, *D. kiliani* (zone II), *Deshayesites grandis* (zone III) ; toutes ces Ammonites, souvent pyriteuses, s'associent généralement à de nombreux Echinides dont *Toxaster collegnoi*.

n6-7a. Gargasien à Albien basal. Marnes noires et calcschistes sombres. Cette notation est appliquée à un ensemble de pélites, de calcschistes et de calcaires argileux sombres, à spicules et de faciès circalittoral, qui succèdent aux Marnes à *Deshayesites* du Bédoulien et doivent correspondre à deux formations mieux distinguées et datées par des Ammonites sur les feuilles voisines : Calcschistes intermédiaires (B. Peybernès, 1976) du Gargasien inférieur élevé à supérieur, pour l'essentiel, et Marnes à *Hypacanthoplites* du Clansayésien à l'Albien basal, pour une part probablement restreinte. Ces formations se développent uniformément dans la frange nord-orientale de la feuille ; les marnes noires altérées se localisent dans des dépressions, les calcaires argileux ou les calcschistes moins altérés (et portant le figuré 1) forment des reliefs (pic de Cau, Cuguron, Mail de Mau Bourg et, à l'Est de la Garonne, Hage de Gesset, la Barre et le pic de Campoun). Ces formations circalittorales de faciès « bassin » (bassin commingeois) s'étendent sur le territoire des feuilles Montréjeau, Saint-Gaudens et Aspet dans une unité isopique et structurale désignée sous le nom de « Zone commingeoise ».

Vers le Sud-Est en revanche, dans la série du pic du Gar et, vers l'Ouest, dans la série du chaînon d'Estivère (vallée d'Aure), ces faciès terrigènes de bassin se réduisent à une assise de quelques dizaines de mètres à peine de calcschistes gargasien sous une masse de calcaires urgo-aptiens (n6U) qui les remplacent en partie latéralement.

n6U. Clansayésien inférieur. Calcaires urgoniens à *Toucasia* et Floridées encroûtantes. Ces calcaires périrécifaux (60 m env.) se localisent dans le massif du pic du Gar, près de Mont-de-Galié et dans le chaînon d'Estivère où ils surmontent les marnes à *Deshayesites* et dans les calcschistes gargasien, au sein d'une séquence régressive de milieu marin ouvert. Leur aire d'affleurement marque la bordure du bassin commingeois, à dépôts terrigènes continus depuis le Bédoulien, décrits dans les deux paragraphes précédents (n5-6a et n6-7a). Ces calcaires à *Toucasia* et Floridées sont bioclastiques et renferment *Simplorbitolina* cf. *manasi*, marqueur de biozone, dans une association micropaléontologique riche : *Mesorbitolina texana*, *M. minuta*, *M. parva*, *Everticyclammina hedbergi*, *Sabaudia minuta*, *Ethelia alba*, *Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaezum* et *Archaeolithothamnium rude*.

n7c. Albien supérieur. Calcschistes, brèches. L'affleurement rapporté à l'Albien supérieur à l'Ouest de Seich (vallée du Nistos) correspond à des calcschistes, intercalés de brèches. Il n'a pas fourni de fossiles ; mais il est le prolongement de celui de Cap de Dau, sur la feuille Montréjeau, lequel a livré des Ammonites de l'Albien moyen (*Hoplites dentatus*) et du Vraconien (*Stoliczkaia* sp.).

C2. Cénomaniens moyen à supérieur. Calcaires de Sarrancolin et brèches polygéniques. Les terrains considérés affleurent dans la bande synclinoriale de Beyrède-Jumet (zone des écaillies bordières de la Haute-chaîne) (J.-Y. Lalaurie, 1972, 1976). Le flanc sud montre des calcaires surmontés de brèches ; le flanc nord ne comporte que des brèches. Ce sont des brèches qui apparaissent également dans les lambeaux plus orientaux du col de l'Aouet et du Couret Sarté.

Les calcaires, dits de Sarrancolin (H. Douvillé, 1926), sont des calcaires recristallisés, de teinte claire, dans lesquels s'intercalent des niveaux de brèches intraformationnelles et des feuilletts schisteux de teinte verte. Leur déformation intense (J. Henry *et al.*, 1971), sous forme de replis isoclinaux, empêche d'apprécier leur épaisseur. Les fossiles y sont abondants : *Caprina adversa*, *Praealveolina cretacea*, *Ovalveolina ovum*, formes caractéristiques du Cénoma-

nien, associées à des Cyclolines, des Spiroloculines, des Orbitolines, des Mélobésiées ainsi qu'à des Polypiers, des Bryozoaires et des Lamellibranches. L'âge de la formation à sa base reste encore à préciser.

Les brèches sont essentiellement calcaires et de structure « œillée », les éléments, de taille centimétrique à décimétrique, étant allongés suivant les plans d'une schistosité de flux. Elles sont polygéniques ; elles ont été représentées par le figuré 1 là où les éléments mésozoïques prédominent largement (dolomies du Dogger, calcaires du Kimméridgien et du Néocomien) et par le figuré 2 là où des éléments paléozoïques sont nombreux (schistes, pélites rouges du Perm-Trias). Dans le ciment ont été identifiés *Praealveolina cretacea*, *Orbitolina*, des Miliolidés et des Mélobésiées.

C34F. Turonien—Coniacien. Flysch à Fucoïdes. Il s'agit d'une série marno-calcaire et turbiditique qui doit être rattachée à la formation du Flysch à Fucoïdes définie plus à l'Est dans le bassin d'Oust—Massat (Souquet et Lanau, voir feuille Saint-Girons à 1/50 000).

Le Flysch à Fucoïdes affleure dans deux secteurs : dans les écaillies bordières de la Haute chaîne [axe du synclinorium de Beyrède-Jumet (J.-Y. Lalaurie, 1972 ; 1976) où il a été désigné sous le nom de « Schistes de Beyrède » (M. Casteras et B. Clavier, 1958), lambeaux du col de l'Aouet et du Couret Sarté] et dans la zone nord-pyrénéenne [lambeaux du bois de Laubagué (J. Decamps, 1956 ; J.-P. Sierak, 1977)]. La succession-type débute avec des marnes ou des calcschistes à *Pithonella ovalis* et *Stomiosphaera sphaerica* et se poursuit par une série turbiditique. Celle-ci se réalise graduellement par apparition puis développement de calcarénites gréseuses et même de microbrèches à éléments silico-clastiques dans des séquences de type turbidite qui se complètent progressivement par leur base. Dans cet ensemble s'intercalent des bancs épais de conglomérats polygéniques, à matrice calcaire et à éléments mésozoïques (calcaires surtout), paléozoïques (schistes) et granitiques dont la taille maximale peut atteindre 50 cm. Ils sont signalés par le figuré 1. La présence de *Marginotruncana* appuie l'attribution au Turonien ou Sénonien inférieur.

mBr1. Brèche mylonitisée à éléments paléozoïques. Des terrains très tectonisés, délimités par des failles, forment à l'Ouest de Cierp un éperon rocheux sombre. Le nom de « magma » de Cierp leur fut donné au siècle dernier. Il s'agit de terrains albiens et paléozoïques coincés le long de la faille nord-pyrénéenne, de la même manière qu'aux abords de Sarrancolin.

On y rencontre : des schistes sombres ardoisiers plissés à angles aigus et fragmentés en menus morceaux par des fissures remplies de quartz blanc ; des calcaires et des schistes gris, froissés, mêlés de roche éruptive verdâtre et injectés de quartz ; une brèche d'éléments anguleux de granites, pegmatites, calcaires, schistes et ophite, dans un ciment argileux riche en chlorite, injecté de filons de roche verte et de quartz.

Quaternaire

La période glaciaire a intéressé inégalement le territoire couvert par la carte Arreau. Les altitudes sont modestes, ne s'élevant qu'exceptionnellement au-dessus de 2 000 m, au Sud de la feuille dans le massif de Bordères et sur l'interfluve Pique—Garonne. Il y a donc très peu de possibilités de rencontrer les traces de glaciers autonomes, d'autant plus que la région, au Quaternaire comme de nos jours, devait se trouver en position d'abri climatique.

Lorsque les avant-monts restaient au-dessous de 2 000 m, ils n'ont porté aux expositions septentrionales que de petits glaciers, dont les traces d'érosion sont

très discrètes, plus proches de niches de nivation que de cirques, et les formes d'accumulation très incertaines. Ces traces permettent de situer la ligne d'équilibre glaciaire sur les avant-monts et à exposition nord aux environs de 1 700 m, soit nettement plus haut que dans les montagnes plus occidentales. Cela s'accorde d'ailleurs très bien avec la topographie générale des régions élevées, où existent des témoins incontestables d'un relief mûr pré-glaciaire (pontopliocène ?), peu favorable à la concentration active de la glace (Cap Nesté, Cap de Pouy).

Lorsque les altitudes dépassaient 2 000 m, et lorsque les expositions très favorables à l'accumulation et à la conservation de la neige étaient importantes, en particulier l'exposition vers l'Est et le Nord-Est, de petits glaciers autonomes se sont formés avec des langues de bonne taille, de 4 km pour la vallée de Salabe, au Nord-Est de la montagne d'Aréng ou pour les quatre langues jointives à l'aval du lac de Bordères et dont la plus occidentale s'avancait jusqu'à Bareilles.

Vers l'Est, le pic du Gar, bien que vigoureusement armé par les calcaires, n'avait pas l'altitude suffisante pour donner naissance à des glaciers de langue ; de même les bassins supérieurs entourant les pics Burat et de Bacanère étaient trop petits et trop écartelés pour permettre la concentration des glaces, dans un secteur où il semble bien que la ligne d'équilibre glaciaire se soit encore relevée par rapport au bassin des Nestes.

L'abri climatique jouait aussi pour les grandes vallées, surtout pour celles des Nestes. Bien que leurs bassins d'alimentation dans la Haute chaîne soient de bonne dimension, les glaciers quaternaires ne sont pas descendus au-delà des bassins internes. Celui de la Neste d'Aure, remplissant le bassin de Saint-Lary (moraines et obturations latérales de Grailhen et de Gouaux), ne s'est avancé que de façon très épisodique jusqu'à Arreau. Celui de la Neste du Louron, soumis à une rude ablation dans le large bassin de Loudenvielle (carte Bagnères-de-Luchon), a stationné à Avajan après s'être avancé jusqu'à Bordères, sans pour autant avoir franchi le défilé de Cazaux—Debat. Le sillon de la Neste, à l'aval d'Arreau, n'a donc été qu'une gouttière d'évacuation des eaux proglaciaires, où la forte pente longitudinale supérieure à 10 % n'a même pas permis la conservation d'alluvions fluviales abondantes.

Pour la vallée de la Garonne, la situation est bien différente. Les bassins versants de la Pique supérieure et du Val d'Aran sont de très grande taille, et leur dessin permettait de très fortes concentrations de glace au niveau de Luchon et de Viella d'abord, de Marignac ensuite, donnant naissance au plus grand glacier composé du versant nord des Pyrénées au Quaternaire. Nous savons qu'il s'avancait largement au Nord (carte Montréjeau) où il s'étalait en lobe dans le bassin de Saint-Bertrand-de-Comminges qu'il débordait même jusqu'au contact du piémont vers le Nord-Est. A plus forte raison a-t-il pu submerger les reliefs modestes du Nord-Est de la feuille Arreau, où les fortes différenciations topographiques liées aux affleurements de roches tendres ont fourni au glacier, déjà soumis en ce lieu à une forte ablation, des voies multiples de pénétration latérale. Ainsi en est-il vers le Nord-Est où, lors de la phase d'expansion, le glacier pousse une large diffuence jusqu'au delà du col des Ares et dans les couloirs de Malvezie. Ainsi surtout en est-il de la puissante transfluence de glace qui, par le couloir de Siradan et par les cols bas du chaînon de Gert, encombre un long moment la vallée de la Barousse, d'Esbareich à Aveux. Sur le front de ce double lobe interne soumis à une forte ablation, les dépôts morainiques sont abondants, déterminant lors d'une première phase de stationnement de multiples obturations latérales, puis disposant des arcs morainiques et des cordons volumineux au milieu desquels l'Ourse a dû réadapter son cours. Au même

moment, la puissante branche affluente de la vallée de l'One, bloquée par le glacier de la Pique, rebroussait une forte diffluence dans la vallée d'Oueil, où les larges expositions au Sud ne permettaient pas le développement d'un appareil local.

Des moraines basses, bien conservées dans les bassins de Frontignan et de Salechan, montrent qu'après la fusion du grand appareil de type alaskien, une langue plus courte a stationné au cours d'un deuxième stade dans les bassins intérieurs, avant la disjonction puis le retrait rapide des glaciers de la Neste et de la Garonne.

Formations glaciaires et formations associées

Gx_a. Phase d'expansion du maximum glaciaire. Dans les vallées étroites, la phase d'expansion a laissé des bouchons morainiques aux formes indistinctes, d'autant plus volumineux que le glacier était plus important : placages de bas de versant des granges de Crouhens pour le glacier d'Areng ; lourd bouchon de Bareilles relayé vers l'amont par les moraines terminales des glaciers de la crête de Bordères, qui confluaient à peine dans le drain principal du Lastie ; bouchon de Bordères prolongeant de lourdes moraines de bas de pente, et qui esquisse la forme d'un vallum terminal. Dans le bassin d'Arreau, à l'issue du défilé de Cadéac, des placages morainiques discontinus, à blocs de granite du Néouvielle, sont scellés à proximité du plancher alluvial sous des colluvions de bas de pente, ou remaniés en banquettes au Sud du bourg (cimetière et route de Gouaux).

Dans la zone de transfluence de la Barousse, les fortes pentes sur lesquelles s'est appuyé le glacier en expansion n'ont pas permis la conservation de formations épaisses ; mais les moraines délavées ont laissé sur les pentes de nombreux blocs erratiques, surtout granitiques, d'Ourde à Aveux. Une incertitude subsiste dans la région de Ferrère, où des blocs granitiques éventuellement morainiques peuvent être confondus avec des boules dégagées de l'arène dans un vallon à forte pente. De toute manière, le glacier n'est pas remonté au-delà vers l'amont de l'Ourse de Ferrère.

Aux alentours du col des Ares, où le débordement glaciaire a été très puissant, les placages de la phase d'expansion ont été très remaniés dans les couloirs par les puissants chenaux proglaciaires qui trouvaient là des issues multiples.

Gx. Moraines de la glaciation principale, d'extension maximum. Argiles et sables emballant de grands blocs de granite, poudingues et roches primaires diverses, la proportion des blocs et de la matière fine étant très variable selon la position topographique.

Sur les avant-monts, petites accumulations aux formes indécises, souvent remaniées par la *solifluxion* (Gx S), surtout dans les régions schisteuses où elles se distinguent mal des formes de nivation. En Haut-Nistos, à la confluence des têtes de source du ruisseau de Ferrère, un gros bouchon de matériaux très hétérométriques à blocs roulés occupe les pentes entre les bois de Batmale et la cabane de Saubette. La teinte ocre foncé de la matrice traduit une altération profonde, mais la mise en place définitive tient davantage de la coulée boyeuse que du transport glaciaire, et la formation ne peut pas servir de repère altitudinal pour une attribution à un stade précis.

Gx_{b1}, LGx_{b1}, CGx. Epistade de Sacoué et Esbareich. Les premières banquettes morainiques bien formées que l'on trouve dans la vallée de la Pique, au-

dessus des granges du Hougas de Cierp, permettent d'attribuer au glacier une épaisseur de près de 900 m dans la zone de confluence Pique—Garonne. Cette puissance lui permettait de larges débordements polylobés ; sur les marges, les arcs morainiques déterminent dans les vallons affrontés par le glacier à l'Ouest de la Barousse, de petites *obturations latérales* (LGx_{b1}) à Esbareich, Sacoué, Aveux. Au-delà, le lobe de la Barousse s'accôle à celui de Saint-Bertrand-de-Comminges par le seuil de Sarp. Au Nord-Est, les arcs morainiques interrompent définitivement le passage des eaux proglaciaires par les couloirs, et un gros culot de glace stationne dans le bassin de Genos—Malvezie. A l'amont, dans le Larboust, c'est le moment où fonctionne pleinement la difffluence de la vallée d'Oueil. A Bourg-d'Oueil, le fond de la vallée est tapissé de moraines de retrait à gros blocs granitiques originaires de la vallée d'Oô, emballés dans une gangue argilo-sableuse bleuâtre. Le sommet de la moraine est remodelé en berceau d'érosion lors de la phase froide et sèche qui suit immédiatement le retrait et la formation est couronnée par des colluvions (CGx) de 1 à 2 m d'épaisseur, issues des versants voisins exposés au Sud. Ces colluvions ravinent la moraine et les dépôts glacio-lacustres qui lui sont associés, surtout à l'aval.

Pour le glacier local, né de la confluence des petits appareils du versant nord de la montagne d'Areng, on peut attribuer à cette phase les moraines qui tapissent le fond de la vallée du ruisseau de Salabe et les cordons morainiques bien formés qui les limitent vers l'aval, aux bordes de Saube.

Gx_{b2}, LGx_{b2}, GFx. **Epistade de Cazarilh et de Lourdé.** Le glacier de la Garonne dont le lobe terminal occupait encore une partie du bassin de Saint-Bertrand-de-Comminges, avait dans la montagne une forme digitée, repérable par les arcs morainiques de l'obturation latérale de Lourdé—Antichan, les cordons et les blocs erratiques du couloir de transfluence de Cazarilh ; les cordons de Samuran—Ilheu moulent la terminaison d'une digitation secondaire qui franchissait encore les cols bas à l'Ouest de Bertrén, au début de l'épistade. La moraine d'ablation, déposée au cours du retrait de cet épistade, s'organise autour de culots de glace morte, auxquels ont succédé de petites dépressions fermées, colmatées d'alluvions fines (LGx_{b2}), ou bien elle est remaniée par les ultimes chenaux pro-glaciaires (GFx) s'écoulant vers la Barousse.

Gy. **Moraines du 2^e stade glaciaire.** Moraines en position basse dans la vallée de la Garonne, sur le pourtour du bassin de Frontignan-de-Comminges et dans le vallon de Cierp-Gaud ; blocs granitiques prédominants, gangue bleuâtre souvent lavée. Les moraines disposées en cordons ou en banquettes se combinent dans les parties basses avec des alluvions de marge glaciaire : sables et argiles à stratification fluviolacustre, galets peu roulés (Frontignan, Salechan, Carbounet-de-Cierp, Burgalays). Ces formations marginales correspondent, dans la vallée de la Garonne, au stade de stationnement d'un grand glacier composé, qui n'a pas atteint le bassin de Saint-Bertrand-de-Comminges et dont on peut proposer l'attribution au Würm tardif.

Gz. **Moraines tardi-glaciaires.** Petits arcs morainiques du fond des cirques situés à exposition nord sous la crête des Montious, dans le massif de Bordères, et dans les cirques du versant nord de la montagne d'Areng ; on peut leur assimiler les cordons morainiques situés à l'Est du lac de Bordères.

Formations fluviatiles et formations associées

Ft. **Alluvions anciennes très altérées du Nistos.** Formation très altérée du niveau de Seich et des replats correspondants situés à l'amont. Dominante de

quartzites grésifiés, mêlés à des éléments de poudingues permo-triasiques et de pélites violines fortement altérés, fragilisés et allégés. En surface, terre limoneuse à rares éléments de quartz carrié anguleux et très rares galets roulés de petite taille.

Ces formes sont topographiquement raccordables aux niveaux supérieurs du piémont d'Aventignan—Gargas, et les matériaux peuvent être assimilés à la formation de Lannemezan, bien qu'on ne trouve pas ici les éléments de très gros calibre qui caractérisent les nappes supérieures à la sortie de la vallée d'Aure ; mais les caractères lithologiques du haut bassin du Nistos, comparés à ceux de la grande vallée voisine, peuvent expliquer cette différence.

CFt. Colluvions épaisses des talus du Nistos. Formation remaniée des alluvions anciennes, de couleur ocre clair, drapant les versants sur plusieurs mètres d'épaisseur.

Fu. Terrasse ancienne d'Héches et de Léchan. A l'issue de la vallée d'Aure et dans l'élargissement d'une vallée affluente, lambeau de terrasse conservé à l'altitude relative de 45 mètres. Cailloutis grossiers mais très roulés, contenant de nombreux quartzites et quelques blocs de granite altéré, mais non pourri, allant jusqu'à $64 \times 40 \times 40$ cm, et parfois jusqu'à 1 mètre. La matrice ocre est très argileuse et a livré quelques éléments de croûte ferrugineuse roulée.

Les mêmes éléments grossiers se retrouvent sur le lambeau au Nord du village de Léchan, sous forme de quartzites d'ordre métrique. Les gros blocs de quartzites contenus dans les déblais du canal de la Neste au Sud de Rebouc, ont la même situation altitudinale, de même que les blocs de calcaire bréchique du niveau du Cap de Tuou ; mais pour ceux-ci, la taille exceptionnelle de certains d'entre eux (jusqu'à 4 m) et leur origine proche fait plutôt envisager une mise en place par dynamique active de versant que par un transport fluvial. Le dépôt de ces alluvions est antérieur au maximum glaciaire.

CFu. Colluvions du talus de la terrasse d'Héches. Alluvions remaniées drapant le talus d'érosion de façon marginale. Dans le ravin au Sud de Léchan, les colluvions passent latéralement à une formation très cimentée faite de blocaille calcaire sub-roulée, cône de déjection issu du ruisseau de la Goutte.

Fy. Formations fluvioglaciales et formations fluviales récentes indifférenciées. Formations alluviales grossières à structure torrentielle de la vallée d'Aure, en aval d'Arreau, en stocks discontinus localisés dans les rares élargissements de la vallée et réentailés par le lit actuel ; étroites bandes alluviales des fonds de vallées du Nistos et de l'Ourse.

Fza. Basse terrasse tardiglaciaire non inondable. Elle résulte du remaniement des moraines de fond au cours du retrait rapide des langues du 2^e stade glaciaire. Sa construction se termine à l'occasion des récurrences tardives dont les moraines sont conservées dans les hauts bassins.

Fzb. Basse terrasse inondable, post-glaciaire. Bien développée dans la vallée de la Garonne, à l'aval de Marignac, elle porte les traces récentes de divagations du lit fluvial, qui se traduisent à la surface de la terrasse par des traînées plus humides, ou des passées caillouteuses de médiocre fertilité.

FK. Alluvions fines de colmatage des dépressions karstiques. Les dépressions karstiques perchées (Bayelle de Gazave) sont dotées d'un fond plat couvert en surface par des dépôts limoneux de couleur ocre, issus du remanie-

ment des sols de décalcification des pentes voisines. A Gaiié et Luscan, les deux grandes dolines du refuge Saint-Martin et de la Fontaine de Caube ont leur fond limoneux percé d'entonnoirs absorbants. Sur la cloison qui les sépare de la vallée et sur leur versant interne, on note la présence de blocs épars de roches cristallines, conservés grâce aux formes karstiques et qui pourraient être les rares témoins de racines haut perchées de très anciennes nappes alluviales (plio-quaternaire ?). Au Sud d'Hèches, la dépression qui termine le vallon de Moumède, bordée par de petites plates-formes d'abrasion sur calcaire, a un fonctionnement semi-karstique qui lui a permis de conserver une couverture de cailloutis.

Jy. Cônes de déjection contemporains du 2^e stade glaciaire. Existents dans la vallée de la Garonne, à l'aval de Bertren, où ils constituent sur la rive droite l'équivalent chronologique des grèzes GPX-y de la rive gauche. Dans la vallée d'Oueil, ils se sont superposés aux moraines après le retrait du lobe diffluent.

Jz. Cônes de déjection post-glaciaires et tardiglaciaires. Cônes en éventail, de faible pente, dont les bordures sont recoupées par les divagations de la basse terrasse Fz_b. Ils correspondent à une période relativement sèche de la période post-glaciaire et remanient les éléments morainiques abandonnés en déséquilibre dans leur bassin de réception.

Altérites

A_S. Altérites solifluées. Sur des pentes de valeur moyenne situées en général à l'exposition nord ou nord-est, les manteaux colluviaux ont été largement affectés par la solifluxion, dont les effets se manifestent par une topographie bosselée.

Lorsque la partie haute du versant était armée par des horizons résistants, quartzitiques ou conglomératiques, la nappe de solifluxion prend l'aspect d'un *convoi de blocs* émergeant en désordre d'une matrice argileuse, souvent jaunâtre ou parfois même très rubéfiée : pentes de la Courade à Nistos, Cap d'Argèlès et bois des Artigaus à Grailhen, où les matériaux figurés sont altérés à cœur.

On peut y rattacher les formations à gros blocs qui frangent la base du versant du bois des Teuses sur la rive droite du ruisseau d'Arize.

A_y. Arènes granitiques. Très développées à l'extrémité occidentale du massif de Bordères, les arènes granitiques ont une forte épaisseur non seulement en situation culminante, comme à Lançon, mais encore sur des versants à forte pente comme à Ilhan, où elles peuvent atteindre 10 m ; elles emballent des boules granitiques qui sont elles-mêmes fortement altérées. La partie supérieure de la formation est remaniée. Autour de Cazaux-Debat et à Ris, où les arènes situées en soulane avaient été autrefois aménagées en terrasses de culture, elles sont, après abandon de l'activité rurale, le siège de multiples ravinements et arrachements.

A_yS. Arènes granitiques fortement solifluées. Au Nord de Sarrancolin, sur la rive droite de la vallée d'Aure, la formation arénacée a été fortement solifluée dans sa partie supérieure, entraînant dans le mouvement d'ensemble des boules de granite sain de grande taille et de gros blocs de brèche issus des sédiments encadrants.

A. **Couverture d'altération sur terrains paléozoïques.** Les larges affleurements de terrains schisteux de la zone axiale, les versants totalement couverts par l'herbe et la forêt, présentent toujours un horizon d'altération de couleur ocre clair ou jaunâtre, dont l'épaisseur est d'ordre métrique sur pente faible et peut encore dépasser plusieurs décimètres sur les fortes pentes de bas de versant. Ces altérites sont bien développées sur les lambeaux culminants de surfaces mûres qui dominant au Nord la vallée d'Oueil.

A.R. **Altérites remaniées.** Le matériel précédent remanié sur les versants a engorgé d'un limon fin clair, avec petits éléments cryoclastiques, sur plusieurs mètres d'épaisseur, les hauts vallons des surfaces mûres. A ces accumulations est liée l'apparition de fontaines et de mares (lac de Crouès et lac de Paloumères), autour desquelles le piétinement du bétail a déclenché une érosion importante.

Formations de versants

Cx. Colluvions surmontant la terrasse d'Hèches. Les lambeaux de terrasses anciennes d'Hèches et de Léchan se raccordent aux versants par une courbe concave de colluvions altérées de couleur ocre, dont la mise en place a dû se terminer durant la phase d'expansion du maximum glaciaire.

C, CS. Colluvions et dépôts de pentes indifférenciés ; colluvions solifluées des vallées du Nistos et de l'Arize et des pentes sud-ouest du sommet d'Auténac. Accumulations plus ou moins importantes de débris anguleux, issus directement des reliefs dominants, dans une gangue argilo-limoneuse.

GPx-y. Grèzes litées. Formations de bas de versant, constituées de matériaux fins et anguleux, résultant d'une intense gélifraction définissant une ambiance périglaciaire. Dans les grandes vallées, elles sont immédiatement postérieures au retrait des grandes langues glaciaires et fossilisent sur les roches résistantes des traces d'action glaciaire, stries et poli glaciaires. C'est le cas sur la Garonne à Izaourt et sur la Neste d'Aure, au Nord-Ouest de Lançon ; elles sont aussi abondantes aux alentours de Bourg-d'Oueil, sur les marges de la diffluence de l'One.

Dans les vallons et les vallées affluentes de la Neste d'Aure et du Louron, elles sont essentiellement développées aux expositions méridionales, par exemple dans la grande frange qui drape le versant de Balencous sur la rive droite du ruisseau de Saint-Christau. A ces expositions, elles ont fonctionné durant les deux stades glaciaires, d'où leur notation GPx-y. Des transitions multiples existent avec les éboulis fixés Ey.

Ey. Éboulis fixés. Contemporains des moraines basses des grandes vallées ; le meilleur exemple est au Nord-Ouest de Cierp-Gaud.

E. Éboulis actuels ou très récents. Ils sont rares dans cette région d'altitude modeste, les plus remarquables sont liés aux corniches calcaires du versant sud du pic du Gar.

TERRAINS METAMORPHIQUES

Terrains primaires métamorphiques

Métamorphisme régional

ξ_b. **Micaschistes à biotite.** Sous les micaschistes quartziteux à séricite (O1-6) de l'Ordovicien supérieur bien visible à un kilomètre au Sud de Siradan, on trouve l'isograde de la biotite au Sud du sommet de Mayroue.

A l'œil nu, les micaschistes à biotite apparaissent comme une roche généralement claire, parfois sombre, toujours très riche en quartz très fin et peuvent même passer à des quartzites. Le faciès est souvent pseudovarvé (alternance pluri-millimétrique de lits clairs et de lits sombres). Formant le plus souvent des bancs rigides, ils peuvent dans certaines zones de charnière être extrêmement plissotés. En outre, il faut noter la présence de pyrite diffuse qui donne une teinte rouille aux affleurements.

Au microscope, la structure apparaît finement glanoblastique avec de petits cristaux de quartz en mosaïque entourés de minéraux phylliteux (séricite, chlorite, biotite) qui s'orientent en lits parallèles.

L'épaisseur de cet ensemble est de l'ordre du kilomètre.

Mξ_b. **Migmatites de micaschistes à biotite.** Sans atteindre l'isograde de la sillimanite, les micaschistes à biotite sont envahis vers le Sud, dans le massif du Hourmigué, par des corps granitiques de dimensions métriques à pluri-décamétriques de formes extrêmement variées (filoniennes, en amas, en sills). L'ensemble constitue des migmatites hétérogènes.

Les corps granitiques correspondent à des leucogranites à texture le plus souvent pegmatitique, parfois aplitique, à tourmaline accessoire fréquente. Au microscope, ils se montrent composés de quartz à extinction roulante, de gros cristaux de plagioclases (An 30) et d'une faible proportion de microcline avec développement de myrmékite ou de microperthite.

Les septa de micaschistes sont toujours très mélanocrates, la structure reste finement feuilletée, régulière ; au microscope, on observe, outre le quartz, la muscovite et la biotite très abondante et un peu d'oligoclase en quantité variable. Le fait marquant est l'abondance de la biotite qui forme des zones surmicacées en bordure des granites,

Épaisseur de l'ensemble subvertical de l'ordre du kilomètre.

Mξ_s. **Migmatites de micaschistes à sillimanite.** La seule différence avec les migmatites de micaschistes à biotite est la présence, dans la trame, de sillimanite. Il s'agit encore de migmatites hétérogènes.

Épaisseur de l'ensemble subvertical de l'ordre du kilomètre.

M. Migmatites « fondamentales ». On entre dans une zone d'anatexie, qui transforme les migmatites précédentes en migmatites plus homogènes.

A l'œil nu, la roche se présente comme un gneiss granitoïde, c'est-à-dire une roche à composition de granite (quartz, feldspaths, biotite, parfois muscovite) et à structure planaire : tantôt la matière s'est homogénéisée, mais en gardant une orientation soulignée par les lits sombres de biotite ou clairs de quartz et de feldspath, tantôt il apparaît un faciès de gneiss œillé ou d'injection lit par lit, hétérogranulaire ; les lits sombres sont à cristallisation fine essentiellement de biotite, les lits clairs de quartz et feldspath à cristallisation plus grossière.

Dans les gneiss injectés lit par lit la structure n'est pas régulière : quelquefois s'individualisent des amandes « granitiques », soulignées par des lits surbiotitisés ; d'autres fois la matière apparaît plissée, avec des contournements des parties leucocrates (quartz-feldspaths), soulignés par d'épaisses masses de biotite dont certaines chevelures pénètrent dans les filons clairs.

Au microscope, on observe la même structure grenue, hétérogranulaire plus ou moins orientée. Les feldspaths sont constitués surtout d'oligoclase et d'un peu de microcline. La biotite est extrêmement abondante. Souvent elle contourne les cristaux leucocrates, mais, parfois néoformée, elle pénètre dans leurs fissures. Le quartz en grands cristaux présente des extinctions onduleuses. La sillimanite est fréquente et localement très abondante surtout dans la partie nord de la zone. Minéraux accessoires : apatite, zircon, sphène.

L'épaisseur de cet ensemble limité au Sud par l'accident nord-pyrénéen est de l'ordre du kilomètre.

c. Cipolin. Au sein des migmatites « fondamentales », on note de part et d'autre de la Garonne, à l'Est de Marignac, un banc de cipolin blanc d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Au microscope cette roche est constituée pour 95 % de calcite, soit fine, soit spathique avec, en petite quantité, quartz, feldspath, muscovite, apatite, sphène.

Métamorphisme de contact

Terrains dévoniens et carbonifères métamorphiques

Autour du massif granitique intrusif de Bordères-Louron, les terrains sédimentaires sont métamorphisés sur une distance de 250 à 1 000 m : des quartzites dérivent de grès siliceux, des grès à développement de biotite et parfois d'hypersthène proviennent de grès argileux, des marbres à minéraux (grenat, idocrase, wollastonite, diopside, hypersthène) sont d'anciens calcaires, des tactites et des barégiennes sont d'anciens calcschistes. Toutes les transitions entre les sédiments intacts et les cornéennes existent.

Parmi les minéraux de ce métamorphisme, les plus spectaculaires sont le grenat et l'idocrase. Le grenat se trouve dans les zones les plus métamorphiques ; il s'agit du grenat grossulaire, et parfois de sa variété rare la pyrénéite, soit en cristaux isolés dans les calcaires massifs, soit en lits de quelques millimètres d'épaisseur parallèles à la stratification du sédiment originel. L'idocrase accompagne généralement le grenat. De belles grenatites affleurent à l'Est du lac de Bordères. L'absence d'andalousite serait due à la pauvreté relative de la série sédimentaire en constituants alumineux.

En comparaison, le métamorphisme provoqué par les pointements et filons granitiques du Val de Burat et de la vallée de la Pique est très peu important : il se manifeste surtout par un durcissement, une silicification et un rubanement des schistes, et par une transformation des calcschistes en cornéennes à trémolite, muscovite et biotite sur une épaisseur n'excédant jamais quelques mètres.

01ξ. Ordovicien inférieur métamorphique. Schistes à andalousite. Il s'agit des terrains métamorphisés par le granite de la Barousse. Ils forment autour de ce dernier une auréole de 50 à 200 m de puissance : les schistes sériciteux gris deviennent plus compacts, tachetés de brun et se chargent de nodules sombres d'andalousite.

Ce métamorphisme se superpose au léger métamorphisme régional qui affecte les terrains ordoviciens et qui se traduit dans les schistes situés hors de l'auréole par la présence de séricite, de chlorite, de muscovite et de quartz. Il est caractérisé par la formation d'andalousite, de staurotide, de biotite et de sillimanite. L'andalousite est bien visible en phénocristaux de taille millimétrique à centimétrique : on observe, au microscope, que ces cristaux englobent poecilolithiquement des grains de quartz, de la staurotide et de la biotite elle-même poecilolithique. La staurotide se présente en cristaux automorphes pouvant atteindre 0,5 cm. La biotite est sous forme d'une part de cristaux d'assez grande taille orientés dans le plan de la schistosité principale, et d'autre part en petits individus régulièrement orientés obliquement par rapport aux précédents, selon le plan d'une schistosité acquise ultérieurement. La sillimanite est parfois présente sous forme fibreuse autour de l'andalousite, dans les zones les plus proches du granite. Parmi les minéraux accessoires, la muscovite et la tourmaline qui acquiert localement, au Nord du massif, une certaine importance (présence de tourmalinite le long de la bordure du granite à la Crête de Coq).

La disposition des cristaux des divers minéraux rend compte de l'ordre de leur formation : d'abord la biotite poecilolithique, puis la staurotide, l'andalousite et enfin la biotite en lamelles qui marque une ultime phase de métamorphisme. Les conditions de température (500 à 700 °C) et de pression (2 à 5 Kb) correspondantes sont celles d'un métamorphisme moyen.

Terrains secondaires métamorphiques

Les terrains secondaires antécénomaniens métamorphiques sont localisés dans la Zone interne métamorphique, zone structurale, étroite et discontinue, qui s'allonge de Saint-Béat, à l'Est, à Sarrancolin, à l'Ouest, entre la Haute chaîne primaire et le massif de la Barousse. Ces terrains correspondent à la série miogéoclinale Trias à Albien inférieur et au flysch albien supérieur sus-jacent. Ils ont subi le métamorphisme pyrénéen (J. Ravier, 1957), de type haute température—basse pression. Les calcaires et les dolomies ont été transformés en marbres à minéraux (scapolites notamment) ; les marnes et les pélites en cornéennes, à biotite ou à biotite et plagioclases basiques. Les minéraux de néoformation sont disposés à plat dans les plans d'une schistosité de flux et ils sont même déformés. Dans ces conditions le métamorphisme pyrénéen est tenu pour anté-tectonique et syn-tectonique. Il est interprété comme un effet d'un flux thermique anormalement élevé, contemporain, d'abord, de la trans-tension responsable de l'effondrement des fosses du flysch albien sur croûte amincie, ensuite, de la transgression néocrétacée ultérieure. Le métamorphisme pyrénéen est d'âge crétacé moyen. Il n'affecte pas les formations néocrétacées qui sont d'ailleurs absentes dans la Zone interne métamorphique. Précisons à ce propos qu'il n'affecte pas les calcaires cénomaniens de Sarrancolin, situés au Sud de la Zone interne, dans une des écailles bordières de la Haute chaîne ; rappelons aussi qu'il a été daté à 92-104 M.A. dans les Pyrénées orientales par des méthodes radiométriques.

L'étude stratigraphique des terrains antécénomaniens métamorphiques est délicate et peu précise. Les terrains énumérés ci-après ont été identifiés ou datés par comparaison des faciès et des successions lithostratigraphiques avec la série nord-pyrénéenne non métamorphique et aussi grâce à la découverte de fossiles localement préservés.

11.4. Lias inférieur. Calcaires marmoréens. Les calcaires, brèches et dolomies du Lias inférieur ont été désignés par la notation 11-4 là où ils demeurent identifiables, malgré la recristallisation, sous un niveau de cornéennes rappor-

tées au Lias moyen et supérieur, c'est-à-dire au Sud-Est de Saint-Béat et au Sud du pic de Mont Las (ce dernier affleurement a été, par erreur, indiqué en Turonien—Coniacien sur la carte).

i5-9Ko. Lias moyen et supérieur—Aalénien. Cornéennes. On tient pour équivalent des marnes, schistes et marno-calcaires du Lias moyen et supérieur, une étroite assise de cornéennes qui succède aux calcaires marmoréens azoïques, rapportés au Lias inférieur, et précède une importante masse de marbres datés du Jurassique et de l'Eocrétacé. Cette assise montre de bas en haut : une succession de calcaires marmoréens et de cornéennes en alternance, puis des cornéennes homogènes. Les marbres désignés sous cette notation dans l'échelle de Cassay, au Nord de Beyrède-Jumet, relèvent en réalité du Kimméridgien (j7-8).

j-n. Dogger à Albien inférieur indifférenciés. Calcaires marmoréens. Dans la majeure partie de la Zone interne métamorphique la série miogéoclinale antéflysch comporte un puissant ensemble de marnes à minéraux où toute stratigraphie est encore impossible. Celui-ci doit s'étager peut-être du Lias et plus sûrement du Dogger à l'Albien inférieur. Dans cette masse diverses unités lithostratigraphiques sont cependant identifiables localement ; elles sont décrites ci-dessous.

jD. Dogger—Malm. Dolomies et calcaires marmoréens. Il s'agit d'un ensemble compréhensif défini d'après sa composition et sa position. Il peut être démembré en trois termes énumérés ci-après.

j16. Dogger—Oxfordien. Calcaires et dolomies saccharoïdes de teinte blanche.

j7-8. Kimméridgien. Calcaires sombres en petits bancs très riches en minéraux du métamorphisme. A l'Ouest de Sarrancolin ces terrains constituent l'échelle de marbres de Cassay (J.-Y. Lalaurie, 1972, 1976) entre le Néocrétacé de Beyrède-Jumet et le Paléozoïque du massif de Pariou où ils ont été figurés par erreur sous la teinte du Lias. Cette étroite échelle de Cassay montre, du Sud au Nord, une succession de dolomies saccharoïdes, de brèches marmoréennes et de calcaires dolomitiques en petits bancs, à scapolites et sections de Lamellibranches, qui rappelle celle du Kimméridgien des chaînons septentrionaux non métamorphiques.

j7-9. Kimméridgien—Portlandien. Calcaires marmoréens et dolomies de teinte claire, à grain fin.

n4-7a. Barrémien—Aptien—Albien inférieur. Calcaires marmoréens. Il s'agit de marbres apparemment homogènes caractérisés par leur position au-dessus des terrains jurassiques précédemment décrits et sous le flysch albien supérieur, d'où leur attribution chronostratigraphique à l'intervalle Barrémien—Albien inférieur. Des unités lithostratigraphiques sont cependant identifiables localement suivant la succession décrite ci-dessous, de bas en haut.

nχ. Néocomien. Quartzites. Un niveau discontinu de quartzites, de grès quartzeux et de calcaires gréseux a été identifié au Nord-Ouest du pic de Mont Las et dans le massif du Cap Nesté. Ce sont là les seuls affleurements reconnus pour ce niveau sur la feuille Arreau. En revanche des grès ou des quartzites sont bien représentés plus à l'Ouest dans le Néocomien de la région de Lourdes, d'où l'attribution chronostratigraphique ici proposée.

n4. **Barrémien. Calcaires marmoréens.** Ils sont caractérisés par leur position et par la présence d'Annélides.

n5Ko. **Bédoulien. Cornéennes.** Il s'agit d'un niveau de cornéennes puissant et continu, tenu pour un équivalent des Marnes à *Deshayesites*.

n6-7. **Aptien—Albien. Calcaires marmoréens.** Surmontant les cornéennes précédentes, ces calcaires marmoréens sont considérés comme un faciès métamorphique des calcaires urgo-aptiens ; ils contiennent d'ailleurs des Orbitolines et des *Toucasia* encore identifiables (région de Sost et du bois d'Arbiesse).

n6-7Ko. **Aptien—Albien. Cornéennes.** Cette notation s'applique à des cornéennes qui surmontent les marbres n6-7 précédents et qui sont ainsi tenues pour un équivalent des marnes à *Hypacanthoplites*.

n7cF. **Albien supérieur. Flysch ardoisier.** Cette formation couronne la série mésozoïque métamorphique dans l'axe des synclinaux. Elle est essentiellement formée de cornéennes noires, associées à des calcarénites en bancs minces et à des conglomérats en couches lenticulaires. Ceux-ci renferment des galets de formations mésozoïques (calcaires, dolomies, marnes) aplatis dans les plans d'une schistosité de flux réalisant ainsi le tecto-faciès habituel des « brèches œillées ». Aucun fossile caractéristique n'a encore été recueilli dans cette formation sur le territoire de la feuille Arreau.

ROCHES VOLCANIQUES

Σσ. **Épisyénite.** Cette roche constitue, à 500 m au Nord-Est du village d'Eup, un petit pointement de 200 m de long environ sur 50 m de large, bordé au Nord par un granite écrasé et au Sud par des calcaires roux du Trias supérieur.

D'autres filons ont été récemment identifiés dans les calcaires et les dolomies marmoréens jura-crétacés, à l'intérieur des galeries d'exploitation souterraine des marbres de la montagne de Rié ; ils sont subverticaux et orientés N 50°E.

Cette roche, de texture grenue ou planaire, est riche en barkévite, seul minéral primaire avec, peut-être, quelques sphènes automorphes. L'altération, très importante, se marque par le passage de l'amphibole brune à une amphibole verte, elle-même bordée de mica phlogopite à son tour partiellement transformé en clinocllore. On note encore de l'albite en plages polycristallines et accessoirement de l'apatite, de la calcite et de la pyrite. Le chimisme de cette roche, profondément modifiée par recristallisation, se traduit par les termes d'« épisyénite » (Lacroix) ou de « teschénite albitique », et indique une parenté avec les roches éruptives alcalines des Pyrénées occidentales, décrites par B. Azambre.

A la montagne de Rié les filons ont subi les mêmes déformations que les marbres encaissants. Par le nombre de filons qu'elle renferme, si l'on ajoute les gisements des mêmes roches éruptives tout proches du col de Mente et du pic de l'Escalette (feuille Aspet), la région de Saint-Béat apparaît comme un centre de magmatisme alcalin crétacé.

μθ. **Ophites.** L'ophite affleure dans des petits massifs souvent associés à des sédiments triasiques. Elle jalonne partout le tracé d'accidents tectoniques importants : à la base de la série nord-pyrénéenne au contact des massifs de Chaum (Bézins-Garraux) ou de Ferrère (Sud-Ouest de Rebouc) ; dans la zone de dislocation entre ces deux massifs (Ore ; Siradan, Mauléon-Barousse, Esbareich, bois

de Mont Las) ; à l'intérieur du massif de Ferrère le long d'accidents longitudinaux alpins (col de Loyos) ; dans la Zone interne métamorphique (Saint-Béat, fontaine de Castet-Bieil) ; le long de discontinuités transversales qui recoupent la Zone interne et l'écaille de Beyrède-Jumet (vallée de la Salabe, Cap du Pla de l'Estaque).

Cette roche grenue, massive, à cassure sombre, tire son nom de l'aspect en mosaïque de petites surfaces brunes et vertes rappelant une peau de serpent qu'elle prend souvent par altération.

Il s'agit d'une dolérite à structure pœcilitique particulière (structure ophitique) dans laquelle de grands cristaux de pyroxène vert foncé (augite) englobent des baguettes de feldspaths plagioclases également vert foncé (andésine, labrador).

En fait, il semble qu'on ait souvent affaire à des roches transformées, peut-être sous l'action de circulations hydrothermales. Par exemple, on constate, dans la roche de la carrière autrefois exploitée à l'Ouest de Siradan, que l'augite est ouralitisée ou chloritisée et associée à une recristallisation de hornblende verte également ouralitisée, que la composition du plagioclase actuel, souvent séricitisé, est celle de l'albite, qu'elle contient de l'épidote et de l'ilménite. Le même affleurement montre les effets d'une altération encore plus poussée avec de nombreux filonnets clairs à paragenèses où dominant l'épidote, la calcite, le quartz, l'albite, la séricite et la chlorite. De nombreuses fissures sont remplies de chalcopyrite, de pyrite et de leurs produits d'altération, la goëthite, l'azurite et la malachite.

L'ophite s'est mise en place à la fin du Trias à partir des couches profondes de la lithosphère (l'ophite banale non altérée a la composition d'un basalte tholéitique) à la faveur des failles en distension qui affectent alors l'écorce terrestre à l'emplacement de l'Aquitaine et des Pyrénées.

π1-2. Lherzolite. La lherzolite du massif de Moncaup se développe largement vers l'Est sur la feuille Aspet où elle s'intègre à la Zone interne métamorphique. Elle est en contact anormal avec les calcaires, dolomies et schistes non métamorphiques du massif du pic du Gar, le long d'une faille subverticale orientée N 140° E dont le tracé est souligné par des mylonites. Au Nord, le massif de lherzolite disparaît sous des dépôts récents ; mais on admet qu'il est aussi en contact anormal avec les deux écailles granitiques plus septentrionales.

Il s'agit d'une roche à patine rouille et à cassure sombre, porphyroïde, constituée de péridot (olivine) de couleur jaune clair en grains de 2 à 3 mm, d'orthopyroxènes, en particulier la bronzite, en cristaux tabulaires de grandes dimensions (1 à 2 cm), de clinopyroxènes verts en cristaux variant du millimètre au centimètre, de spinelles en grains sombres irréguliers millimétriques et de minéraux parmi lesquels la pentlandite, la pyrrhotite et la chalcopyrite. Exceptionnellement on y rencontre des ségrégations de grands cristaux de bronzite et de diopside à macles polysynthétiques macroscopiques.

Des différenciations basiques de diallagites avec ou sans grenat sont fréquentes. La serpentinisation est bien développée, les serpentines étant soit massives, formées aux dépens de la lherzolite, soit remplissant les fissures de la roche avec parfois un faciès fibreux (amiante). La roche est parcourue de filonnets de calcite secondaire et de produits d'altération des serpentines fissurales : opale, dolomie, giobertite. A l'échelle de la lame mince, le talc est fréquent, formé à partir de la dolomite et des silicates. Notons enfin que des cristaux de saphirine ont été trouvés en batée sur le pourtour du massif.

La lherzolite, dont la mise en place semble tectonique, provient d'une partie profonde de la lithosphère.

Σ^{1a} . **Porphyrite spilitique.** C'est une roche verdâtre à structure orientée, mylonitisée, constituée, selon les échantillons, de quartz, d'albite, de chlorite et de calcite secondaire ou de petits cristaux de plagioclase, de hornblende aciculaire, d'un peu de chlorite et de clinzoïsite. Il pourrait s'agir à l'origine d'une ophite ou, peut-être, d'une diorite.

g. **Rhyolite.** Baptisée eurilite par les anciens auteurs du fait de sa ressemblance avec les eurites du Laurium, cette roche, de couleur claire, à cassure saccharoïde, rappelle par son aspect certains quartzites. Elle contient de la pyrite disséminée automorphe, visible à l'œil nu, qui par oxydation lui confère une patine jaune clair.

Au microscope, la roche, souvent très fraîche, montre de petits phénocristaux peu abondants de quartz subautomorphe corrodés, de plagioclases séricitisés, de microcline, dans une pâte entièrement recristallisée formée des mêmes éléments.

Cette roche apparaît le plus souvent interstratifiée au sommet de l'Ordovicien, mais aussi parfois dans le Silurien (par écaillage tectonique ?). A ses épontes il se développe dans les schistes un léger métamorphisme de contact. On note qu'elle est ployée par la tectonique souple hercynienne, sans en avoir encaissé la schistosité du fait de sa trop grande compétence.

Ces caractères ambigus ont provoqué une discussion sur la nature de cette roche : rhyolite ou microgranite. Il semble qu'il s'agisse en définitive d'un granite de mise en place subvolcanique, correspondant à une manifestation tardive du cycle éruptif de l'Ordovicien supérieur.

Un affleurement d'accès facile est situé sous le château de Guran dans la tranchée de la voie ferrée.

ROCHES GRANITOÏDES

Granite de Bordères-Louron

Le granite de Bordères-Louron est un massif éruptif contenant de nombreux faciès qui ont été classés ici selon la classification modale de Jung et Brousse. Ils varient d'un gabbro à la bordure orientale à un granite à deux micas au centre du massif, ce qui détermine une agencement grossièrement concentrique. Mais les passages sont continus ; il n'y a jamais de contact net entre les divers faciès. Si l'on considère de plus que les affleurements sont rares, discontinus et souvent très altérés, on concevra que les limites adoptées soient parfois arbitraires et hypothétiques.

Par contre, le contact avec les formations encaissantes est net : le granite recoupe les terrains paléozoïques à l'emporte-pièce sans qu'il y ait d'incidence visible sur l'orientation de leurs plis ; c'est un massif circonscrit. Recoupant les terrains carbonifères, il date de la fin du cycle hercynien.

Dans ce type de massif annulaire, les faciès sont, pense-t-on, d'autant plus jeunes qu'ils sont proches du centre ; d'où l'ordre adopté ci-dessous pour leur description, ordre qui correspond aussi au sens de l'évolution de la composition chimique vers une richesse de plus en plus grande en silice. A ce propos, l'hypothèse d'une assimilation des niveaux carbonatés à l'origine des faciès basiques ne peut, vu le mode de mise en place du massif, être retenue.

θ. **Gabbro.** Il s'agit d'une roche sombre, grenue sauf près du contact avec les roches sédimentaires où la structure est à tendance doléritique, constituée de

feldspaths plagioclases (labrador—bytownite) souvent zonés pour 59 % du volume, de pyroxènes (hypersthène et diopside) et de hornblende verte pour 29 %, de biotite pour 6 %, de quartz pour 4 % seulement et de minéraux accessoires : orthose, magnétite, épidote, zircon. La teneur totale en SiO_2 est de 48 % environ.

θ_q . Gabbro quartzique. C'est une roche gris-vert sombre, grenue, où l'on distingue à l'œil nu les feldspaths plagioclases blanc verdâtre, les micas noirs, les baguettes d'amphiboles et les cristaux trapus de pyroxène vert foncé, et, parfois plus difficilement, le quartz.

Les feldspaths plagioclases représentent 50 % du volume de la roche ; il s'agit de labrador dans les zones proches du granogabbro et de bytownite à proximité du gabbro. Les cristaux sont en général zonés.

Le quartz, dont le pourcentage varie de 7 à 20 % à la limite du granogabbro, remplit toujours les interstices entre les autres minéraux.

L'amphibole, une hornblende verte, en cristaux automorphes ou en fibres, et les pyroxènes, l'hypersthène et le diopside, en cristaux automorphes, constituent ensemble 19 % de la roche. La biotite qui leur est constamment associée en représente 13 %.

Les minéraux accessoires sont l'orthose (2 %), l'apatite, l'épidote et le zircon.

La teneur totale en SiO_2 est de 53 % environ.

Les meilleurs affleurements de cette roche sont certainement ceux de la crête du Montious, à 3 km à l'Est de Bordères-Louron.

$\gamma\theta$. Granogabbro. De teinte gris-vert un peu sombre, cette roche grenue montre macroscopiquement du quartz, des feldspaths blanc laiteux ou verdâtres, des paillettes de biotite et des cristaux d'amphibole et de pyroxène.

Le quartz remplit les interstices entre les autres minéraux. Il constitue 10 à 15 % de la roche.

Il y a deux variétés de feldspaths : un feldspath potassique souvent xénomorphe représentant 10 à 12 % des minéraux et un plagioclase, un labrador, en cristaux plutôt automorphes et souvent zonés, qui en représente à lui seul 45 à 50 %.

La biotite peu abondante renferme souvent des grains de minéraux opaques.

Les éléments sombres, amphiboles et pyroxènes, constituent près de 25 % de la roche. L'amphibole est une hornblende verte en longues baguettes ou en agrégats fibreux. Un pyroxène en prismes allongés pourrait être de l'hypersthène. Le diopside se présente en cristaux courts, automorphes, englobant des paillettes de biotite, des minéraux opaques et des cristaux de plagioclase.

Parmi les minéraux accessoires : l'apatite, l'épidote et des minéraux opaques.

La teneur en SiO_2 d'un échantillon provenant des Bains de Couret, à l'Ouest de Bordères-Louron, était de 59 %.

γ^4 . Granodiorite. Il s'agit d'une roche grenue dont la couleur varie du gris au gris foncé et où se distinguent à l'œil nu le quartz, le feldspath, la biotite et l'amphibole. Elle s'altère facilement en une arène argilo-micacée parfois épaisse de plusieurs mètres. De bons affleurements existent sur la route de Bordères-Louron à Ilhan et Lançon, à Peyre Blanque et au Nord de Ris.

Le quartz, interstitiel et xénomorphe, renferme parfois de petits cristaux de feldspath et de biotite. Sa proportion est de 29 % environ.

Les feldspaths potassiques représentent 15 % de la roche ; ils sont parfois maclés Carlsbad et forment des petits grains entre les autres minéraux ou de grandes plages englobant de la biotite, du quartz et des plagioclases.

Les plagioclases en cristaux bien formés, souvent zonés et maclés polysynthétiquement, ont la composition de l'andésine. L'altération, fréquente, donne de la séricite, de l'épidote et de la zoïsite. Ils constituent 40 % environ de la roche.

La biotite est automorphe, brune, et contient des grains d'apatite, de zircon, de leucoxène et de rutile. Sa proportion est de 10 %.

L'amphibole n'existe qu'en petites quantités (1 à 5 %) et seulement dans les environs de Lançon et au Nord de Ris. C'est une hornblende verte le plus souvent en prismes allongés fréquemment maclés polysynthétiquement, mais aussi en petits cristaux enchevêtrés. Elle est parfois associée à la biotite.

Parmi les minéraux accessoires notons la tourmaline parfois visible à l'œil nu.

Une analyse chimique de cette roche a donné une proportion de SiO_2 égale à 65 %.

γ_6^{M} . **Granite monzonitique à biotite.** C'est une roche largement grenue (grains de 1 à 5 mm), de teinte grise à gris pâle, dans laquelle on distingue macroscopiquement du quartz, de nombreux feldspaths généralement d'un blanc laiteux et des paillettes de biotite. On en trouve de bons affleurements sur la route forestière récente du bois de l'Auède, au Sud de Ris.

Le quartz est en général xénomorphe et forme des granules interstitiels, mais il a quelquefois une tendance subautomorphe à automorphe. Il présente des inclusions de feldspath, de biotite et de zircon. Sa proportion est de 29 %.

Le feldspath potassique, souvent perthitique, se présente en cristaux subautomorphes, parfois maclés Carlsbad, englobant dans la plupart des cas des cristaux de plagioclase, de biotite, de quartz et plus rarement de calcite. Il représente 27 % de la roche.

Les plagioclases forment des cristaux subautomorphes présentant des macles polysynthétiques. Il s'agit d'oligoclase—andésine dont la proportion en anorthite varie de 15 à 35 % en fonction de la position dans l'auréole. L'altération donne de la séricite quelquefois associée à de la calcite. Ils forment 33 % de la roche.

La biotite est fréquemment altérée en chlorite, épidote et zoïsite. Elle comporte des inclusions d'apatite, de leucoxène, de rutile et de minerais. La proportion de biotite est de 10 %. La teneur en SiO_2 de la roche est de 60 %.

$\gamma_{\text{bm}}^{\text{K}}$. **Granite leucocrate à biotite et muscovite.** Le granite qui occupe le cœur du massif de Bordères-Louron est plus altéré que les autres faciès ; les meilleurs affleurements se trouvent sur la route de Bordères à Ris. Cette roche grenue, leucocrate, montre à l'œil nu du quartz, des feldspaths, des paillettes de biotite et de muscovite et des amas gris sombre d'un minéral qui pourrait être de la cordiérite. Il existe aussi de la tourmaline.

Le quartz forme 35 % de la roche en moyenne. Xénomorphe, il remplit les interstices entre les autres minéraux. Il contient de petites inclusions de feldspath et de biotite.

Les feldspaths potassiques, en cristaux subautomorphes, sont associés selon la macle de Carlsbad. Ils sont souvent microperthitiques. De petits cristaux de quartz, de micas et de plagioclases s'y trouvent englobés.

Les plagioclases, albite—oligoclase, forment des cristaux subautomorphes maclés.

La biotite forme 8 à 9 % de la roche et la muscovite un peu moins.

Les minéraux accessoires sont, en plus de la tourmaline, des petits cristaux d'apatite, de zircon et des minéraux opaques souvent inclus dans les micas.

Une analyse chimique de cette roche a donné une teneur en SiO_2 égale à 66 %.

Ce granite est parcouru de filons d'aplite de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur ; il s'agit d'une roche blanche, saccharoïde, riche en quartz, à feldspaths potassiques et plagioclases (albite), et à prismes de tourmaline.

Granite de la Barousse

$\gamma_{\text{brm}}^{3\text{M}}$. **Granite monzonitique à biotite et muscovite.** Il existe dans la Barousse un alignement W-E de granites appartenant au même ensemble pétrographique et structural : le granite de Sarrancolin à l'Ouest et le granite de Ferrère au centre, qui se rejoignent peut-être sous la crête nord du pic de Mont Aspet, le granite de Hourmigué à l'Est avec ses satellites orientaux du Mail de Cos et du Mail Long.

Il s'agit essentiellement d'un granite leucocrate à grain moyen, rarement porphyroïde, à texture planaire plus accentuée aux abords des failles à proximité desquelles elle passe à une texture cataclastique. Au microscope, on y observe du quartz souvent à extinction roulante, du microcline légèrement perthitique et du plagioclase oligoclase, zoné, myrmékitisé, en quantité presque équivalente, de la biotite souvent chloritisée et de la muscovite beaucoup moins fréquente et toujours associée à la biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon et le sphène, en inclusions dans la biotite, l'apatite, l'ilménite et l'hématite. Des analyses chimiques ont permis de classer cette roche comme granite monzonitique au sens de A. Lacroix.

Dans le détail, il existe des variations : près de Ferrère, le grain est plus fin et la texture plus nettement planaire ; des différenciations leucocrates à grain plus fin, dans lesquelles la biotite cède la place à la muscovite, sont visibles principalement non loin des contacts plats des granites de Sarrancolin et de Ferrère avec les terrains encaissants ; en d'autres points la basicité du plagioclase varie dans un sens ou dans l'autre. Au Nord de Sost, existent des enclaves orientées W-E de quelques centimètres à quelques mètres de puissance, à bords peu nets, d'une roche gneissique très riche en biotite rappelant certain composant des migmatites de la Barousse.

Excepté le long de la faille W-E du bois de Soulaque et de son prolongement sous les moraines du Sud de Mauléon-Barousse sur qui s'appuient les trois massifs, la limite du granite est presque partout concordante avec les schistes ordoviciens. Manifestement, il y a relation étroite entre la structure en grand des terrains ordoviciens et la mise en place du granite. Son absence de tectonisation hors des zones de failles récentes, son caractère intrusif sur certains contacts (bordure sud-ouest du granite de Hourmigué) conduisent à penser que sa mise en place, à l'Hercynien probablement, fut syncinématique tardive, provoquant une certaine déformation de l'encaissant.

Granite de Moncaup

γ^{1-2} . **Granite à muscovite et biotite.** Il s'agit de pointements d'un granite leucocrate à muscovite seule ou à muscovite et biotite, à texture planaire, en contact par failles avec des terrains liasiques et triasiques.

La roche est constituée d'albite en plages présentant fréquemment les macles de l'albite et du péricline, de microcline dont les grands cristaux englobent par-

fois l'albite, de quartz abondant, de muscovite souvent accompagnée de biotite. Les micas sont disposés en plans parallèles responsables de la texture de la roche. Localement, la cataclase est intense et va même, dans l'affleurement méridional, jusqu'à la mylonitisation totale.

Granite du Val de Burat

γ². Granite à muscovite. Cette roche apparaît en pointements nombreux et de tailles variées dans les pentes du Mail de la Pique et dans le Val de Burat. Les plus petits, filons et sills d'épaisseur métrique, ne se distinguent guère à vrai dire, des filons et sills de microgranites.

Elle a une patine brun jaunâtre et une cassure blanche à bleutée. Une variété plus claire se différencie dans la partie occidentale du petit massif situé à l'Ouest du Cap des Piches. Sa structure est largement grenue, parfois à tendance porphyroïde.

Elle est constituée de cristaux automorphes ou subautomorphes de feldspath potassique, de microcline, de plagioclase qui varie entre l'albite et l'andésine, de quartz remplissant en général les espaces entre les feldspaths et les lames de mica, de muscovite en proportion très variable, de biotite en faible quantité englobant de petits cristaux de zircon et d'apatite, de chlorite, de grains de pyrite, de mispickel et de blende.

Sa mise en place date probablement du cycle hercynien.

ROCHES FILONIENNES

μγ. Microgranite. Il s'agit d'une roche assez leucocrate, verdâtre par altération, laminée et toujours très altérée, en filons subverticaux de puissance métrique, rarement décamétrique, de direction W-E ; des fantômes de phénocristaux schillérisés sont discernables dans une pâte fine de séricite et de quartz.

Ces filons recoupent les terrains dévoniens sans participer à la déformation souple hercynienne. Ils paraissent constituer une sorte de raccord entre le granite de Bordères et le granite du Val de Burat.

Q. Quartz. Des filons de quartz d'épaisseur métrique et d'orientation W.NW—E.SE non portés sur la carte recoupent les terrains ordoviciens du pic de Montaut.

Un filon de quartz laiteux de près de 20 m d'épaisseur, anciennement exploité, souligne dans le bois de Bouchidet une faille majeure du massif de la Barousse.

Plus important est celui de Lançon, épais de 30 m, qui longe la limite nord-ouest du granite de Bordères-Louron sur près de 3 km. Il s'agit exclusivement de quartz laiteux dépourvu de minéralisation.

Leur mise en place dans des cassures par circulations hydrothermales est manifestement tardive.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

STRUCTURE DE LA HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE

La zone axiale des Pyrénées sur la feuille Arreau, constituée de terrains paléozoïques allant de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère moyen, présente une

grande unité structurale, troublée seulement par l'intrusion du massif granitique de Bordères-Louron.

En effet, l'ensemble des terrains est plissé, certes intensément, mais d'une manière cylindrique d'axe sensiblement W-E à ennoyage régulier vers l'Ouest variant de 10 à 40°.

Cet ennoyage influence directement la morphologie de surface : les vallées N-S sont dissymétriques, le versant ouest très raide, recoupant les séries sous fort angle et faisant apparaître de bonnes coupes, le versant est, plus doux, correspondant presque toujours à une surface structurale ; la vallée de la Pique est assez typique à cet égard. De la même manière cette dissymétrie se traduit sur les crêtes : prairies herbeuses à pente faible du côté ouest, falaises et ravinnements du côté est ; la crête N-S formant limite entre les départements de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées, du pic du Lion au Mont-Né, est assez typique à cet égard.

Les plis sont trop intenses pour que l'ensemble de la série sédimentaire concernée soit impliqué dans les mêmes plis. Des niveaux dysharmoniques la tronçonnent, délimitant des étages structuraux, caractérisés chacun par un certain style de plis directement en rapport avec la compétence des terrains.

1^{er} étage structural

La série de l'Ordovicien supérieur fait apparaître un style déjectif particulièrement bien mis en évidence dans le Val de Burat : les anticlinaux correspondent à de larges bombements, entre lesquels des synclinaux à cœur de Silurien sont étroitement pincés, si étroitement qu'ils peuvent parfois être décrits comme des failles longitudinales.

2^e étage structural

Séparée de l'Ordovicien par le matelas dysharmonique des schistes carbonifères du Silurien, la série dévonienne, à l'exception de son terme calcaire terminal, est beaucoup plus incompétente, puisque constituée en majeure partie de schistes. Elle est plissée en plis serrés isoclinaux à schistosité pénétrative de plan axial orientée W-E, généralement subverticale (localement, à l'E.S.E du sommet d'Auténac, sur le versant ouest de la vallée de la Pique, quelques replis déversés vers le Sud-Est sont observables, peut-être en rapport avec une phase tardive de déformation). Faute de niveau-repère, les plis ne s'observent bien qu'indirectement sur les affleurements calcaires, dans les zones de charnière, par l'orientation sécante de la schistosité par rapport à la stratification soulignée par des joints argileux irréguliers. En introduisant des redoublements nombreux et indiscernables, ils rendent extrêmement difficile l'évaluation de la puissance de la série du Dévonien moyen.

3^e étage structural

Le sommet calcaire de la série dévonienne constitue avec la base du Carbonifère (lydiennes, calcaires à zones siliceuses et flysch) le 3^e étage structural de l'ensemble sédimentaire, séparé de l'étage précédent par une dysharmonie située directement sous les calcaires griottes. A la base de cet ensemble grâce au triplet-repère (griottes *s.l.* — lydiennes — calcaires à zones siliceuses), la cartographie des plis peut être précisée avec détails. Plus haut la monotonie du faciès culm ne permet pas la reconstitution des plis.

4^e étage structural

Enfin le calcaire récifal d'Ardengost peut constituer un 4^e étage structural non plissé en raison de son caractère massif, particulièrement compétent.

La schistosité subverticale évoquée précédemment serait hercynienne puisque n'affectant pas, semble-t-il, le Permien.

D'une manière très générale, l'ensemble des terrains est trop incompetent pour qu'il soit possible de mettre en évidence sur le terrain des cisaillements assimilables à des failles. La cartographie met toutefois en évidence des inflexions E-W dans le prolongement des synclinaux pincés intra-ordoviciens de l'Est de la vallée de la Pique, qui pourraient traduire de grands cisaillements longitudinaux.

Dans cet ensemble paléozoïque, le grand axe de l'ellipse formé par le granite de Bordères-Louron est parallèle à la direction générale N 110° E des plis. Mais la géométrie des structures de détail, nettement recoupées par le granite, ne semble pas avoir été influencée par sa mise en place.

STRUCTURE DU MASSIF DE LA BAROUSSE

Il est limité, au Nord comme au Sud, par des contacts anormaux de direction W.NW—E.SE avec les terrains jura-crétacés des zones nord-pyrénéennes et les terrains secondaires métamorphiques de la Zone interne métamorphique qui longe le front de la Haute chaîne primaire.

La partie occidentale du massif, à l'Ouest de Mauléon-Barousse, est divisée en trois compartiments par des failles subverticales de direction W-E à N 110° E : la faille de Serre-Sèque au Nord, jalonnée par le filon de quartz du bois de Bouchidet et par l'ophite du col de Loyos et qui se prolonge vraisemblablement dans les schistes du bois de la montagne d'Arize, la faille du bois de Soulaque au Sud. Les lambeaux de Trias qui sont engagés dans ces failles prouvent une activité post-hercynienne.

La structure de chaque compartiment correspond à un pli de grande amplitude : le périantoclinal des Arréuas, au Nord, à plongement d'axe vers le Nord-Est, le synclinal du pic Montaut à plan axial subvertical sensiblement W-E, au centre, le synclinal du pic de Mont-Aspet au Sud. La disposition des terrains, en particulier celle du granite de Sarrancolin et celle du granite de Ferrère, suggère un déplacement relatif sénestre des compartiments de part et d'autre des grandes failles (et sans doute de failles mineures de même orientation, difficiles à localiser dans les terrains pélitiques mais bien réelles, en particulier dans le compartiment du pic de Mont-Aspet).

Dans les terrains de nature argilieuse il est souvent possible d'observer deux débits schisteux. L'un, une schistosité de flux, est en général parallèle à la stratification ; c'est lui qui donne les dalles de schiste du pic de Douly et du bois de Barradiu par exemple. Cette schistosité est liée au métamorphisme régional. L'autre est une schistosité de crénulation à fort pendage et à direction comprise entre N 90° E et N 120° E et qui est plan axial de plis centimétriques à pluri-hectométriques (et probablement des plis cartographiés). Elle serait synchrone de la montée du granite dont elle moule les contours et marquerait la phase hercynienne majeure. Elle est fréquemment doublée, surtout quand elle est très intense, d'un litage tectonique dû à la migration des grains de quartz du plan de stratification dans le plan de schistosité, ce qui rend délicate, voire impossible, la distinction entre ces deux plans.

Dans l'auréole de métamorphisme du granite, des biotites de deuxième génération et la rotation de certains cristaux d'andalousite (plus ou moins contemporains de la deuxième schistosité) marquent l'apparition progressive d'une troisième schistosité (les deux premières sont ici confondues) d'orientation comprise entre N 70° E et N 130° E et à fort pendage, schistosité que l'on a rappro-

chée de la déformation par plis à axes verticaux et plans axiaux N 120° E qui semble liée aux mouvements de décrochement le long des grandes failles du massif, mouvements qui seraient donc tardi-hercyniens.

Les déformations pyrénéennes, difficiles à mettre en évidence, se traduiraient par la réactivation et le repliement des schistosités hercyniennes selon des axes en général W-E et par des déformations tardives telles que des ondulations N-S et des *kink-bands*.

La partie orientale du massif, ou massif de Chaum, est organisée en une coupole de terrains migmatitiques (dans laquelle l'intensité de la transformation croît de la périphérie vers le centre) séparée par une faille subméridienne des terrains siluriens et dévoniens du soubassement du pic du Gar. Cette faille et celles qui lui sont parallèles à l'Ouest de la Garonne et dans le massif du Gar ont leur origine dans l'évolution pyrénéenne de ce noyau de socle en avant de la Haute chaîne primaire.

STRUCTURE DES TERRAINS SECONDAIRES ; LA TECTONIQUE PYRÉNÉENNE

Les terrains secondaires sont répartis en plusieurs zones structurales aux caractères spécifiques (J.-Y. Lalaurie, 1972, 1976 ; J.-P. Sierak, 1977) définies dans l'introduction de cette notice.

Zone interne métamorphique

La Zone interne métamorphique comporte une série miogéoclinale anté-flysch (Trias à Albien inférieur) et un faciès graben à turbidites albien supérieur (flysch ardoisier), ainsi que des copeaux de socle hercynien et un massif de lherzolite. Étroite et discontinue, elle est resserrée entre deux failles crustales subverticales, localement soulignées par des mylonites.

Trois phases tectoniques y sont reconnaissables. La phase 1 est bien marquée par une schistosité de flux (marbres d'Ilhet par exemple) et par des plis d'écoulement (marbres de Saint-Béat) ; elle est responsable de plis d'échelle kilométrique, à axe subhorizontal orienté W.NW—E.SE, comme l'anticlinal de Boutx (Est de la Garonne), le synclinal du pic de Picharet (Ouest de l'Ourse de Sost) et le synclinal du Cap Nesté (Est de la Neste d'Aure). La phase 2 est associée à une schistosité de fracture subverticale ; elle est à l'origine de plis d'échelle kilométrique, à axe vertical, comme l'anticlinal du Cap du Mont (Est de la Garonne) et l'anticlinal du mont Las (Ouest de l'Ourse de Sost). Cette phase 2 est aussi responsable de la formation de brèches tectoniques par fracturation et éclatement de roches compétentes (marbres notamment) dont les fragments sont cimentés par de la calcite ou par un sédiment interne (brèche de Saint-Béat). La phase 3 est révélée par une schistosité de fracture subhorizontale.

La Zone interne résulte d'une tectonique synmétamorphe d'âge crétacé inscrite dans le cycle suivant : transtension et subsidence jusqu'à l'Albien supérieur ; métamorphisme thermique à cette époque (91-104 millions d'années), plissement (minéraux de néoformation orientés), émergence et érosion à la fin du Maestrichtien.

La Zone interne métamorphique correspond à la Zone de faille nord-pyrénéenne. Elle est née sur la frontière des plaques Europe—Ibérie au moment de leur séparation à l'Albien ; elle constitue l'axe tecto-sédimentaire de la chaîne.

Écailles bordières de la Haute chaîne primaire

Les écailles conservées sur la bordure nord de la Haute chaîne primaire sont constituées par des assemblages miogéoclinaux très érodés (Trias) et par un Crétacé supérieur à faciès dominant de type talus (Calcaires de Sarrancolin, Flysch à Fucoïdes). Leur structure est celle d'un synclinal complexe, déversé au Sud, dont le flanc nord est généralement étiré, voire supprimé, au contact du socle surélevé du massif de la Barousse.

Trois phases de déformation y sont connues (J. Henry *et al.*, 1971). La première phase est responsable d'une schistosité verticale (N 100° E), plan axial de plis isoclinaux à fort prolongement axial. Elle est particulièrement marquée dans les calcaires cénomaniens. La deuxième donne des plis qui replissent la linéation 1. La troisième donne des ondulations à axe subhorizontal: Elles sont visibles dans le flysch turono-coniacien.

Zone nord-pyrénéenne

La Zone nord-pyrénéenne comprend le massif primaire de la Barousse et une série post-hercynienne où se succèdent :

- des terrains de faciès graben (Permien—Trias),
- des ensembles miogéoclinaux (Trias à Albien inférieur),
- un nouveau faciès graben, à turbidites (flysch noir albien supérieur),
- un flysch sénonien superposé à la série miogéoclinale érodée (Flysch à Fucoïdes).

• **Le massif de la Barousse** est subdivisé en deux amygdales (J. Thiébaud, 1957) (massif de Chaum et massif de Ferrère) par une zone de failles sénestres d'orientation générale N 60° E.

Le massif de Chaum supporte un revêtement presque en place dans les reliefs escarpés du pic du Gar. Les couches jurassiques et crétacées forment une cuvette synclinale dont l'axe orienté à N 45° E, plonge de 30° au Nord-Est. Au contact de la lherzolite de Moncaup elles se reploient dans un autre synclinal dont l'axe, orienté à N 130° E plonge de 30° au Nord-Ouest ; l'approche de l'accident est marquée par des déformations pénétratives et une mylonitisation intense.

Le massif de Ferrère, d'allure sigmoïde, est découpé longitudinalement par des failles, au tracé également sigmoïde et d'orientation proche de la direction E-W. Dans deux de ces failles sont pincés l'ophite du col de Loyos et le Trias de la cabane de la Prade, ce qui prouve leur activité lors des plissements pyrénéens. Le massif de Ferrère est presque totalement désolidarisé des terrains de la couverture post-hercynienne qui dessinent au Nord tout un système de plis obliques par rapport à sa bordure septentrionale.

• **La série nord-pyrénéenne** développée au Nord des deux amygdales du massif de la Barousse s'organise en un synclinorium complexe d'orientation générale N 60°-80° E. *L'aire axiale de la structure* est occupée par les calcschistes du Crétacé inférieur du synclinal de l'Ourse dont la terminaison périclinale est visible autour du sommet d'Escalère de Coume Nère. Vers le Sud-Ouest le pli se resserre et les calcschistes se pincent dans la faille du col de Cherach, laquelle vient se confondre avec la bordure nord de la Barousse.

Dans *le versant méridional* du synclinorium, les couches du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur s'orientent dans l'ensemble parallèlement à la bordure à N 60° E du massif de Chaum et à N 90°-140° E du massif de Ferrère.

Mais ces couches sont localement redoublées par des accidents longitudinaux, discontinus, qui interviennent préférentiellement au niveau des argiles du Trias, des marnes du Lias, des calcaires et dolomies en petits bancs du Kimméridgien, de la base des brèches berriasiennes et des calcschistes de l'Aptien ; elles sont aussi déformées dans des replis à axe localement très redressé, liés à des failles longitudinales et transverses. Ainsi, du Sud-Est au Nord-Ouest, on reconnaît : le synclinal de Juan Malaut d'orientation N 60°-80° E et à remplissage jurassique, au Nord du massif de Chaum et des écaillés de socle et de lherzolite de Moncaup ; le synclinal de la butte de Péré, à axe très redressé, au Nord de la faille longitudinale du col des Ares (probablement déterminé par des failles transverses à N 160° E sous les alluvions de la Garonne, prolongeant celles qui affectent plus au Sud le massif de Chaum) ; l'unité à série monoclinale, renversée à 80° Sud dans la montagne de Gert en avant du massif de Chaum et normale, à pendage nord, dans le mont Saqueton, en bordure du massif de Ferrère ; les couches épousent la courbure du bord de ce dernier massif, près d'Ourde, avant de se renverser à nouveau à l'extrémité occidentale de l'unité dans le Haut Nistos. Plus au Nord enfin, la série allant du Trias à l'Aptien, normale et à pendage nord dans le chaînon de Malvezie, dessine, au-dessus de la faille de Mont-de-Galié, des plis dissymétriques déversés vers l'Ouest tels que l'anticlinal de Génos, dont l'axe plonge à 45° vers l'Ouest, et le synclinal du Mail de Lias. Interrompues à la traversée de la Garonne, les mêmes assises se retrouvent au-delà dans la lanière de Sacoué—Troubat.

A l'articulation entre les massifs de Chaum et de Ferrère et donc au Nord de Mauléon-Barousse, la série secondaire nord-pyrénéenne est reployée dans le synclinal de Bramevaque dont l'axe est orienté à N 40° E et plonge d'environ 60° au Nord-Est. Les calcaires et dolomies en petits bancs du Kimméridgien y sont affectés de glissements ; les calcaires barrémiens y sont broyés dans la brèche de Gembrie, d'origine première tectonique.

Dans le versant septentrional du synclinorium de l'Ourse la série secondaire nord-pyrénéenne est redoublée par des accidents longitudinaux dans une suite d'écaillés qui sont redressées et resserrées à la traversée de la vallée de la Neste d'Aure et qui se terminent à l'Est dans des plis dissymétriques déversés vers l'Est à hauteur des vallées du Nistos et d'Arize, comme l'anticlinal du Mont-Monch et le synclinal des Arresecs.

On note enfin le développement de failles d'orientation N 160° E. Les plus apparentes ont été cartographiées dans le massif de Chaum (à l'Est de la Garonne), à sa terminaison (Sost) et dans la Zone interne métamorphique jusqu'au Cap Nesté. D'autres sont suggérées par les contours et la morphologie, près de Sarrancolin dans la Zone interne métamorphique (à la terminaison du synclinal de Cap Nestès, dans la vallée d'Aure) et dans la Zone nord-pyrénéenne (dans la vallée de la Garonne à hauteur de Galié). Il s'agit de failles de décrochement dextre.

A propos des relations entre le massif hercynien de la Barousse et la série secondaire post-hercynienne, deux points sont illustrés par la feuille :

— *l'amygdale de Chaum* est solidaire de son revêtement stratigraphique normal, conservé dans la montagne du pic du Gar ; elle est indépendante des terrains secondaires développés au Nord dont elle est séparée par un important contact anormal NE—SW ;

— *l'amygdale de Ferrère* est expulsée vers le haut et sort de sous cette couverture nord-pyrénéenne qui dessine sur sa bordure une série de plis en échelons décalés vers la droite et à plongement axial vers l'Est ou le Nord-Est. Dans son mouvement d'expulsion vers le haut, l'amygdale de Ferrère se découpe en uni-

tés sigmoïdes et rejaillit vers le Sud-Ouest sur la Zone interne métamorphique et les écaïlles bordières de la Haute chaîne primaire.

Cette structure s'accorde avec l'interprétation proposée pour expliquer la position structurale des massifs nord-pyrénéens en général et de la Barousse en particulier (P. Souquet *et al.*, 1975). Ce massif de la Barousse est partiellement désolidarisé de sa couverture post-hercynienne ; avec cette dernière il constitue une unité tectonique allochtone déplacée vers le N.NE (chevauchement frontal nord-pyrénéen, *cf.* schéma structural) et affectée de chevauchements antithétiques vers le Sud-Ouest.

Les structures pyrénéennes décrites résultent d'un « continuum » tectonique où deux phases principales se signalent :

— une phase crétacée, succédant à un métamorphisme thermique en relation avec le faciès-graben à turbidites, qui affecte la Zone interne métamorphique et probablement la Zone nord-pyrénéenne ;

— une phase éocène (compression N 20° E) qui est à l'origine du plissement de la Zone nord-pyrénéenne et de la Zone sous-pyrénéenne et de leur déplacement décakilométrique vers le Nord.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

L'hydrogéologie de ce secteur est dominée par le caractère spécifique des écoulements souterrains en montagne. Les réservoirs sont de faible extension, allongés dans le sens SE—NW, ils sont étroits et compartimentés. Mais la quasi-permanence des apports pluvio-nivaux assure une alimentation telle que les sources sont le plus souvent pérennes malgré les faibles capacités des aquifères. Les précipitations sont abondantes et assez régulières (précipitations moyennes annuelles : 1 000 mm ; précipitations efficaces moyennes annuelles : 500 mm environ).

Les terrains peuvent être divisés en trois classes de perméabilité :

— terrains à perméabilité d'interstices :

- dépôts fluvio-glaciaires (perméabilité moyenne),
- alluvions récentes des rivières (perméabilité médiocre à moyenne) ;

— terrains carbonatés à perméabilité de fissures :

- calcaires karstifiés ou fissurés du Jurassique et du Crétacé,
- calcaires et calcschistes primaires faiblement fissurés ;

— terrains imperméables :

- flyschs, argiles et pélites,
- granitoides et roches métamorphiques qui peuvent présenter des fissurations permettant localement la circulation de l'eau mais sans effet capacitif.

Parmi ces terrains il est possible de dégager quelques aquifères d'intérêt local ou régional.

• **Les aquifères des alluvions et des dépôts glaciaires.** Les alluvions et les dépôts glaciaires quaternaires constituent des aquifères de dimensions restreintes sauf dans le secteur de Mauléon-Barousse, de Frontignan-de-Comminges et de Cierp-Gaud. Les alluvions de la Garonne sont sollicitées pour des captages d'eau potable.

- **Les aquifères des chaînons calcaires nord-pyrénéens.** Les calcaires jurassiques du massif de Barousse—Nistos au Nord et les calcaires marmoréens de Sarrancolin au centre de la feuille, qui reposent sur des terrains imperméables, forment des aquifères karstiques aux ressources abondantes.

Le massif de Barousse—Nistos est drainé par la Garonne et par la Neste. Il est très karstifié et alimente de grosses sources comme la Gourdiolle à Mauléon-Barousse qui alimente le syndicat d'eau potable de la Barousse.

Les calcaires de Sarrancolin, également karstifiés, constituent un aquifère de forme allongée dans la direction E-W, limité et drainé à ses extrémités par la Neste à l'Ouest et l'Ourse de Sost à l'Est. Cet aquifère alimente des sources à gros débits (Oueil de Lobau à Sarrancolin).

- **Les circulations d'eau des niveaux calcaires primaires.** Ces calcaires fissurés ne constituent pas des réservoirs mais ils donnent naissance à des sources parfois abondantes à cause de l'abondance et de la régularité des précipitations.

- **Les circulations dans les massifs primaires schisteux, dans les roches métamorphiques et dans les granites.** Ces terrains fissurés et plus ou moins recouverts par des altérites donnent naissance à des sources de faible débit.

Qualité des eaux et vulnérabilité à la pollution

Bien que très vulnérables à la pollution, ces eaux sont en général de bonne qualité et peuvent satisfaire la demande locale pour l'eau potable et les autres usages.

Eaux thermo-minérales

Elles sont représentées par deux sources :

- la source Saint-Nérée à Ferrère, non captée (débit 1/2 l/s, température 16°),
- la source Sainte-Marie à Siradan, captée et autorisée, qui débite 1,6 l/s d'une eau bicarbonatée calcique à 16°.

SUBSTANCES MÉTALLIQUES

Les gisements de substances métalliques, relativement nombreux, sont surtout concentrés dans les terrains ordoviciens et dévoniens des vallées de la Garonne, de Burat et de la Pique.

Gîtes à plomb et zinc

La galène et la blende en sont les minéraux principaux. Le rapport de la blende à la galène est généralement de 3 à 4 pour 1. Leur sont associés d'autres sulfures comme la pyrite, la pyrrhotite, la chalcopyrite.

Ces gîtes furent exploités depuis des temps très anciens (notamment pour l'argent contenu) jusqu'en 1943.

Les principaux se trouvaient dans le Val de Burat et dans la vallée de la Garonne (Baren).

Dans le Val de Burat

Maratines (8-4008) a produit 56 000 t de tout-venant, soit 8 500 t de concentré à 51 % de zinc. Il s'agissait d'un filon vertical N-S, d'une puissance

de 0 à 2 m avec un remplissage de quartz et de calcite. La blende était associée à la pyrrhotite.

Contraire (8-4010) a fourni 8 000 t de tout-venant (soit 500 t de zinc, 280 t de plomb et 160 kg d'argent). C'était un petit champ de filons de quartz, à direction N-S comme à Maratines.

Les Picades (8-4014) où existe un petit champ filonien dans un secteur très difficile d'accès. Le filon principal a été reconnu par une série de travers-bancs et de tranchées sur plus de 350 m de longueur. Sa direction est sensiblement N-S et sa puissance peut atteindre une dizaine de mètres. Le remplissage est de calcite et de quartz avec, comme sulfures dominants, la blende et la pyrite-pyrrhotite.

On aurait extrait environ 150 t de tout-venant comportant 50 t de blende et un peu de galène pour 8 % probablement de métal contenu.

Hournadech (8-4012) présentait deux filons de direction méridienne, à remplissage de quartz et calcite, ayant donné une centaine de tonnes de tout-venant.

Luscou (8-4004) correspondait à un amas interstratifié dans les schistes du sommet de l'Ordovicien. On en aurait extrait une vingtaine de tonnes à 2 % de zinc, 4 % de plomb et 65 ppm d'argent.

Ces gîtes sont encaissés dans l'Ordovicien—base du Silurien. Plusieurs d'entre eux, quoique portés sur la carte, ne sont plus repérables sur le terrain, suite au remblaiement ou au dynamitage des entrées des galeries.

Dans la vallée de la Pique

Le groupe de *Baren* (7-4004) où l'on trouve trois amas lenticulaires qui dérivent probablement de la même unité ultérieurement plissée. Leur puissance est variable (quelques décimètres à quelques décimètres). La blende y est le sulfure principal.

Au *Mail de la Pique* (8-4009), on a deux amas distincts. L'un pluridécamétrique en allongement et puissant de 0 à 2 m, l'autre, plus en aval, reconnu sporadiquement sur plus de 200 m pour une puissance de 0 à 4 mètres. Le minerai (blende surtout, avec galène et pyrite) y est soit sous forme rubanée, soit sous forme mouchetée dans une gangue de carbonates (calcite, sidérose, ankérite) avec quartz et chlorite ferro-magnésienne.

Comme à Baren, au Mail de la Pique il n'a été extrait que quelques dizaines de tonnes de tout-venant.

A *Lège* (7-4005), sur la rive gauche de la Pique, le gîte consiste en un amas d'une centaine de mètres de long et de 0 à 2,50 m de puissance pour une dizaine de mètres de haut.

La minéralisation est du même type que sur la rive droite (Baren) et se place au toit d'une barre calcaire équivalente.

A ces minéralisations de la vallée de la Pique, situées dans le Dévonien inférieur, nous pouvons rattacher les gîtes de *Cazaux-Layrisse* (7-4008), *Montmajou* (7-4007), *Granges des Pops* (7-4006).

Les tonnages extraits ont toujours été insignifiants.

Dans d'autres secteurs de la feuille Arreau

Lamenère, au Sud de Seich, au Nord-Ouest de la feuille, où la galène se trouve dans des zones broyées, profondément altérées, situées dans des calcaires karstifiés du Crétacé inférieur. Cet indice a été anciennement travaillé.

Beyrède-Jumet, en vallée d'Aure, en bordure de la route D 629, où existe une curieuse veine verticale de quelques décimètres d'épaisseur et d'extension W-E sub-décamétrique. Son remplissage est constitué de sulfures massifs (blende, galène, chalcopryrite) avec de la rammelsbergite (sulfure de nickel) et de la safflorite (arséniure de cobalt). Cette veine est liée à une écaille de schistes gréseux supposés triasiques dans les calcaires cénomaniens.

Cet indice, anciennement travaillé, a été l'objet de recherches dans les années 60 mais sans succès.

Gîtes à cuivre

Il s'agit généralement de petits indices qui ont néanmoins fait l'objet de diverses recherches minières à certaines époques.

Le cuivre est sous forme de chalcopryrite associée à d'autres sulfures (dont pyrite et pyrrhotite surtout).

Dans la vallée de la Pique

La Prade (7-4003) où se place un filon de direction N-S, sub-vertical, à remplissage de calcite et de quartz avec pyrrhotite et chalcopryrite subordonnée. Il a été suivi par travaux sur 200 m de longueur et sur 70 m de dénivellation.

Herrère—Bois-des-Ayres, à la limite méridionale de la feuille, dans les communes de Gouaux-de-Luchon et d'Artigues, où l'on trouve divers indices portant de la chalcopryrite (parfois avec ses formes d'oxydation superficielle).

Certains de ces indices consistent en petites masses de chalcopryrite dans une gangue de quartz. Il s'agit le plus souvent d'anciens filons déformés et dilacérés par une tectonique tardive.

Pour d'autres indices, la chalcopryrite est en mouches, en veinules ou en feuillettes, dans les schistes du sommet de l'Ordovicien. Enfin, dans ce secteur, la chalcopryrite peut se trouver en mouches isolées dans des filons riches en blende.

Dans la vallée de la Garonne

Sur la rive gauche, à la limite orientale du massif de Barousse, divers filons sont encaissés dans des roches métamorphiques. Ils ont été très anciennement exploités (présence de scories) et ont fait l'objet de recherches dans la première moitié de ce siècle.

Salechan (4-4002) avec de petits filons lenticulaires (allure locale de stockwerk) de direction SE—NW, à remplissage de quartz-calcite avec ankérite, sidérose, pyrite, chalcopryrite et traces de mispickel.

Estenos (4-4003) où l'on trouve des filons de quelques décimètres au plus d'épaisseur et de quelques mètres de longueur. Leur direction est SE—NW. Le quartz et l'ankérite forment le remplissage principal et sont accompagnés par la pyrite et par des traces de chalcopryrite.

Chaum (4-4004) où les filons, de direction W-E, sont un peu plus importants en puissance que les précédents. Gangue de quartz, calcite, ankérite, recelant de petits amas de pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite.

Saurré (3-4001) où se situe un filon de 8 à 10 m d'épaisseur à remplissage de quartz, sidérose, ankérite, avec pyrite, traces de chalcopryrite et de mispickel. Sa direction est SE—NW.

Dans la même région, nous signalons la présence de veinules et de filonnets de chalcopryrite et de pyrite dans l'ophite, en relation ou non avec de la calcite.

Gîtes à tungstène

De nombreux indices de scheelite existent dans la vallée de la Pique et le Val de Burat ainsi que dans les granites de Ferrère et de Sarrancolin.

La scheelite est le plus souvent liée aux lentilles et aux filonnets de quartz en position intra- ou péri-granite. Parfois même, elle se situe en dehors de tout contexte intrusif. Ainsi, au Sud de Gouaux-de-Luchon, elle a été trouvée dans des grès dolomitiques bioclastiques du sommet de l'Ordovicien.

Gîtes à fer

A *Ferrère*, des travaux très anciens (d'où le nom de la localité) et de plus récents (début de ce siècle) jalonnent des filons de direction N-S. Leur épaisseur est faible, de l'ordre de quelques centimètres à quelques mètres, et leur extension pluri-métrique à pluri-décamétrique. Le remplissage est essentiellement de quartz avec, ça et là, de petites « poches » d'oligiste.

A *Ilhet*, dans le bois des Camonsets, les veinules d'oligiste sont encaissées dans des dolomies métamorphiques du Secondaire.

A *Gouaux-de-Luchon*, les eaux qui sourdent des *shales* noirs siluriens riches en pyrite libèrent, par oxydation du fer (limonite) qui cimente les éboulis de pente. Ce fer fossilise les éléments végétaux (feuilles, branches, on a même signalé des troncs d'arbre transformés en limonite).

Ces gîtes, dont l'épaisseur variait de quelques décimètres à quelques mètres, ont été exploités surtout dans la première partie de ce siècle. Les tonnages extraits sont de l'ordre de quelques milliers de tonnes.

Magnésium

Les dolomies noires du Jurassique sont exploitées au Nord-Est de Thèbe, puis traitées à Marignac pour en extraire le magnésium.

SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX

Gîtes de phosphates de chaux

Ils sont localisés dans le Tournaisien et sont liés à une roche siliceuse noire (lydienne) ou parfois à des schistes argileux noirs. Les phosphates de chaux sont généralement sous forme de nodules noirs dont les dimensions vont de quelques millimètres à quelques centimètres ; ils peuvent être sphériques ou aplatis. Parfois on trouve des plaquettes claires de phosphates de chaux. La couche à phosphates a une épaisseur métrique (indépendamment de la tectonique qui peut l'amincir ou l'épaissir) et une teneur en tout-venant inférieure à 10 % de P_2O_5 .

Parmi les nombreuses exploitations anciennes (1900—1950), les plus importantes sont celles de Cierp-Signac, au Mail de Pignan, avec près d'une dizaine de kilomètres de galeries ; leur production aurait été de 150 000 t de tout-venant. Toutes sont abandonnées à cause de la faible épaisseur de la couche phosphatée, de la teneur trop basse, de leur position géographique difficile et d'une tectonique qui les fractionne en de trop petites unités.

Marbres

Les formations anciennement exploitées pour pierres ornementales sont :

- les calcaires amygdaloïdes gris, verts ou rouges (griottes) du Dévonien supérieur (Cierp, Signac, Sost),
- les calcaires secondaires métamorphiques donnant des marbres gris, rubanés, parfois blancs (Saint-Béat, Marignac, Sost),
- les brèches sédimentaires ou tectoniques des terrains secondaires (Beyrède-Jumet, Ilhet, Troubat, Lez, Nistos).

Toutes les carrières sont aujourd'hui abandonnées par suite de la concurrence des marbres importés et de leurs difficultés d'exploitation (position géographique, fracturation souvent importante, environnement) auxquelles s'ajoute l'absence d'intérêt, donc de demande, pour les coloris offerts. Certaines ont conservé un front de taille en bon état autorisant une reprise d'activité (Beyrède-Jumet, Ilhet) ; les autres, souvent exploitées par pétardage, épisodiquement pour les besoins locaux d'empierrement, ou de façon continue pour granulats et chaux, sont irrémédiablement perdues pour l'industrie marbrière.

Matériaux divers

Chaux, granulats. Les calcaires métamorphiques blancs anciennement exploités comme marbres sont maintenant extraits pour la chaux, des poudres de marbre et des granulats, dans de grandes carrières en partie souterraines situées dans la montagne de Rié et au Cap du Mont, de part et d'autre de Saint-Béat, ainsi qu'au Sud-Ouest de Sost. Les calcaires albiens d'Izaourt sont également exploités pour la chaux.

Graviers. La basse terrasse inondable de la vallée de la Garonne a été activement exploitée pour les besoins locaux des entreprises de travaux publics et du bâtiment.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires intéressant la région dans le *Guide géologique régional : Pyrénées orientales, Corbières*, par M. Jaffrezo (1977), Masson, Paris.

D'autre part, l'excursion 41 du 26^e congrès géologique international (1980) : coupe géologique pédestre Nord-Sud dans les Pyrénées centrales, traverse la partie occidentale du territoire de la feuille Arreau (livret-guide G.18-3, **Itinéraires géologiques : Aquitaine, Languedoc, Pyrénées**, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, mém. 3).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALIMEN H. (1964) — Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mémoire Serv. Carte géol. Fr.*
- BABIN Cl. et DELVOLLÉ J.-J. (1982) — Une faune de Mollusques bivalves du Namurien des Pyrénées centrales françaises. *Geobios*, n° 15, fasc. 5, p. 729-753.

- BARRÈRE P. (1963) — La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. 5, p. 516-526.
- BARRIER J. (1968) — Tectonique du Nistos. D.E.S., Toulouse, 48 p. dactylographiées, 15 pl., 6 annexes dont 1 carte à 1/20 000.
- BLEGIERS A. de (1958) — Contribution à l'étude géologique de la couverture septentrionale de la Barousse. D.E.S., Toulouse, 71 p. dactylographiées.
- BOISSON M., DEBEAUX M. et THIÉBAUT J. (1974) — L'ophite de Siradan (Haute-Garonne) et sa minéralisation cuprifère. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 110, fasc. 1-2, p. 114-121, 3 fig.
- BOISSON M. (1975) — Contribution à l'étude d'anciens gîtes de cuivre des Pyrénées centrales (Ariège, Haute-Garonne). Thèse 3^e cycle, Besançon.
- BOULIN J. (1956) — Étude géologique de la région d'Arreau (Hautes-Pyrénées). D.E.S., Paris.
- BOUQUET C. et STOPPEL D. (1975) — Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (hautes vallées de la Garonne et d'Aure). *Bull. B.R.G.M.*, 2^e série, section I, n^o 1, p. 7-61.
- BOUQUET C. et STOPPEL D. (1980) — Contribution à l'étude du Trias carbonaté des Pyrénées occidentales et centrales. *Bull. B.R.G.M.*, 2^e sér., sect. I, n^o 2, p. 119-134.
- BOUVIER A. (1968) — Contribution à l'étude géologique du Pays des Baronnie entre la Neste et l'Adour (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 141 p., 12 pl.
- CAPDEPONT P. (1982) — Géologie de la partie orientale du massif varisque de la Barousse (Pyrénées centrales). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- CARALP J. (1891) — Sur l'attribution au Carbonifère des schistes à *Oldhamia* du pays de Luchon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. 19, p. 762-765.
- CASTÉRAS M. (1933) — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n^o 189, 525 p., 64 fig., 9 pl., 1 carte à 1/200 000.
- CASTÉRAS M. (1949) — Terrains secondaires de la feuille de Luz (1/80 000, angle NE). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XL, n^o 199, p. 225-230.
- CASTÉRAS M., CUVILLIER J., ARNOULD M., BUROLET P.F., CLAVIER B. et DUFAURE P. (1957) — Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 92, p. 297-347.
- CASTÉRAS M., DEBEAUX M. et DUFAURE P. (1963) — Jurassique supérieur et Néocomien dans la série du pic du Gar (Haute-Garonne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 117-119.

- CHAMBOLLE P. (1961) — Étude géologique et métallogénique du Val de Burat et de ses environs (Haute-Garonne). Thèse 3^e cycle, Paris.
- CHOUKROUNE P. (1974) — Structure et évolution tectonique de la Zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 55, n^o 127, 116 p., 66 fig., 16 pl.
- CRILAT S. (1981) — Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire. Thèse, Paris, 457 p. ronéot., 75 fig., 14 pl.
- CUBAYNES R. (1972) — Contribution à la stratigraphie du Paléozoïque supérieur dans la région d'Arreau (H-P). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- DEBEAUX M. et THIÉBAUT J. (1958) — Les affleurements du socle paléozoïque entre les massifs de la Barousse et de Milhas dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 93, p. 522-528.
- DEBROAS E.-J. et SOUQUET P. (1973) — Zones isopiques et zones structurales sur le versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 109, fasc. 3-4, p. 391-401.
- DECAMPS J. (1956) — Étude des terrains secondaires nord-pyrénéens dans la région située entre la Neste et la Garonne. D.E.S., Toulouse, 144 p. dactylographiées, 1 carte h.-t. à 1/20 000.
- DELFAUD J. (1966) — Le Jurassique et le Néocomien du Mont Sacon (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 7, p. 497-501.
- DELFAUD J. (1968) — Quelques précisions sur le Lias de la région de Rebouc (Hautes-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. 10, p. 320-321.
- DELFAUD J. (1969) — Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse, Bordeaux, 5 vol. ronéot.
- DESTOMBES J.-P. et VAYSSE A. (1947) — Sur le Gothlandien de la vallée de la Pique (Haute-Garonne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. 17, p. 403-409.
- DESTOMBES J.-P. (1952) — Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. C.R. 19^o C.G.I., Alger, section 2, fasc. 2, p. 107-129.
- DESTOMBES J.-P. (1959) — Position stratigraphique des schistes à Trilobites de Cathervielle (Haute-Garonne). *Bull. Soc. Et. Sc. d'Angers*, nouv. série, t. 2, p. 111-113.
- DOUVILLÉ H. (1926) — Les marbres de Sarrancolin, de Saint-Béat, dans les Pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 183, p. 826-830.
- DUBAR G. (1925) — Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord.*, vol. IX, t. 1, 332 p., 51 fig., 7 pl.

- ESQUEVIN J., FOURNIÉ D. et LESTANG J. de (1971) — L'Aptien et l'Albien nord-pyrénéens et sud-aquitains. *Bull. Centre Rech. S.N.P.A., Pau*, vol. 5, n° 1, p. 87-151.
- FORGHANI A.H. (1964) — Le massif granitique de Bordères (Hautes-Pyrénées) et son auréole métamorphique. Thèse 3^e cycle, Paris.
- GAURAN R. (1973) — Les terrains secondaires nord-pyrénéens du massif du Cagire et de ses abords orientaux. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- HENRY J., RICHERT J.-P. et WAHBI Y. (1971) — Sur la présence de trois phases tectoniques dans le Crétacé supérieur de Beyrède-Jumet (Hautes-Pyrénées). *Bull. Centre Rech. S.N.P.A., Pau*, vol. 5, n° 1, p. 61-87, 10 fig., 2 pl.
- LALAURIE J.-Y. (1972) — Étude géologique de la région des Hautes-Baronnies entre les vallées de l'Adour et de la Neste. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 98 p., 8 pl., 2 pl. h.t.
- LALAURIE J.-Y. (1976) — Structure de la région de Sarrancolin (Hautes-Pyrénées) : distinction du Néocrétacé et des terrains secondaires antécénomaniens métamorphiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 254-256.
- LEGRAND-BLAIN M., DELVOLVÉ J.-J. et PERRET M.-F. (1983) — Les Brachiopodes carbonifères des Pyrénées centrales françaises. Cadre stratigraphique et sédimentaire ; étude des *Strophomenida*. *Geobios*, n° 16, fasc. 3, p. 285-327.
- LEYMERIE A. (1881) — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. Privat. éd., 1 010 p., fig., 1 carte à 1/200 000, 1 atlas 29 pl.
- LUCAS C. (1968) — Le grès rouge du Comminge et de la Bigorre (Pyrénées centrales). Étude géologique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- LUCAS C. (1977) — Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphiques et paléogéographie. *Bull. B.R.G.M.*, section IV, n° 3, p. 225-231.
- MATTE P. (1969) — Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de la Garonne (Paléozoïque des Pyrénées centrales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, série D, t. 268, p. 1841-1844.
- MONCHOUX P. (1970) — Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse, Toulouse, 180 p., 56 fig., 1 annexe, 52 fiches, 12 pl.
- PÉLISSONNIER H. (1959) — Dolomitisation de la série dévono-dinantienne dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. 1, p. 625-630.
- PERRET M.-F. (1971) — Les calcaires carbonifères d'Ardengost (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse.

- PEYBERNÈS B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse, Toulouse, 459 p., 149 fig., 42 pl.
- RAVIER J. et THIÉBAUT J. (1953) — Étude pétrologique de l'épisyénite d'Eup. (Haute-Garonne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e sér., t. 3, p. 215-222.
- RAVIER J. (1957) — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 86, 250 p.
- SIERAK J.-P. (1957) — Étude géologique de la couverture septentrionale des massifs nord-pyrénéens de la Barousse (Haute-Garonne ; Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 115 p., 13 fig., 11 pl., 1 carte à 1/50 000.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M. et DEBROAS E.-J. (1977) — La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, fasc. 2, p. 193-216.
- TAILLEFER F. (1957) — Glaciaire pyrénéen, versant nord et versant sud. *Rev. Géogr. Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 28, p. 221-244.
- THIÉBAUT J. (1954) — Les terrains cristallophylliens du massif de la Barousse dans les Pyrénées françaises. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 21-23.
- THIÉBAUT J. (1954) — Note préliminaire sur la stratigraphie des formations paléozoïques du massif de la Barousse dans les Pyrénées centrales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 261-262.
- THIÉBAUT J. (1957) — Étude géologique du massif de la Barousse. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 92, p. 17-67.
- THIÉBAUT J., DEBEAUX M., DEBROAS E.-J. et SOUQUET P. (1979) — Découverte de roches d'affinités teschénitiques dans les marbres mésozoïques de Saint-Béat (Haute-Garonne). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 228, sér. D, p. 1685-1687.
- VILLECHENOUS-DUCLOS F. de (1980) — Géologie de la partie occidentale du massif varisque de la Barousse. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- VEGAS G. (1982) — Les minéralisations plombo-zincifères de la concession de Baren (H.-G.). Leur contexte lithologique et géochimique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- WAHBI Y. (1970) — Étude géologique du Crétacé supérieur de Beyrède-Jumet (Hautes-Pyrénées). D.E.S., Toulouse, 67 p., 8 pl., 1 carte, 16 pl. h.-t.

RAPPORTS ET DOCUMENTS INÉDITS

- BOUQUET C. (1976) — Les minéralisations tungstifères de la vallée de la Pique (Haute-Garonne). Compte rendu des recherches pour l'année 1975. Rapport B.R.G.M. 76 DSO 14.

- BOUQUET C. (1978) — Les phosphates noirs du Dinantien des Pyrénées. Rapport B.R.G.M. 78 DSO 07.
- CHAPUT M. (1968) — Fiches de gisements de Maratines. B.R.G.M., D.R.D.M., div. SO.
- GALHARAGUE J., TERNET Y. (1983) — Les gisements de marbre dans la région Midi-Pyrénées. B.R.G.M., SGR-MPY.
- LOUGNON J. (1955) — Rapport sur la concession de zinc, plomb et cuivre de Baren (H.-G.). Rapport B.R.G.M. A 748.
- MICHARD A. (1968) — Fiches de gisement d'Argut. B.R.G.M., D.R.D.M., div. SO.
- PRIAN J.-P. (1978) — Les minéralisations phosphatées du Dinantien des Pyrénées dans les secteurs de Cierp-Col de Peyresourde (H.-G. et H.-P.) et de Lescun (P.-A.). Étude comparative des milieux de sédimentation. Rapport B.R.G.M., 78 SGN 679 GEO.

DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES ANTÉRIEURS

- Carte géologique à 1/80 000 Bagnères-de-Luchon : 1^{re} édition (1910), par L. BERTRAND ; 2^e édition (1951), par M. CASTÉRAS, M. DALLONI, E. RAGUIN.
- Carte géologique à 1/20 000 du Val de Burat, par P. CHAMBOLE (1961).
- Carte géologique à 1/10 000 des « Calcaires d'Ardengost » par M.F. PERRET (1971).
- Carte géologique à 1/50 000 du massif de la Barousse par J. THIÉBAUT.
- Carte géologique à 1/25 000 de la partie occidentale du massif de la Barousse par F. de VILLECHENOUS-DUCLOS (1980).
- Carte géologique à 1/20 000 de la région de Beyrède-Jumet par Y. WAHBI (1970).

DOCUMENT CARTOGRAPHIQUE POSTÉRIEUR

- Carte géologique de la partie orientale du massif de la Barousse à 1/25 000 par P. CAPDEPONT (1982).

DOCUMENTS CONSULTABLES

Des renseignements concernant les sondages, travaux miniers, sources, cavités souterraines mentionnés sur la carte sont détenus par la Banque des données du sous-sol (B.S.S.) du B.R.G.M. Les dossiers peuvent être consultés au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue P.G. Latécoère, 31400 Toulouse et au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

COLLABORATEURS

- D. GIOT, B.R.G.M., SGN-GEO, Orléans : étude d'échantillons de l'Ordovicien du massif de la Barousse.
- J. ROGER, B.R.G.M., SGN-GEO, Orléans : étude de Brachiopodes provenant du massif de la Barousse.
- D. STOPPEL, B.G.R., Hannover, R.F.A : recherche et détermination de Conodontes.

AUTEURS DE LA NOTICE

P. BARRÈRE, professeur à l'Université de Bordeaux III : Quaternaire.

C. BOUQUET, ingénieur géologue au B.R.G.M. : substances métalliques et non métalliques.

E.-J. DEBROAS, technicien à l'Université de Toulouse : terrains secondaires métamorphiques.

H. PÉLISSONNIER, professeur à l'École nationale supérieure des Mines : Primaire *p.p.*, granite de la Barousse, roches filoniennes, géologie structurale de la Haute chaîne primaire.

B. PEYBERNÈS, professeur à l'Université de Toulouse : Jurassique et Crétacé inférieur avec la collaboration de Ph. FAURE pour le Lias.

J.-C. SOULÉ, ingénieur géologue au B.R.G.M. : hydrogéologie.

P. SOUQUET, professeur à l'Université de Toulouse : introduction, Crétacé supérieur, structure de la zone nord-pyrénéenne.

Y. TERNET, ingénieur géologue au B.R.G.M. : Primaire *p.p.*, Permien, Trias, massif de la Barousse, granitoïdes *p.p.*, documentation complémentaire, coordination.

ERRATUM

Le gîte de minerais de l'Arène, 8-4013, a été noté, par erreur, 8-4018 sur la carte.

TABLEAUX DES GÎTES DE MINÉRAIS MÉTALLIQUES ET DES SUBSTANCES INDIQUÉS SUR LA FEUILLE

N° d'archivage au S.G.N.	Nom du gîte	Commune	Coordonnées Lambert		Métaux et substances	Nature et encaissant
			X	Y		
—	Arlos	Arlos	466,7	66,8	Fe	Amas de Q pyriteux
8-4002	le Plan d'Argut	Argut- Dessous	467,1	66,96	Fe, Zn, Pb	Filon de quartz
—	Artigues (Herrere)	Artigues	459,9	61,49	Cu, Zn	Amas stratiforme
—	Méliande	St-Béat	465,6	67,6	Fe	Veinules de quartz
8-4003	Pène-Nère	«	465,2	67,8	Zn, Pb, Fe	Filons de quartz
8-4003	Balestan	«	465,3	67,6	Zn	Chevelu filonien
8-4003	Rieu Sec	«	465,1	67,2	Zn, Fe	Filon de quartz
8-4006	La Lane	Marignac	463,9	68,1	Fe, Zn	Schistes, quartz, microgranite
- id -	Hougarolles	«	463,5	67,7-68,0	Fe, Zn	Filons de quartz
8-4004	Luscou	«	463,0	67,7	Fe, Zn	Stratiforme, schistes gris
8-4005	Marot (goutier de)	«	463,3	67,6	Zn, Fe	Filon de quartz
8-4008	Maratines	«	463,5	67,4	Zn, Fe	Filon de quartz
- id -	Pré d'Espagne	«	463,3	66,9	Fe, Zn	Filonnets de quartz
8-4010	l'Argentière	Gaud	462,9-463,3	66,6-66,8	Pb	Filons de quartz
8-4007	Couret	Marignac	464,5	67,6	Fe, Zn, Pb	Amas et filonnets de quartz
8-4010	Bardaou	«	463,7	66,9	Fe, Pb	Filons de quartz
8-4010	Contraire	«	463,6	66,5	Zn, Fe, Pb	Réseau de filonnets
—	Saribarolles	«	463,7	65,8	Zn	Filons de quartz
8-4012	Hournadech	«	463,1	66,1	Zn, Fe, Pb	Filons calcite et quartz
8-4011	Arraus	Gaud	462,8	65,5	Zn, Pb	Filons de quartz
8-4014	les Picades	Marignac	464,5	64,6 et 65	Zn, Fe	Filons de quartz
8-4013	l'Arène	Arlos	464,3	64,2	Fe, Zn, Pb	Schistes et calcschistes (strati.)
- id -	Courraus (cabanes des)	«	464,7	64,05	Zn, Pb, Fe	Stratiforme dans calcschistes
7-4010	la Forge	Burgalays	459,8	66,95	Fe	Filon microgranite
7-4005	Lège	Lège	458,75	65,3	Fe, Zn, Pb	Calcaire silicifié
7-4008	Cazeaux Layrisse	Cazeaux Layrisse	458,3	64,68	Fe, Zn, Pb	«
7-4006	Pops (granges de)	Cier de Luchon	457,95	64,56	Zn, Pb, Fe	«
7-4007	Montmajou	Cier de Luchon	457,5	64,15	Fe, Pb, Zn	«
7-4004	Artigusse	Baren	459,5	65,1	Zn, Pb, Fe	«
8-4009	Mail de la Pique	Baren	462,1-462,2 461,8-462,3	65,0-64,8	Zn, Fe, Pb	Amas interstratifiés
7-4003	la Prade	«	459,36	64,24	Cu, Fe	Filon de quartz
- id -	les Moulettes	Gouaux de Luchon	459,30	64,05	Fe	Filon de quartz
7-4002	Coumagnès (granges de)	«	459,2	63,4	Zn, Fe	«
4-4005	Fronsac	Fronsac	463	73,8	Cu, Fe	«
—	Pont de Chaum	Estenos	462,1	72	Fel	Filons de pegmatite
—	Rouzier	Cierp	462,2-462,1	71,6-71,4	Fel	«
4-4004	Chaum	Chaum	463,2-463,5	71,4-71,2	Fel	«
—	Pouy de Géry	Marignac	463,7	69,8 à 70,2	Fel	«
8-4001	Cierp	Cierp	460,70-460,90 459,80-460,30	69,40-69,20	P	Couches de lydiennes (phosphates de chaux)
4-4001	Moncaup	Moncaup	477,2	76,4	Ami	Filonnets dans la serpentine
—	Plan de Calem	Moncaup	467,4	76,9	Ami	«
3-4001	Saurré	Thèbe	458,72	74,94	As, Fe, Cu	Filon
4-4002	Salechan	Salechan	460,67	73,89	As, Fe, Cu	«
4-4003	Estenos	Estenos	461,08	73,30	Fe, Cu	«
—	Chaum (pont de)	Estenos	461,76	72,39	Fe, Cu	Filon
3-4002	Siradan	Thèbe	458,50	75,57	Fe, Cu	Filonnets
—	Ferrère	Ferrère	451,12	74,58	Fe	Filon
—	Beyrède-Jumet	Beyrède-Jumet	439,9	74,4	Cu, Zn, Pb, Ni	«
—	Sarrancolin	Sarrancolin	444,77	74,21	Fe	Filon
7-4011	Hougarouse	Sost	455,33	68,2	Pb	Filonnets dans la calcite
—	la Cuneille	Sarrancolin	446,62	74,26	Pb	«
—	la Ménère	Nistos	449,15	80,65	Pb	Karst
—	l'Ourse de Ferrère	Ferrère	451,60	69,27	P	Couches de lydiennes (phosphates de chaux)
—	Nistos	Nistos	446,78	76,03	Pb	«
—	Signac	Signac	460,22	69,17	P	Couches de lydiennes (phosphates de chaux)
—	Longuère	Signac	459,88	69,12	P	«
5-4001	Grailhen	Grailhen	438,20	62,45	P	«
—	Thèbe	Thèbe	458,00	76,05	dolomie (Mg)	Dolomie