

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## BAGNÈRES- DE-LUCHON

### BAGNÈRES-DE-LUCHON

La carte géologique à 1/50 000  
BAGNÈRES-DE-LUCHON  
est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : LUZ (N° 251)  
à l'est : BAGNÈRES (N° 252)

Campan	Arreau	Aspet
Vieille-Aure	BAGNÈRES- DE-LUCHON	Pic de Maubermé

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
BAGNÈRES-DE-LUCHON A 1/50 000**

**par**

**M. CLIN, F. TAILLEFER, P. POUCHAN, A. MULLER**

**1989**

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>PRÉSENTATION DE LA CARTE</b>	<b>5</b>
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</b>	<b>7</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>11</b>
<i>FORMATION SÉDIMENTAIRES,</i>	<b>11</b>
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	<b>29</b>
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i>	<b>44</b>
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	<b>57</b>
<b>TECTONIQUE</b>	<b>62</b>
<i>ORGANISATION STRUCTURALE</i>	<b>62</b>
<i>CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS</i>	<b>67</b>
<i>MOUVEMENTS COULISSANTS VARISQUES</i>	<b>68</b>
<b>PRÉHISTOIRE</b>	<b>68</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>68</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>68</b>
<i>HYDROTHERMALISME</i>	<b>69</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	<b>70</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>74</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>74</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	<b>75</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>79</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>80</b>

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Bagnères-de-Luchon à 1/50 000, entre 42°39'36" et 42°50'24" de latitude N et entre 0°21'26" et 0°43'2" de longitude E, s'étend essentiellement d'une part sur de hauts massifs frontaliers et au Nord de ceux-ci, dans les départements des Hautes-Pyrénées et de la Haute-Garonne (France), et d'autre part, au Sud de ces mêmes massifs, dans la Province de Huesca (Espagne), et à l'Est de ceux-ci, sur le Val d'Aran, dans la Province de Lerida (Espagne).

Ce territoire fait partie du domaine géologique plissé, métamorphisé et granitisé, constitué essentiellement de matériaux façonnés lors d'événements paléozoïques, et dénommé *Zone primaire axiale*, ou *Haute Chaîne primaire*.

La Garonne traverse ce territoire du Sud au Nord, en limite est de la feuille. Son cours est ici entièrement aranais. Les autres cours d'eau en versant nord sont tous des tributaires en rive gauche de la Garonne : en Haute-Garonne, la Pique qui arrose Bagnères-de-Luchon, ses affluents en rive gauche, le torrent du Lis, la Neste d'Oô et le ruisseau de Larboust ; dans les Hautes-Pyrénées, la Neste de Luron, affluent de la Neste d'Aure et, par celle-ci, de la Garonne. Les hautes vallées du versant sud sont tributaires du río Cinca (haute Cinqueta) et du río Esera.

Les principaux massifs frontaliers peuvent être décrits d'Ouest en Est.

A l'Ouest, l'ensemble du Batchimale, dominé par la crête entre le pic Schrader (Grand Batchimale, 3 174 m) et le pic de l'Abeille (3 029 m), est essentiellement formé de métaquartzites et de micaschistes à andalousite, matériel remontant au Cambro-Ordovicien et situé en position tectonique redressée. Au-delà, la crête se poursuit vers l'Est dans les mêmes formations jusqu'au col Maury.

On rencontre ensuite l'ensemble pic de Clarabide (3 020 m) – pic des Gourgs Blancs (3 129 m) – cap du Seil de la Baque – pic du Portillon d'Oô – pic Perdiguère (Perdighero, 3 222 m), tous ces sommets s'alignant selon une muraille Ouest-Est continue formée de granitoïdes. On peut adjoindre à cet ensemble des sommets détachés sud-orientaux : pic de Remuñe (2 874 m), Peña de Literola (2 821 m), de nature comparable. Plus au Nord, un autre alignement Ouest-Est de sommets un peu moins élevés constitue une crête avancée des granitoïdes : du pic des Hermitans au pic des Spijoles (3 065 m) et du pic Quayrat (3 060 m) au pic Maupas (3 109 m), ligne interrompue par la double conque du lac glacé du Port d'Oô et du lac du Portillon, et reliée au Sud au pic des Gourgs Blancs par le pic Gourdon (3 034 m) et au pic Perdighero par la crête du pic Royo (3 121 m). L'unité constituée par cet ensemble de sommets dépassant 3 000 m, et par quelques autres reliefs, armée de granitoïdes, forme pour les géologues le massif du Lis-Caillauas (Caillaouas en phonétique locale).

Vers l'Est, au-delà des sommets granitiques, la crête frontalière s'abaisse progressivement (port de Venasque, 2 448 m), avant de courir, à partir du pic de l'Escalette (2 466 m) en direction Sud-Nord aux environs de la cote 2100, entre la vallée de la Pique et celle de la Garonne. Cette crête, ou plutôt cet ensemble de croupes élevées, n'est interrompue qu'au Portillon de Burbe (1 293 m) situé sur une culmination anticlinale à cœur

de métasédiments et leucogranites, le dôme de la Garonne, ou de Bosost, dont le matériel initial est d'âge cambro-ordovicien. Au Nord du Portillon de Burbe, il n'existe qu'un seul sommet dépassant 2 000 m, le Plan de Montmajou (2 082 m).

Les moyennes vallées de la Pique et de la Neste de Louron, orientées Sud-Nord, marquent les points bas de la feuille, respectivement 600 m et 900 m à l'aval. Elles entaillent une moyenne montagne aux formes souvent émoussées, qu'accidentent seulement des reliefs dus soit à des barres de calcaires éodévoniens, comme au pic de Céciré (2 043 m), au Montsegu ou au pic de Bassias, soit à des métasédiments ordoviciens, comme dans le massif du pic de Sacroux (2 676 m), au Cap de Hounts Secs (2 698 m), au pic de Nord-Nère, soit plus rarement à des calcaires ordoviciens comme aux pics d'Estos (2 713 m), d'Arrouyette (2 803 m) et de Crabé.

Tout le domaine situé au Nord des massifs frontaliers est parcouru d'accidents tectoniques cassants, en position redressée, et de tracé géographique général W-E. Certains d'entre eux ont été reconnus, en quasi continuité, ou en relais immédiat, à travers toute la feuille. Ils appartiennent à l'un des faisceaux qui courent tout au long de la Haute Chaîne primaire, découpant celle-ci en lanières plus ou moins continues. L'un de ces accidents, passant au Sud des lacs des Miarès dans la région du pic d'Estos, suit le val d'Aube, les vals d'Esquierry et de Medassoles, puis la haute vallée de la Pique et se prolonge au-delà, jusqu'à Artiga de Lin au val d'Aran. Il est désigné ci-après *accident Miarès - Artiga de Lin*. Il est particulièrement visible au-dessus des granges d'Astau, versant est. Cet accident constitue le prolongement oriental de la discontinuité tectonique du chevauchement de Gèdre - Gavarnie. Si son origine est très vraisemblablement liée aux événements varisques, son jeu alpin est indubitable.

Sur le versant sud, les hauts massifs frontaliers tombent de façon abrupte sur de hautes vallées d'origine structurale, orientées W-E. La crête pic des Gourgs Blancs - pic Perdighero domine de 1 000 à 1 400 m le río Astós, tributaire du río Esera. Cette orientation W-E, et probablement aussi cette brutale dénivellation, sont le fait d'un accident tectonique cassant, *l'accident Gistaïn - Esera*, qui délimite un domaine septentrional constitué de Paléozoïque inférieur métamorphisé et granitisé, et un domaine méridional constitué surtout de Paléozoïque supérieur peu métamorphique. La feuille couvre les marges septentrionales des corps plutoniques d'Eriste et de la Maladetta, qui arment plus au Sud les hauts massifs des Posets et des Monts Maudits.

Tout le domaine situé entre l'accident Miarès - Artiga de Lin et l'accident Gistaïn - Esera est le siège d'un métamorphisme dont l'intensité croît du Nord au Sud de façon rapide, et qui traduit un gradient thermique élevé. Différents compartiments peuvent être distingués dans cette aire structurale qui s'étend depuis le "fond d'Aure" sur la feuille Vieille-Aure jusqu'à la Bonaïgue en Val d'Aran. Ces compartiments sont séparés par des accidents tectoniques d'orientation WNW-ESE, obliques sur les grands accidents E-W. Plusieurs d'entre eux parcourent le territoire de la feuille.

Le dôme de la Garonne a été lui aussi le siège d'un métamorphisme à fort gradient thermique.

Les corps plutoniques sont développés au sein des zones les plus évoluées dans le métamorphisme. Cependant, on discerne, par exemple dans

le cas du massif du Lis-Cailaouas, une surimposition de l'isograde à sillimanite, formant auréole, sur les zones moins évoluées.

La haute vallée de l'Esera, sous le Port de Venasque et au Nord de la Maladetta, prend le nom de Plan des Etangs (Plan dels Estanys). Il s'y développe un ensemble de tourbières et de marécages plus ou moins fossilisés, souvenir d'anciens lacs.

Le système hydrographique comprend actuellement un grand nombre de lacs d'altitude dont les principaux sont captés pour la production hydroélectrique et interconnectés, formant plusieurs réseaux. Les lacs des Hautes-Pyrénées sont aussi sollicités en période d'été pour soutenir le débit du canal de la Neste, indispensable à l'activité agricole du piémont jusqu'aux confins gersois. On notera que le lac du Hourgade, à presque 2 800 m, est l'un des plus hauts des Pyrénées.

Le système hydrographique de la feuille Bagnères-de-Luchon doit encore être décrit en mentionnant les très nombreuses dolines, avec souvent perte de cours d'eau, dont la plus spectaculaire, à l'Est du Plan des Etangs, est le Forats des Arguaillets, dénommé en Franc<sup>ç</sup> : Trou du Toro (1) ; parmi les résurgences, la plus importante est celle du Goueil de Joueou (Artiga de Lin, affluent de la Garonne en Val d'Aran), qui restitue les eaux du glacier de la Maladetta (N. Casteret, 1931).

L'hydrothermalisme fut exploité dès l'époque romaine à Bagnères-de-Luchon. On en connaît le développement actuel. Des thermes existent dans la haute Esera : les Baños de Banasque ; et des sources dans le Louron : Bains de Saussas près de Loudenvielle.

De nombreux gisements miniers furent anciennement reconnus (certains sans doute dès le Néolithique), notamment dans la haute vallée de la Pique et sous le Port d'Oô (plomb et zinc), et certains furent activement exploités jusqu'à l'époque de l'entre-deux-guerres (manganèse).

L'instabilité superficielle d'un grand nombre de versants est très évidente, soit qu'il se produise des glissements de caractère instantané (vallée de l'Hospice de France, en haute Pique, 1976), soit que des précipitations paroxysmales provoquent des coulées de boue spectaculaires et dévastatrices (Laou d'Esbats, 1865, 1925 ; Gourron-Saint-Aventin, 1925), soit enfin que le glissement lent superficiel se manifeste sur des ensembles de versant par des terrassettes ou des arrachements.

Il convient enfin de souligner que la région de Bagnères-de-Luchon connaît une activité sismique faible, mais permanente (zone 1 de la classification PS69).

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

Le début de l'histoire géologique des Pyrénées centrales peut être rapporté à la période cambro-ordovicienne, au cours de laquelle se sont déposés des sédiments détritiques, fins dans l'ensemble, et par épisodes

(1) Bien qu'impropre d'après Emile Belloc (Ann. C.A.F., 1897, p. 40), cette dernière dénomination est consacrée par l'usage.

nourris de matériaux d'origine éruptive indirecte (graywackes). Une dynamique volcanique discrète se manifeste. Des conditions favorables à une sédimentation carbonatée ont existé localement et transitoirement. Les premières faunes fossiles connues dans le Luchonais sont des cystidés, datant le Caradoc.

*Au cours du Silurien*, des dépôts riches en matière organique formée en milieu réducteur en domaine marin sous faible tranche d'eau, ont intéressé un domaine débordant largement le cadre strict des Pyrénées. Ce sont des ampélites, ou "schistes carburés", riches en graphite. Ils s'étagent entre le Llandovery supérieur et le Ludlow inférieur. Un épisode de calcaires noirs et minces, à orthocères et *Cardiola interrupta*, est parfois bien exprimé. Des intercalations de volcanites acides apparaissent localement.

Dans l'état actuel des connaissances, il n'existe pas d'indications démontrant l'intervention d'événements orogéniques calédoniens s.s. dans le territoire de la feuille Bagnères-de-Luchon, au contraire de ce qui est connu en Andorre (Llopis Llado, 1965).

*Au Dévonien*, le régime sédimentaire est nettement diversifié, et des variations paléogéographiques sont esquissées. On distinguera, de façon schématique, au Dévonien inférieur, des épisodes carbonatés souvent interrompus de décharges détritiques ou de tufs volcaniques (?), formations assez spécifiques dans les régions proches de la crête frontalière dans la haute chaîne ; au Dévonien moyen, une sédimentation à prédominance détritique ; au Dévonien moyen (versant sud) ou supérieure (versant nord), une sédimentation carbonatée à faciès amygdalaire, versicolore (griottes) au Nord de la feuille, ou gréso-pélimitique (Frasnien - Famennien) connue en position axiale, versant nord et versant sud. D'épais calcaires marmorisés existent au contact du massif granitique des Monts Maudits.

Sur le versant sud, mais en dehors du territoire de la feuille, le Dévonien a été identifié de l'Emsien au Famennien. Sur le versant nord, dans le territoire de la feuille, ont été reconnus ponctuellement l'Eifelien, le Givetien, le Frasnien et le Famennien.

La diversification des régimes sédimentaires dévoniens, annonciatrice probable d'événements orogéniques prochains (ou contre-coup possible d'événements contemporains) s'accroît au *Carbonifère* avec d'abord les dépôts, non uniformément répartis, des jaspes noirs (lydiennes) et des pérites versicolores qui les accompagnent dans la région du col de Peyresourde et de Loudenvielle. A noter la présence corrélative de concentrations manganésifères. La sédimentation calcaire viséenne est beaucoup plus discrète que dans d'autres parties de la chaîne. D'autres épisodes carbonatés sont datés dans le Namuro-Westphalien. Mais l'essentiel des sédiments du Carbonifère supérieur (Westphalien *p.p.*) est largement détritique comme dans la plupart des bassins européens. Le bassin du Plan des Etangs est paralytique (M. Waterlot, 1969).

Sans qu'il soit pour l'instant possible de fournir un argument stratigraphique particulier à la feuille, on rapporte au cycle *varisque* l'essentiel des événements endogés (métamorphisme et plutonisme) qui sont exprimés de manière spectaculaire dans les culminations structurales du haut Louron, de la haute Pique, et du dôme de la Garonne.

La progression du métamorphisme dans l'espace, liée au fort gradient thermique, va de pair avec une progression dans le temps, repérée par référence aux épisodes successifs de la déformation varisque. Plusieurs corps de leucogranites occupent des situations remarquables, en position interne au sein de la zone à cordiérite-sillimanite : haut Louron, dôme de la Garonne.

Le massif de granitoïdes du Lis-Caillaouas, dont la disposition en feuillets ployés et le contact septentrional, normal mais "surincombant" (le granite reposant à 45° ou 60° sur les sédiments) fut reconnue fort anciennement, offre plusieurs variétés pétrographiques, chacune d'entre elles étant associée à des enclaves relictuelles appartenant à un niveau stratigraphique précis : Ordovicien, Silurien, Dévonien inférieur. Une telle distribution est fortement suggestive de processus d'endomorphisme dans l'évolution du plutonisme.

Les granitoïdes de la Maladetta et d'Eriste sont des plutons tarditectoniques, à enclaves basiques microgrenues reconnues, au moins dans le premier d'entre eux.

La manière dont se sont mis en place et refroidis les matériaux magmatiques peut être approchée dans sa géométrie, sa cinématique et sa chronologie, à partir de l'observation de la forme détaillée des gisements, et des relations avec l'encaissant. Pour certains corps magmatiques du versant nord, l'intervention de déformations coulissantes, sur les grands accidents longitudinaux, est manifeste.

L'orogénèse varisque s'est marquée, à l'échelle régionale, par la déformation de vousoirs, ou de lanières monoclinales en relation avec l'évolution pétrogénétique profonde. Ces unités sont séparées par des discontinuités mécaniques, fractures régionales susceptibles d'évoluer en failles inverses à compartiment nord chevauchant. A l'échelle locale, le plissement isoclinal est de règle. L'analyse tectonique conduit à individualiser plusieurs épisodes antérieurs et postérieurs à une phase principale synschisteuse E-W (ou WNW-ESE), l'évolution métamorphique et magmatique prenant repère par rapport à ces événements.

Après les événements orogéniques varisques, une sédimentation lacustre ou continentale, bréchique, attribuable *au Permo-Trias*, se développe sur la plateforme d'abrasion. Un témoin de cette plateforme et de ces sédiments transgressifs existe aux lacs des Miarès, à l'Ouest du pic d'Estos (vallée de Louron). Cet affleurement représente l'extrême relique orientale du Permo-Trias détritique déposé sur l'actuelle haute chaîne. Il est remarquable en ce qu'il supporte directement et normalement un dépôt de calcaires marins du Crétacé supérieur, comme c'est le cas en haute vallée d'Aure, alors qu'aux confins des Pyrénées atlantiques (au Balaïtous par exemple) il n'y a souvent pas de Permo-Trias entre le Crétacé calcaire et le substratum. Les témoins mésozoïques des lacs des Miarès sont à l'altitude de 2 530 mètres, ce qui fournit une indication de la surélévation alpine dans ce secteur. A proximité immédiate passe l'accident Miarès – Artiga de Lin (ici tangentiel) qui prolonge ou relaie avec précision le dispositif chevauchant d'âge alpin de Gèdre – Gavarnie et qui va aller se redressant d'Ouest en Est à travers la feuille.

Pour le reste, l'histoire *cénozoïque* de la feuille Bagnères-de-Luchon demeure difficile à préciser, faute de témoins stratigraphiques. Peut-être faut-il rapporter à un épisode d'érosion d'époque néogène, et la trouée du Portillon et celle de Peyresourde, toutes deux liées par ailleurs à la

proximité d'accidents tectoniques majeurs longitudinaux à la chaîne. F. Taillefer (1965) a recensé et cartographié les éléments relictuels des versants préglaciaires sur le territoire de la feuille, aujourd'hui disposés, pour la plupart, en crête. On remarquera le plus étendu d'entre eux, en rive gauche de la vallée de Louron, entre le Tuc de Latuhe (1 650 m), le Cap de Baricaué (1 680 m) et le rocher de Peyres-Aubes (1 639 m), culminant au Tuc de Labatiadère (1 737 m). Ce trait de la morphologie, très apparent par son altitude uniforme, trouve ses prolongements hors de la feuille, en vallée d'Aure.

*Les glaciers quaternaires* alimentés par les hautes montagnes du versant nord de la haute chaîne ont été très développés sur la feuille Bagnères-de-Luchon, mais très inégalement à l'Ouest et à l'Est de la feuille. A l'Ouest, les glaciers des Nestes d'Aure et de Louron ont été des glaciers courts. Le glacier du Louron est compris presque en entier dans les limites de la feuille, où il a édifié, en aval des verrous d'Ourcibat, de volumineuses constructions latérales. Les dépôts morainiques des stades de stationnement de la dernière grande glaciation sont également abondants dans la vallée du Larboust, où aboutissait le glacier de la vallée d'Oô, et dans la vallée d'Oueil, où pénétrait une puissante diffluence.

A l'Est au contraire, les vallées de la Pique et de la Garonne ont été occupées par des glaciers beaucoup plus longs que ceux des Nestes. Les constructions morainiques des stades principaux de stationnement n'apparaissent que loin vers l'aval, sur les feuilles Arreau et Montréjeau. Sur la feuille Bagnères-de-Luchon se trouvent surtout des placages morainiques laissés par les derniers stades de la déglaciation.

Après la disparition des grands glaciers quaternaires, le fond des vallées en auge a été occupé sur ses bordures par des cônes de déjection alimentés par l'érosion des dépôts glaciaires abandonnés sur les versants et, dans sa partie centrale, par des alluvions fluvio-glaciaires ou fluviolacustres, épaisses de plusieurs dizaines de mètres dans les ombilics. Sur le bas des versants se sont mises en place des formations variées : brèches litées périglaciaires, donnant des versants réglés, colluvions solifluées provenant du remaniement des moraines abandonnées sur les versants.

Dans la haute montagne tardivement déglacée, où subsistent encore de petits glaciers dans le massif de Luchon et celui des Posets, une active gélifraction a produit d'abondants pierriers. Une partie de ces débris gélifractés a été reprise, au Tardiglaciaire, par des glaciers courts (1 à 2 km de long) et par des glaciers rocheux. Les cuvettes lacustres les moins profondes, dues au surcreusement glaciaire, ont été comblées par des apports descendus des versants (cônes de déjection, cônes d'avalanche) et par des tourbières.

Au Sud de la feuille, la haute vallée de l'Esera a été désorganisée par de remarquables phénomènes karstiques : les eaux provenant des glaciers de la Maladetta se perdent dans le gouffre du Trou du Toro, à 2 060 m, et réapparaissent sur le versant nord, dans le bassin de la Garonne, aux résurgences du Goueil de Joueou, à 1 470 m.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La minute de la feuille Bagnères-de-Luchon a été établie très antérieurement (plus de dix années) à la rédaction de cette notice. Entre-temps, des travaux géologiques nouveaux ont vu le jour, notamment en vue de la recherche minière. Toutes les données nouvelles n'ont pu être prises en compte par la cartographie. Les discordances qui pourraient être relevées entre la légende et la notice, et qui sont autant que possible explicitées dans cette dernière, s'expliquent par cette circonstance.

La cartographie des formations superficielles (sauf pour les formations *A* et *G*) a été reprise de celle de F. Taillefer (1965).

## FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

### Cambro (?) - Ordovicien

Il occupe tout le territoire sédimentaire compris entre l'accident Miarès - Artiga de Lin au Nord, et l'accident Gistaïn - Esera au Sud, ainsi qu'une partie de la rive droite de la Pique à l'aval de Bagnères-de-Luchon. Il apparaît au Sud-Ouest de la feuille. La succession rapportée dans les Pyrénées centrales au Cambro (?) - Ordovicien se présente comme relativement peu épaisse (1 500 m). Mais elle est affectée de multiples replis, et l'estimation de puissance est incertaine. On n'en connaît pas la base.

Cette succession est, pour une large part, située en position mésozonale, et les roches y sont très intimement déformées et recristallisées. Le clivage schisteux est de règle.

Cette succession comporte à sa partie inférieure des quartzites massifs. Ceux-ci constituent, au pied des massifs frontaliers, les niveaux les plus bas de la série, tandis que des roches plus variées, partiellement d'origine volcanique, sont rencontrées en position équivalente dans les reliefs de rive droite de la Pique à l'aval de Bagnères-de-Luchon. On rencontre plus haut dans la série des passées de conglomérats, pour la plupart à galets de quartzites, ainsi que des "microconglomérats", dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres, et des horizons à calcaires rubanés, épais de quelques décimètres à quelques mètres. La succession comprend enfin des schistes, à la teinte bleutée caractéristique vers le haut de la série, associés à des passées siliceuses plus ou moins riches et épaisses et à des horizons de graywackes ainsi qu'à des calcaires rubanés.

D'une façon générale, la résistance à l'érosion de ces diverses roches confère au relief des secteurs géographiques où elles dominent un caractère massif.

Dans les Pyrénées centrales, les données paléontologiques sont sporadiques, et limitées au sommet de l'Ordovicien. L'attribution de la partie inférieure de la succession sédimentaire au Cambrien peut être justifiée par l'extension, sur une épaisseur beaucoup plus grande, de formations homologues dans les Pyrénées orientales (séries de Jujols et de Canaveilles, Cavet, 1957).

La cartographie repose sur la prise en compte, à titre de repères stratigraphiques, des conglomérats et des horizons calcaires. Il faut souligner que ces "repères" sont localement discontinus, souvent lenticulaires mais, régionalement, il faut aussi noter la localisation préférentielle d'un conglomérat principal placé sous la succession des schistes bleus et associé à un horizon calcaire d'épaisseur et d'extension notables. Ce conglomérat est connu jusqu'en Catalogne.

**k-o. Cambro-Ordovicien indifférencié.** Sous cette dénomination a été cartographié un ensemble de formations à dominante détritique fine très caractéristique y compris dans les zones de métamorphisme accentué, et qui dans tous les cas se trouvent géométriquement placées en position nettement sous-jacente à la série conglomératique des Hounts Secs décrite ci-après. Dans la vallée du Lis, J.P. André distingue des schistes et quartzites sombres, issus de l'évolution de sédiments argilo-silteux, de grès et grès feldspathiques, le tout atteignant une épaisseur de 400 mètres (*schistes et quartzites d'Enfer*), passant à des quartzites bleutés en gros bancs, à rythmicité marquée par des lits de micaschistes à andalousite, et issus d'anciens sables purs et homogènes (*quartzites bleus d'Enfer*).

Dans le haut Louron (vallée de la Pez, Lassoula, Aygues-Tortes, hauts versants de Tramezaygues) et la haute Cinqueta (Batchimale), on peut rapporter à ces séries l'essentiel des métasédiments à dominante quartziteux présents, et notamment les assises de quartzites clairs. De nombreuses enclaves porteuses de quartzites, dans le versant nord du massif du Lis-Caillaouas, apparaissant au sein de la granodiorite porphyroïde, sont à rapporter au même ensemble.

Une intercalation calcaire a été reconnue dans le contrefort oriental de la Punta del Sabre, ou Pointe du Sabre, dans le massif du Batchimale. La position stratigraphique de ce niveau demeure cependant incertaine.

Il convient enfin de signaler la description par A. Cacard (1984) sous le nom de *série du Bois d'Escalère*, à l'affleurement à l'Est de Juzet-de-Luchon entre la cote 900 m et le secteur du Tuc de Poujastou, d'une succession de micaschistes graphiteux, "gneiss granulés" et quartzites clairs, nettement sous-jacents aux conglomérats des granges de Labach. Il n'est en rien déraisonnable de comparer ces formations à celles qui existent à 130 km à l'Est, en Cerdagne, vers la base de la série de Jujols ou le haut de la série de Canaveilles, et dans lesquelles les gneiss granulés sont considérés comme dérivant, à travers le métamorphisme, de roches d'origine pyroclastique plus ou moins remaniées.

**Série détritique des Hounts Secs (2).** La formation ainsi dénommée par J.-P. André, bien que représentée par des corps sédimentaires discontinus, constitue bien une unité lithologique régionale. Il s'agit de sédiments schisto-quartziteux incluant des passées de conglomérats à galets de quartzite, connus depuis les Hautes-Pyrénées (Rioumajou), dans le massif de l'Aston, et jusqu'en Catalogne, où ils ont été décrits (Hartvelt, 1970) sous le nom de "Rabassa conglomerates". Si, dans le détail, on ne peut pas établir l'existence d'un seul ou de plusieurs épisodes successifs de décharge détritique, la cartographie met cependant en évidence un épisode principal, exprimé tant par le volume du dépôt que par son extension latérale.

Sur la feuille Bagnères-de-Luchon et dans les régions voisines, un **horizon de calcaire rubané (3)** particulièrement épais et continu accompagne quasi systématiquement ce conglomérat principal.

Du Nord au Sud et d'Est en Ouest, des conglomérats sont rencontrés entre le tuc du Plan de la Serre et la cabane de Couradilles dans le dôme de la Garonne (Brula, 1984), dans le massif de la haute Pique (lac de la Montagnette et environs), à Pratlong et dans le versant nord du vallon d'Artigue, au Cap de Hounts Secs (versant sud), aux lacs de Nère ainsi que plus au Nord dans le vallon de Sadagouaux, sur les versants du haut Louron à l'aval de Tramezaygues, dans le massif Estos-Parraouis. Ils sont encore distribués, de façon plus sporadique, mais toujours ou presque en association avec des calcaires rubanés, en au moins une dizaine de points dans les massifs de la Pez, le Quartau (Couartaou en phonétique locale) et les environs des lacs de Caillaouas et de Pouchergues. Dans ces derniers cas, il s'agit d'enclaves dans la granodiorite porphyroïde du Lis-Caillaouas.

Les galets de quartzites, blancs ou bruns, rarement lités, sont de taille variable. Les galets de quartz sont rares ; les galets isolés de calcaire ou de skarn n'ont été signalés que dans le dôme de la Garonne. Les plus gros éléments ne dépassent guère ici le volume d'un décimètre cube, sauf à la base des accumulations, et dans ce cas, il s'agit de blocs anguleux. La taille des éléments est, approximativement, en rapport avec l'épaisseur de l'accumulation. Il existe en de nombreux points des passées de micro-conglomérats et de grès-quartzites, en situation stratigraphique comparable.

Des conglomérats à galets de quartz, de quartzite et de roches volcaniques, mais aussi à galets calcaires, à ciment gréseux, localement carbonaté, sont décrites par A. Cacard (1984) entre Juzet et Luchon et les granges de Labach. La taille des éléments, de quelques centimètres à plus de 1 mètre, et leur habitus anguleux, témoignent d'un faible transport après démantèlement. Ces formations sont là associées à des niveaux de nature volcano-détritique. Dans ce secteur et d'après cet auteur, les calcaires habituellement associés aux conglomérats seraient érodés.

Dans certains secteurs, la déformation des conglomérats peut être très poussée, soit par écrasement, soit par étirement, allant jusqu'au développement d'une linéation par allongement des galets. Pour autant que l'on puisse reconstituer une texture primaire, les galets sont habituellement non jointifs, disposés dans une matrice schisteuse noire, ou arénacée, rousse. Les gros blocs en base d'accumulation résistent à la déformation et conservent des formes parallélépipédiques.

Une évolution dans le sens d'un accroissement de l'épaisseur et de la granulométrie en allant du NW vers le SE est perceptible entre le Luchonnais et la Catalogne (J. Muller, inéd.).

L'épaisseur des passées de conglomérats est habituellement ici de l'ordre de quelques mètres, parfois de quelques décimètres. Elle augmente brusquement sur le versant méridional du Cap de Hounts Secs, ainsi qu'aux environs des lacs de Nère, de part et d'autre du val d'Oô - Espingo. Elle atteint là localement une centaine de mètres. Il s'agit, pour J.P. André, du résultat de l'accumulation dans un dispositif en chenaux. Il convient de noter que cette assise est ici placée en flanc inverse, le niveau correspondant en flanc normal étant mince et discontinu. Ce contraste ne paraît cependant pas être le fait de répétitions tectoniques ; le développement de la surépaisseur apparaît bien comme lenticulaire et celle-ci est probablement primaire.

Les calcaires associés aux conglomérats au Cap de Hounts Secs, en position synforme eux aussi, forment deux bandes parallèles qui zèbrent le versant nord, abrupt, de ce sommet, et qui sont visibles de loin. La charnière entre les deux flancs n'est visible que par un éclairage favorable, qui révèle en même temps la schistosité de plan axial, dans le versant occidental du Cap de Hounts Secs dominant le lac d'Oô.

**O. Ordovicien indifférencié.** Au Sud de l'accident Miarès-Artiga de Lin se développe un ensemble de schistes et quartzites fins et de graywackes à ciment carbonaté. Ces roches ont une teinte bleutée dominante. Des *intercalations de calcaires rubanés* s'y rencontrent à différents niveaux. Quelques roches volcaniques (trachyandésites ?) peuvent être observées. J.-P. Destombes a reconnu en galerie à cette succession une épaisseur de 400 m.

Il s'agit initialement de mudstones, siltstones et grès fins, de graywackes et quartzarénites homogènes, comprenant des niveaux d'anciennes boues siliceuses stratifiées à laminites (André, 1979). On a pu leur attribuer les caractères d'un flysch (Arche, 1971).

La géochimie de ces sédiments (H. de la Roche, 1965) prévoyait l'existence de faciès distincts par la nature des alcalis : un faciès sodique et magnésien, de type graywacke, dont l'indice moyen de basicité est de 48-50, et un faciès potassique plus banal, dont l'indice est de 38-40 (\*).

Les *intercalations de calcaires rubanés (1, 3)* qui sont rencontrées au sein de ces schistes sont particulièrement nombreuses dans la partie méridionale du versant français. La plupart se présentent à l'affleurement sous la forme d'assises rubanées, aux lits alternativement carbonatés, localement dolomitiques, et silteux ou quartziques. Les alternances sont de 5 à 10 cm, les assises dans leur ensemble sont métriques à plurimétriques, rarement décamétriques (val d'Aran). On notera que vers l'Est, en Ariège, certaines occurrences peuvent prendre une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, tels les "calcaires métallifères" (Mussy, 1870; Caralp, 1888), associés aux minéralisations plombo-zincifères comme à Sentein. J.P. Destombes souligne avec pertinence l'association, dans le Luchonnais, de ces calcaires (3) – les plus épais de la succession – avec les conglomérats les mieux développés (série détritique des Hounts Secs, ci-dessus).

La texture rubanée est probablement mise en évidence par l'agradation du métamorphisme. On peut noter qu'elle est bien exprimée au sein des enclaves stratiformes du massif du Lis-Caillaouas (crête à l'Ouest du col Belloc) et les silicates calciques y sont alors abondants (cornéennes calciques, tactites).

La déformation peut induire dans ces calcaires des transpositions de schistosité (cas de la route de Superbagnères), qui sont même parfois fossilisées au niveau des cornéennes calciques (Clin, 1959).

Dans certaines régions peu métamorphiques, les parties calcaires, peu recristallisées, sont décalcifiées à l'affleurement et relativement enrichies en oxydes de fer bruns pulvérulents ; elles apparaissent alors en dépression et présentent un aspect général cannelé caractéristique,

(\*) L'indice de basicité est donné par le rapport :

$$100 \frac{MgO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$$

identifiable même lorsqu'il y a tendance à la transposition de schistosité. Dans la succession ordovicienne, la présence de carbonates, diffus ou concentrés mais non organisés en rubanements, est fréquemment signalée par une altération comparable ("schistes troués"). Dans l'épizone, on observe occasionnellement des passées amphiboliques (actinote et minéraux accessoires). Selon P. Brula (1984), la paragenèse de ces niveaux résulte d'une rétomorphose ; ils pourraient, selon cet auteur, dériver de matériaux dolomitiques.

Il y a lieu de signaler l'existence, reconnue de longue date par A. Leymerie (1881) et par J. Caralp (1888), qui les attribue à l'Arenig, de niveaux de schistes carburés (ne tachant que peu les doigts à la différence des ampélites du Silurien) dans la partie moyenne de la série schisto-quartzreuse de l'Ordovicien (au-dessous des calcaires métallifères pour J.P. Destombes, "Ransol formation" de Zwart) – toutes choses égales par ailleurs si l'on tient compte des possibles répétitions tectoniques de séries dans les secteurs d'affleurements discontinus où ces schistes "pseudo-carburés" sont observés. Comme celles des ampélites du Silurien, les émergences donnent lieu à des dépôts oxydés de couleur rouille prononcée (Fontaine Rouge sous le pic de Coume Nère entre le lac d'Oô et la vallée du Lis). Le passage aux termes schisto-quartzueux clairs de la série est progressif et diffus. Calcschistes et calcaires rubanés minces les accompagnent à la cabane de Subescale, ainsi que, dans le même secteur, des quartzites noirs très pyriteux à matrice ampéliteuse en interstratification ou passage latéral.

Dans tout le secteur situé immédiatement au Nord du massif de grani-toïdes du Lis-Caillaouas (culmination de la haute Pique), la série schisto-quartzreuse claire de l'Ordovicien, placée là dans la zone à andalousite-staurotide, sans perdre sa teinte bleutée, s'enrichit en passées à caractère de graywackes et en horizons minces de calcaires et calcschistes. Il demeure cependant difficile, compte-tenu d'une part du style isoclinal des plis, et d'autre part de l'extrême compartimentation en lanières tectoniques obliques sur la stratification, dont témoignent les horizons calcaires cartographiés, d'établir une continuité, générale pour la feuille, entre les quartzites de base et l'Ordovicien sommital.

**O5. Caradoc.** Un horizon-repère carbonaté d'épaisseur métrique apparaît sporadiquement dans les schistes à quelques mètres sous le contact avec les ampélites siluriennes (crête de la Pène de Bas au-dessus des granges d'Artiguelongue, versant sud du Val d'Esquierry au-dessus du gradin de raccordement avec le Val d'Astau, chemin de la station régulatrice au-dessous du lac d'Oô, flanc nord du pic de Subescale, premier lacet de la route de Superbagnères). Au Nord de la feuille, au-dessous de la route D 27A menant à Gouaux de Luchon, et à proximité d'un contact avec les ampélites du Silurien, M. Clin a recueilli, dans les éboulis de calcaires spathiques de teinte bleu-noir, un exemplaire mal conservé de cystidé. Ceci rejoint les découvertes de M. Gourdon aux gorges de Gourron, dans la montagne de Cazaril, au pont Lapadé, au val de Burbe et surtout au rocher de Penne-Lumière à Montauban-de-Luchon, gisement d'un calcaire à encrines, polypiers rugueux et hexacoralliaires qui lui livra le cystidé *Echinospoerites cf. balticus*, (\*) caractérisant l'Ashgillien.

(\*) synonyme actuel : *Heliocrinites cf. rouvillei*, De Koen (in Cavet, 1957).

On peut ainsi rencontrer des calcaires à encrines, mais le plus souvent, il s'agit de calcaires rubanés, très caractéristiques, d'une façon générale, de l'ensemble ordovicien. Il existe aussi fréquemment, en lieu et place des calcaires à *Echinospheerites*, des horizons de composition mixte, grésocalcaire, dans lesquels la décalcification fait apparaître, dans un fond grossier de teinte brunâtre, des cavités de différentes dimensions, ayant pu correspondre à des moulages externes d'anciens fossiles ou de cristaux de pyrite ("schistes troués"). Le large développement de ce type de roche a été reconnu de longue date dans les Pyrénées orientales, où elles ont été décrites comme *grauwacke* à *Orthis* ou *schistes troués du Caradoc* (in Cavet, 1957). Il s'agit d'*Orthis (Nicolella) actoniae*, de l'Ashgillien, accompagné de bryozoaires, polypiers, etc. Cet horizon, dans le Luchonnais, n'a pas livré de fossiles stratigraphiques déterminables. Il n'a pas été distingué cartographiquement ici des calcaires rubanés moins élevés dans la série, qui correspondent à l'occurrence la plus fréquente. Il a cependant été identifié en diverses localités nouvelles (parages de Luchon ; Cocard, 1984).

### Silurien

**SA. Ampélites et calcaires noirs à *Orthoceras* et *Cardiola interrupta*.** Formation monotone d'ampélites, traditionnellement désignées dans la chaîne pyrénéenne sous le nom de "schistes carburés", et classés selon la typologie moderne, comme black shales. Il s'agit de sédiments de teinte noire prononcée, toujours très fissiles, pyriteux et graphiteux, à consistance grasse et tachant les doigts. Dans le détail, la structure est parfois noduleuse avec des délits luisants à éclat métallique. Ces sédiments contrastent fortement avec les quartzites et schistes compacts de l'Ordovicien sous-jacent et avec les séries sédimentaires diversifiées du Dévonien inférieur sus-jacent.

La présence de graphite confère à cette formation une grande déformabilité, qui est un obstacle à l'analyse stratigraphique détaillée.

Les ampélites donnent souvent leur teinte noire aux sols qui les couvrent. Très sensibles à l'érosion, elles sont à l'origine de la localisation de profondes dépressions monoclinales, notamment sous le pic de Bassias et dans le haut val d'Aube (haut Louron), au val d'Esquierry et au val de Medassoles (haut Larboust). Elles courent au Sud de la montagne de Superbagnères, sur le versant nord de la haute Pique (vallée de l'Hospice de France) et jusqu'à l'ermitage d'Artiga de Lin en Val d'Aran. Elles sont visibles également en différents points sur le versant oriental de la vallée de la Pique en aval de Bagnères-de-Luchon, en particulier dans les régions de Sode et d'Artigue. Là, leur décapage met en évidence la surface structurale du sommet de l'Ordovicien. Enfin, elles jalonnent l'accident Gistaïn – Esera à l'Ouest du col de Gistaïn et vers la crête frontalière dans les parages du Pas de l'Escalette. Elles affleurent largement dans la haute Cinqueta et les ravins des Orieles, d'Aygues Cruses et d'Eriste voisins. On les trouve encore au cœur d'anticlinaux écaillés localisés dans le versant qui domine au Nord le Plan des Etangs (par exemple sous le Port de Venasque).

Un passage de l'Ordovicien au Silurien a pu être décrit par Bouquet (1967) et Brula (1984) près de la Cascade du Parisien, à 500 m au Sud-Ouest de l'Hospice de France. Selon ces auteurs, l'enrichissement en

graphite serait ici progressif de la base au sommet, et plus ou moins irrégulier.

Dans la partie supérieure de la formation se localise un **horizon à calcaires noirs (1)**, plus ou moins lenticulaires, mais habituellement stratifiés, en assises de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur. Ces calcaires sont cristallins, pyriteux et porteurs de carbone organique. Ils sont connus en rive droite du río Joueou, aux sources de la Pique (col de la Montjoie), dans le versant nord de la vallée en aval de l'Hospice de France (ancienne route vers l'altitude 1 290 m), dans la vallée du Lis (route de Superbagnères), dans la montagne de Cazaril, au-dessus de Sode, en amont du Plan de l'Hôpital de Benasque (Degardin, 1977), au col de Gistaïn (Clin, 1959) et dans les ravins d'Aygues Cruses et d'Eriste (Ríos *et al.*, 1979). Enfin, en répétitions tectoniques, dans les galeries hydroélectriques de la vallée de la Pique (Destombes, 1953), à 50 m du toit du Silurien.

Outre le graphite et les sulfures (pyrite, pyrrhotite), ces roches renferment de la muscovite abondante, de la paragonite, du quartz, et parmi les minéraux accessoires, de la tourmaline qui peut devenir très abondante (Brula, 1984). On notera que G. Vegas (1982), à partir d'arguments géochimiques, distingue dans la vallée de la Pique deux sortes de schistes noirs : un niveau inférieur plus graphiteux, un niveau supérieur plus riche en quartz et en pyrite.

Les sulfures de fer contenus dans les ampélites s'oxydent facilement en donnant à la roche une patine rouille souvent ornée d'efflorescences sulfurées. Des résurgences au sein de cette formation apparaissent localement sous forme de taches et de coulées de teinte rouille, fort caractéristiques dans le paysage. On rencontre enfin parfois dans les joints de la roche ou même en surface des dépôts blanc jaunâtre d'alun, altération liée au chimisme particulier de ces roches (richesse en alumine, potasse et soufre), comme à la Roche Soufrée, en amont des granges d'Astau.

Des roches claires, de nature volcanique (trachytes, rhyolites ?) et affectées de boudinages tectoniques, sont signalées en quelques points : route de Superbagnères (André, 1979), dans le val d'Azet (Braux, 1980), route d'Arrès et route de l'Hospice de France (Brula, 1984).

Des graptolites (*Monograptus priodon*, ...) furent découverts par M. Gourdon dans la montagne de Cazaril et à Saccourvielle et étudiés par C. Barrois (1887, 1892). Dans la montagne de Cazaril, ces graptolites, et en particulier *Retiolites geinitzianus* ont permis de classer les schistes dans la partie supérieure du Llandovery. Gourdon (1888) a signalé un gisement fossilifère près des granges de Saint-Jean au-dessus de Sode. Des graptolites tels que *Monograptus spiralis* et *Diplograptus palmeus* lui ont permis de rapporter les niveaux correspondants au Llandovery moyen. Des *Orthoceras* ont été recueillis dans les calcaires au col de la Montjoie (Caralp) et au col de Gistaïn (Clin, 1959), accompagnés là de *Cardiola interrupta* du Wenlock inférieur.

Il faut rappeler les récoltes de Gourdon à Montmajou près de Cier-de-Luchon (feuille Arreau), qui ont permis à C. Barrois (1892) de localiser les niveaux fossilifères à la partie inférieure du Wenlock. Plus au Nord-Est (Pratviel, Gouaux de Luchon, Pales de Burat, sur la feuille Arreau en rive

droite de la Pique), la richesse paléontologique permet des attributions stratigraphiques précises (*in* Degardin, 1987).

Si l'âge des ampélites du Silurien n'est pas autrement précisé sur la feuille Bagnères-de-Luchon, les faunes de la vallée de la Pique ainsi que celles des gisements ariégeois proches attestent (Destombes, 1953) la continuité entre le Llandovery supérieur et le Llundlow inférieur. J.M. Degardin aboutit à des conclusions voisines dans la haute Esera.

Les ampélites du Silurien de la région de Bagnères-de-Luchon se caractérisent par leur faible teneur en silice et en ferromagnésiens, leur richesse en alumine, en carbone et en soufre, leur faible indice de basicité, et leur pourcentage élevé en kaolinite.

A l'extrémité orientale du massif granitique du Lis-Caillaouas, au Sud-Est du pic de Port-Vieil en territoire espagnol, les roches ampélitiques situées dans la zone à andalousite-staurotide et montrant plusieurs générations successives d'andalousite, ont été rapportées au Silurien (Grandclaude et de la Roche, 1966, ci-après p. 32). D'une façon générale, dans les culminations métamorphiques de la feuille, les ampélites siluriennes sont très souvent tachetées de minuscules chistalites régulièrement réparties.

Les ampélites du Silurien jouent un rôle important dans la dynamique des versants, du fait de leur sensibilité à l'érosion. Ainsi, les versants associés à cette formation, ainsi qu'à certains silts sombres du Dévonien inférieur, sont-ils fréquemment, vers la base, recouverts de brèches de pente à fragments noirs cimentés par de la calcite (bas val d'Aube). D'autre part, la présence de graphite paraît faciliter les glissements gravitaires en masse (Hospice de France, 1976).

Enfin, il faut rappeler que les ampélites du Silurien, par les mêmes propriétés lubrifiantes, mais à l'échelle régionale, jouent un rôle tectonique essentiel. Elles sont systématiquement le siège de disharmonies importantes (accident Gistaïn - Esera, accident Miarès - Artiga de Lin).

Les déformations intenses des ampélites du Silurien rendent très conjecturale l'estimation de l'épaisseur initiale de la formation. Une épaisseur de 150 à 200 m est généralement admise.

## Dévonien

### Versant Nord

Le Dévonien inférieur apparaît bien dans les vallées et crêtes d'orientation nord-sud, tributaires de la Neste de Louron ou dans le haut Larboust : Neste d'Oô, vallon de Labach de Cazaux, vallon de Gourron.

Le Dévonien supérieur et moyen n'est développé que dans le quart nord-ouest de la feuille. On y distingue, au sein d'ensembles pélitiques ou gréseux, des dépôts carbonatés assez épais et variés : calcschistes, calcaires massifs gris, dolomies, calcaires dolomitiques, calcaires amygdalaires. La complication tectonique de ce secteur ainsi que l'abondance des formations de recouvrement quaternaire rendent incertain l'établissement de coupes stratigraphiques générales.

**di. Dévonien inférieur.** Aucun argument paléontologique n'étant disponible, essentiellement à cause de l'évolution du style tectonique qui implique un accroissement vers le Sud de la déformation intime des roches, parallèlement à l'agradation du métamorphisme, ce sont des raisons géométriques et lithologiques qui conduisent à ranger dans le Dévonien inférieur, sous la notation imprécise *di*, un certain nombre d'entités sédimentaires caractéristiques qui sont superposées aux ampélites du Silurien. Des données analogues conduisent à la même argumentation sur le versant sud (Mey, 1967).

Ont été distinguées cartographiquement, et ainsi attribuées au Dévonien inférieur, les assises suivantes, énumérées du bas vers le haut : un ensemble de composition hétérogène, d'épaisseur pluri-hectométrique, de teinte dominante noire, comportant des roches décrites comme des tufs basiques et des calcaires en bancs massifs ou alternances rubanées (2) au sein de schistes et de grès ; des calcaires gris clair à patine beige en passées d'épaisseur décamétrique à hectométrique formant repère (2) ; des pélites sombres, d'épaisseur apparente de l'ordre du millier de mètres, à microrhythmes gréseux (1).

La majeure partie des formations du Dévonien inférieur est en positions épizonale, et localement, mésozonale.

● **Schistes et grès noirs avec tufs basiques et intercalations de calcaires rubanés et massifs, sombres (2).** La partie inférieure de la série dévonienne, que l'on peut qualifier de "Dévonien basal", est de nature quartzo-pélitique, noire à carbone organique dans la plupart des localités, avec des alternances, à caractère aléatoire, d'horizons calcaires minces. La limite avec le Silurien sous-jacent n'est pas clairement identifiable à l'observation directe, en raison de l'aspect et de la constitution très proches des formations relevant des deux ensembles, et aussi faute de coupes favorables. Il y a lieu de signaler que le Gédinnien inférieur a été identifié à proximité du territoire de la feuille Bagnères-de-Luchon, dans des niveaux noirs, schisteux ou calcaires, jusqu'alors réputés siluriens (Ariège proche, *in* Donnot, 1974, et versant espagnol, voir ci-après p. 25).

Les assises qui font stratigraphiquement suite à ce Dévonien basal constituent un ensemble varié de roches dont le caractère commun est encore la teinte sombre, souvent uniformément noire (grisâtre par patine à l'affleurement). Ces roches sont en grande partie schisto-gréseuses, accessoirement calcaires, On y a décrit en outre des horizons particuliers, d'identification délicate, comme des témoins d'épisodes volcaniques probablement synsédimentaires, sous les noms de tufs massifs noirs, siltites tuffiques, tufs remaniés, etc. (Pouit et Alsac, 1978 ; André, 1979 ; Braux, 1980).

Dans la haute Pique vers l'Hospice de France, et dans la forêt de Superbagnères, P. Brula a donné l'analyse approfondie, minéralogique et géochimique, de niveaux massifs noirs, d'épaisseur métrique à pluri-métrique, occasionnellement calcareux ou porteurs de lits calcaires. Ces niveaux ont une patine rouille caractéristique, attribuée à leur teneur en pyrrhotite. Leur puissance peut atteindre au total une cinquantaine de mètres. Les roches qui les constituent sont riches en quartz, biotite, plagioclases calciques, avec quelques feldspaths potassiques, muscovite et minéraux accessoires. Ces constituants forment un assemblage grenu à

microgrenu lépidoblastique parfois noduleux. Les roches peuvent être riches en sulfures (pyrite) et porteuses de pyroxène (salite). Elles ont en outre subi une rétro-morphose responsable de la cristallisation de clinozôisite, amphibole (hornblende actinolitique) et chlorite. Se fondant sur cette analyse, mais aussi sur la géochimie de ces roches, P. Brula estime que les entités antérieurement décrites comme tufs d'origine volcanique sont en fait des roches d'origine exclusivement sédimentaire de composition initiale particulière et assez exceptionnelle, présentant la coexistence illite, kaolinite, calcite. Le métamorphisme général y a développé de grandes quantités de plagioclases et feldspaths potassiques, conduisant ainsi à une composition convergente, en première analyse, avec celle des pyroclastites reconnues par les observateurs antérieurs.

Aux formations précédentes succède un ensemble sédimentaire complexe, représenté d'ailleurs dans toutes les Pyrénées centrales, et caractérisé par l'existence d'assises de calcaires, localement de dolomies, massives ou rubanées, intercalées d'assises détritiques, à dominante siliceuse mais encore carbonatées, et de couleur sombre. L'épaisseur des calcaires est d'ordre pluri-hectométrique. Ils peuvent constituer un seul ensemble compact ou plusieurs passées massives successives séparées par des détritiques. Le rubanement est très fréquent, mais il peut n'être mis en évidence que lorsqu'il y a eu altération météorique. L'épaisseur des lits rubanés est de quelques centimètres. L'épaisseur des bancs rubanés varie de quelques centimètres à quelques mètres. La couleur des calcaires varie dans les diverses tonalités de gris et s'éclaircit en cas de forte recristallisation.

Il existe toutes les compositions intermédiaires entre le pôle calcaire et le pôle détritique (Brula, 1984). Certains niveaux, de composition mixte, peuvent apparaître sous la forme de bancs décimétriques de type "schistes troués" (Sud-Est du pic de Céciré).

Avec l'agradation du métamorphisme, les alternances rubanées évoluent vers les cornéennes calciques. L'altération météorique souligne le contraste entre les lits. Ce sont ces roches que l'on appelle "barégiennes". Celles-ci sont habituellement, de façon parallèle à leur évolution métamorphique, affectées de façon spectaculaire par des déformations ductiles se traduisant par des dispositions très contournées des lits rubanés.

La formation à dominante calcaire définie ci-dessus existe sur les deux versants des Pyrénées. Du Val d'Aran, on la suit vers l'Ouest jusqu'aux confins du río Gallego (Sud du col du Pourtalet d'Aneu). Elle participe à l'architecture du dispositif chevauchant de Gèdre - Gavarnie.

Les schistes homogènes sus-jacents aux termes calcaires ci-dessus décrits sont de teinte gris sombre, parfois noirs, souvent découpés en "allumettes" par un double clivage schisteux. Ils montrent une proportion variable de silts et correspondent à des dépôts détritiques fins. Quelques intercalations calcaires lenticulaires peuvent être observées. Dans le haut vallon de Gourron et la montagne de Superbagnères, ils passent à des micaschistes à petits cristaux d'andalousite, et accessoirement, de staurotide.

W.F.D. Kleinsmeide (1960) a décrit cette formation dans le Val d'Aran sous la désignation de "Entecada slates". Il lui attribue une épaisseur kilométrique et y signale de minces lits gréseux et quartzitiques, qui peuvent également être observés au Sud-Est du pic de Céciré.

Le passage aux calcaires sus-jacents est souligné dans les mêmes parages, selon J.P. André (1979), par une brèche d'origine sédimentaire.

● **Horizons calcaires intermédiaires (2).** Sur la feuille Bagnères-de-Luchon, la cartographie ainsi que la lithologie conduisent à individualiser comme entité stratigraphique un petit nombre de corps stratifiés de calcaires, de calcaires rubanés, ainsi que des calcschistes, qui s'alignent ou se relaient, mais se situent dans leur ensemble en position constante par rapport aux assises de base du Dévonien et par rapport au Silurien ampéliteux, à environ 1 000 m au-dessus de cette dernière formation. Ces calcaires constituent de minces barres souvent bien visibles, notamment si elles sont redressées, dans la topographie. Elles courent sur le versant nord du val d'Aube et arment les éminences du Mail de l'Orp et du Mail de Castelan dans le Sud du haut Larboust.

Une barre analogue affleure, selon Brula, dans la montagne de la Laque, à la cabane de Couradilles, au cap de Pale Barrade et à Roumingau. W.J.F. Kleinsmeide la signale en position stratigraphique identique vers l'Est, dans le Val d'Aran. De la même façon, une couche calcaire mince constituant le flanc structural nord du pic Sarrouyes dans le Louron, a été rapportée, en raison de sa situation méridionale par rapport à celle que C. Braux a datée de l'Eifelien aux granges d'Ourtigue (ci-dessous, d3-4), au Dévonien inférieur.

Sur la base de données micropaléontologiques recueillies dans des calcaires analogues par G. Vegas (1982) à Cazaux-Layrisse (feuille Arreau), un âge emsien peut être considéré comme probable pour ces assises.

Il s'agit de calcaires gris clair à patine beige, localement à entroques, et par places, de calcschistes. Vers l'Ouest, leurs homologues sont habituellement minéralisés en blende ("calcaires rubanés gris-souris" du secteur de Nerbiou).

Cet horizon est représenté dans tout l'Ouest des Pyrénées centrales jusqu'à Gavarnie et bien au-delà. Bresson l'avait cartographié sous la même figuration que les calcaires situés vers la base du Dévonien. La discussion sur la distinction qu'il convenait d'introduire a été ouverte par M. Clin (1959) et la critique de l'emploi du terme de "dalle" créé par E. Jacquot (1890) a été énoncée par R. Mirouse (1962).

● **Pélites noires à microrhythmes gréseux (1).** Les pélites noires à microrhythmes gréseux sont bien observables dans tout le haut bassin de la Neste d'Oô et le ruisseau de Labach de Cazaux, où les microrhythmes gréseux, finement granoclassés et répétitifs à fréquence pluri-centimétrique, permettent là l'identification d'une linéation d'intersection So/S1. W.F.J. Kleinsmeide signale ce type de dépôt comme occasionnellement présent au sommet de la formation des "Entecada slates and limestones" du Val d'Aran.

d3-4, dm. Dévonien moyen. Schistes de Cathervielle et pélites noires à rares intercalations de calcaires et de calcschistes (1). A l'inverse de ce que l'on observe au Nord de la RD 618, où les calcaires massifs sont fréquents, les pélites et schistes bruns sont prédominants au Sud de cette route, sans pour autant qu'une limite stratigraphique puisse être tracée. Dans l'entité d3-4, dm, ont été regroupés, dans le respect des relations géométriques avec les formations datées, des ensembles gréso-pélitiques, habituellement épizonaux, au sein desquels apparaissent des calcaires et des

calcschistes gris (1) en passées minces (quelques décimètres à quelques mètres), probablement discontinues. Les schistes ardoisiers à trilobites de Cathervielle appartiennent à une unité gréso-pélimitique de ce type. Il ne paraît pas possible d'assurer là, comme le firent les auteurs anciens, une coupe stratigraphique continue indiscutable en raison de l'étendue des formations de couverture et de la présence quasi certaine de failles et de décrochements sous ces formations.

Le gisement fossilifère de Catherville fut découvert par M. Gourdon sur le versant sud du relief de "l'Homme de pierre", où il s'étend entre le ravin de Hount de Ver et celui de Hount des Bicoulous (communes de Cathervielle, Garin et Billères). Les faunes, principalement représentées par des trilobites, avec des polypiers, des céphalopodes, quelques rares lamellibranches et brachiopodes, en furent étudiées et figurées par C. Barrois (1880 à 1887), et attribuées par lui au Dévonien inférieur. Rapportées plus récemment par P. Hupé (*in* Destombes, 1953) à un niveau élevé du Dévonien moyen (genres *Thysanoleptis*, *Cryphops*, *Asteropyge*) et révisées à nouveau par Erben (*in* Destombes, 1959), Erben et Hass (*in* Bouquet et Stopel, 1975), elles sont finalement attribuées à l'Eifélien.

P. Brula (1984) donne pour composition des schistes ardoisiers fossilifères de Garin, dans le faciès métamorphique "schistes verts" : chloritoïde, chlorite, muscovite, quartz et nombreux opaques, dans une texture grano-lépidoblastique montrant une schistosité principale et une schistosité de crénulation. Cet auteur souligne la convergence marquée, à travers les isogrades d'un métamorphisme d'intensité croissante, des caractères géochimiques de ces schistes avec ceux des roches provenant de nombreuses autres localités échantillonnées au-dessus d'une "barre calcaire" minéralisée prise pour repère (voir ci-dessus). Il attribue, pour cette raison, à l'échelle des Pyrénées centrales, une individualité stratigraphique aux sédiments eiféliens "de type shale, exceptionnellement argileux, très riches en kaolinite, souvent carbonatés et très faiblement quartzeux" qui auraient donné naissance à ces roches.

Dans un secteur voisin, situé aux confins de la feuille Vieille-Aure, où la continuité de la série du Dévonien inférieur et moyen est plus aisée à suivre (crêtes S-N du pic Sarrouyes et du pic de Berdalade, vallée du Pla d'Arsoué), C. Braux (1980) a pu décrire une unité gréso-pélimitique constituée de roches noires assez dures et bien visibles dans le paysage, à patine granuleuse due à la présence de feldspaths, passant progressivement vers le haut à une série de siltites gris sombre plus ou moins feldspathiques à intercalations de calcaires gris ou noirs.

Au Pla d'Arsoué et dans le vallon des granges d'Ourtigue (au Sud de celles-ci), C. Braux a mis en évidence dans une barre calcaire la présence de l'Eifélien (datation par conodontes). La barre calcaire nord du pic Sarrouyes, en position méridionale, a été rapportée ici, avec les sédiments gréso-pélimitique qui l'accompagnent, au Dévonien inférieur. Bouquet et Stopel ont, pour leur part, identifié l'Eifélien dans les calcaires bleu-noir riches en débris d'encrines, de stylolines et de tentaculites de l'ancienne carrière située en bordure de la RD 76 au Sud-Est de Portet-de-Luchon.

Dans le versant occidental de la vallée de la Pique à l'aval de Bagnères-de-Luchon, où les niveaux calcaires susceptibles de servir de repères sont discontinus, et où les âges des formations ne sont pas connus de façon précise, il a paru convenable de prendre la notation générale *dm*.

**d4-5. Givetien – Dévonien supérieur. Calcaires massifs.** Les calcaires massifs gris fortement replissés et faillés qui affleurent dans la moitié nord de la feuille, et plus précisément au Nord de la RD 618, ne peuvent pas toujours être distingués cartographiquement des formations d6-7 ci-dessous détaillées. Toutefois, les datations obtenues par Bouquet et Stopel sur les coupes du sentier de la cabane de Conques et à l'Ouest du pont de Sarribère à Jurvielle sur des successions de calcaires de teinte grise, à tendance localement amygdalaire, indiquent la limite Givetien-Dévonien supérieur I.

**d5-6. Frasnien – Famennien inférieur. Série des Agudes.** Cette formation affleure au Sud du col de Pouy (contrefort nord du pic de Céciré), au Tuc Salvané au-dessus de Labach de Cazaux, au Sud-Est du village d'Oô, et surtout dans la vaste combe dominée par le double piton quartzitique des Agudes et la crête du cap de Pales, enfin dans les versants compris entre le village de Germ et le ruisseau d'Aube et dans le val d'Azet.

C'est dans le secteur de la combe des Agudes qu'elle est le mieux observable et que l'on peut le plus facilement reconnaître ses rapports avec les formations voisines. Dans la plupart des autres localités, les termes de la série apparaissent, parfois de façon répétitive, au sein de successions monoclinales à pendage fort dans lesquelles figurent des termes plus anciens de la série dévonienne (écaillages tectoniques).

La dénomination *série des Agudes* (Krylatov et Stopel, 1969) s'applique à des sédiments gréseux et grésopélitiques ou silteux avec un petit nombre d'horizons calcaires (1). Les pélites sont de teinte vert d'eau, vert soutenu ou noire. Les grès sont verdâtres dans la masse, brun clair en surface. Ils renferment de très nombreux filonets de quartz blanc. Les calcaires, gris-beige dans la masse, sont de teinte ocre prononcée, presque roux, en patine. Les horizons calcaires sont d'épaisseur métrique.

Il est possible de cartographier des secteurs à dominante gréseuse (d5-6G) et des secteurs à dominante pélitique (d5-6P).

Au sein d'un des horizons calcaires de la série des Agudes (région du Pla de Lasset), Krylatov et Stopel (1969) ont extrait *Ancyrodella nodosa*, ou *Ancyrodella lobata*, *Icriodus* sp. et *Polygnathus* sp., conodontes fixant un âge Frasnien – Famennien inférieur, âge qui est appliqué à juste titre à l'ensemble de la série. Celle-ci est souvent mise en parallèle avec la série de Sia (Hautes-Pyrénées). Elle est certainement à ranger dans un contexte paléogéographique voisin de celui des "Las Bordas sandstones" et "Viella slates and sandstones" décrits en Val d'Aran par Snoep (1955) et Kleinsmeide (1960), et qui présentent des strates gréseuses massives et granoclassées à teinte dominante verdâtre, admettant de minces intercalations calcaires, mais aussi des sédiments schisto-gréseux à caractères de turbidites, et dont l'épaisseur atteint 300 m, voire 400 m. Pour Mey (1967, p. 171), la séquence turbiditique du Val d'Aran serait un homologue, en mer plus profonde, des quartzites mésodévoniens apparaissant dans la formation de Basibe en versant sud, et qu'il interprète comme un cordon de plage.

Ni au col situé entre le cap de la Pène de Soulit et le piton des Agudes, ni sur les versants, il n'est possible de repérer avec certitude une relation, autre que de concordance stratigraphique, entre les griottes (d6-7) qui se développent au Nord du col et les schistes sombres bruns sous-jacents et distincts des formations de la série des Agudes. Ceci n'exclut pas, en d'autres points, l'éventualité d'un passage latéral des calcaires-griottes aux grès et pélites verts, envisagée par certains auteurs. Ce passage demeure cependant à démontrer sur le terrain.

Les formations grésopélitiques de la série des Agudes et du Cap de Pales, très bien exposées en crête dans la coume des Agudes, ne sont que peu représentées plus bas, en val d'Astau comme en Louron. Au contraire, ce sont des formations grésopélitiques sombres du Dévonien moyen et inférieur en position subverticale que l'on rencontre en base de versant. Leur contact avec la série des Agudes peut être cartographié comme moyennement incliné vers le Nord. Cette disposition conduit à considérer qu'il s'agit d'un contact par chevauchement, à vergence sud.

**d6-7. Famennien. Calcaires-griottes.** La dénomination de calcaires-griottes est ici prise au sens large. En effet, c'est seulement au Nord des limites de la feuille Bagnères-de-Luchon que l'on trouve des griottes en accumulations massives à grosses amygdales colorées typiques (Cierp, Bourg-d'Oueil). Ces dernières furent initialement rapportées au Dévonien supérieur par la découverte de clyménies au ravin de Coularie (Barrois, 1898). Sur la feuille elle-même, un ensemble calcaire épais de 10 à 20 m, en partie à texture amygdalaire bien exprimée, en partie à trame siliceuse lâche, de teinte générale grisâtre à passées ocres, constitue l'équivalent, réduit en épaisseur et en variété, du Frasnien – Famennien amygdaloïde et dolomitique, épais de 98 m, daté en grand détail par conodontes, de la coupe de Signac sur la feuille Arreau (Bouquet et Stopel, 1975). La coloration verdâtre ou rougeâtre de quelques lits est ici exceptionnelle (Les Courbets, au Nord-Ouest de la feuille).

Vers le Sud, les derniers affleurements se situent dans les flancs du cap de la Pène de Soulit, au-delà du col de Peyresourde. Il s'agit de calcaires à structures amygdalaire en nodules de taille inférieure au centimètre, formant une assise d'épaisseur métrique.

Les céphalopodes ne sont pas exceptionnels dans le Dévonien supérieur, principalement dans le Nord sur la feuille Arreau. Ils apparaissent malheureusement souvent en sections difficilement identifiables. Un nouveau gisement dans des schistes, à orthoceres et goniatites, est signalé dans la coupe de Jurvielle, sur le sentier de la cabane de Conques, par Bouquet et Stopel. A Saint-Paul-d'Oueil près du "Kiosque de Mayrègne", à peu de distance de la limite nord de la feuille Bagnères-de-Luchon, le Dévonien supérieur I-III (datations par conodontes) a été identifié dans des calcaires par les mêmes auteurs.

Bouquet et Stopel (1975, p. 122) donnent, pour les calcaires du Dévonien supérieur de la région de Saint-Lary – Carthervielle – Signac – Saint-Béat épais de 100 m environ, la succession suivante, établie à l'aide d'ostracodes et de conodontes :

- dolomie, calcaire, calcaire gris amygdalin à structure griotte : Dév. sup. IIa-VI ;
- griotte rouge et vert : Dév. sup. Iβ - IIa ;
- calcaire, en partie à structure griotte, schiste gris : Dév. sup. Ia - Iβ.

Il apparaîtrait ainsi que la partie inférieure de la succession carbonatée se situe dans le Givetien. Par ailleurs, on notera que la coupe de Signac touche au sommet 1,50 m à 2 m de calcaires identiques aux précédents, mais datés du Tournaisien inférieur.

### Versant Sud.

Les coupures lithostratigraphiques proposées par l'école de Leiden (Mey, 1967, 1968), complétées en 1973 par les attributions stratigraphiques sur la base de datations par conodontes dues à K.T. Boersma, sont utilisées ici, bien que l'on se trouve à quelque distance des localités-types, et que les datations aient été établies en d'autres sites.

**d2. Siegenien – Emsien inférieur. Formation de Basibe.** Le Dévonien inférieur présente dans la partie sud de la feuille Bagnères-de-Luchon des caractères qui peuvent être comparés à ceux des roches correspondantes du versant nord : tonalité générale sombre, alternances calcaréo-schisteuses et pélitiques (formation Rueda), et vers le haut, assises de calcaires massifs (formation Castañesa ou Basibe). Ces dernières peuvent prendre par marmorisation une tonalité plus claire et montrer par ailleurs des traces organiques (entroques) ou encore des structures amygdalaires identifiables.

L'attribution stratigraphique initiale, à partir de macrofaunes, par Schmidt (1931), au Coblencien inférieur, est en accord avec les datations par conodontes de Boersma (Eifelien), in Habermehl, 1970, et avec l'attribution de A. Arche (1971), du Gédinnien à l'Emsien.

**d2-3. Emsien supérieur – Eifelien. Formation de Fonchanina, schistes ardoisiers à rares intercalations calcaires.** Ces schistes sont ici, à vrai dire, peu distincts de ceux qui sont associés à la formation sus-jacente. Ils constituent transition vers les calcaires d2.

**d4-6. Givetien à Famennien inférieur. Formation de Mañanet, calcaires griottes.** La formation de Mañanet à dominante calcaire, caractérisée par une texture amygdalaire de type griotte, est représentée dans les vallées tributaires en rive droite de l'Esera, val de Remuñe et val de Literola, par un faciès à trame siliceuse assez lâche, sans colorations vives, auquel sont associés des calcschistes et des schistes clairs ou grisâtres. On y rencontre, comme dans les localités-types, des polypiers isolés (*Favosites* sp.). Si l'attribution générale de Boersma couvre la période Givetien – Famennien inférieur, il paraît conforme aux observations faites par L.M. Ríos *et al.* (1978) dans divers secteurs de la haute chaîne de rapporter ces calcaires à trame siliceuse au Dévonien moyen (Couvinién ?). Ceci est conforté par la découverte par A. Arche (1971) dans des schistes noirs fissiles, à 50 mètres au-dessus de la base, de *Phacops foecundus* ? et *Dalmanites* sp. attribués au Dévonien moyen.

Dans les parages de la confluence du barranco de Literola et du río Esera, la formation présente une alternance de schistes micacés gris sombre et d'arénites noires à trame amygdalaire, équivalent possible des formations de nature comparable observées par Arche en versant nord (L.M. Ríos *et al.*, 1979).

d6-7, d6-h1. **Famennien – Famennien à Dinantien. Calcaires marmoréens du Plan des Etangs.** Ces notations se rapportent aux formations calcaires fortement plissées et recristallisées présentes dans la haute Esera à l'Est d'une faille qui suit sensiblement le cours NE-SW du río entre le lieu-dit "Hospital de Benasque" et les Baños de Benasque. Une partie d'entre eux affleurent largement sous le Port de Venasque et cet affleurement se poursuit vers l'Est au-delà du Pas de l'Escalette en direction du Goueil de Joueou. L'autre partie constitue une structure antiforme à nombreux replis au contact de la granodiorite de la Maladetta.

Ces calcaires sont marmoréens, blancs et massifs ou en plaquettes. Certains sommets leur empruntent leur nom (Peña Blanca). Ils admettent des niveaux dolomitiques, des barégiennes apparaissant localement, des passées de tufs dans la partie inférieure (vers les "Baños"). Ils sont datés par la découverte de L.M. Ríos et coll. (1977), à la cote 2010 sur le chemin de la Rencluse, de *Clymenia levigata* : Famennien moyen à supérieur. Aux environs des Baños de Benasque, M. Waterlot a recueilli *Favosites eifeliensis*, découverte qui conduirait à attribuer un âge couvinien aux assises inférieures. L'accord n'est pas unanime sur ce point.

La notation d6-h1 exprime l'attribution, sur la base de comparaisons latérales avec des formations datées, notamment par des conodontes, des calcaires noirs épais d'une dizaine de mètres qui couronnent la succession des calcaires marmoréens, au Tournaisien (Wennekers, 1968 ; Waterlot, 1964).

### Carbonifère

Le Carbonifère n'est représenté que sur une surface relativement modeste sur le territoire de la feuille, dans les angles NW et SE : d'une part sur les croupes au Nord du cap de la Pène de Soulit et du Tuc de Couret, d'autre part dans la haute vallée de l'Esera (Plan des Etangs).

#### Versant Nord

A l'époque de la rédaction de cette carte, l'âge namurien d'une partie de la série (h3) avait été envisagé. De nouveaux arguments, exposés en détail dans la notice de la feuille Arreau (1982) invitent depuis 1981 à étendre cet âge aux terrains notés h2c.

h2a-h2b. **Viséen – Tournaisien supérieur. Lydiennes, argilites versicolores et calcaires à zones siliceuses.** Les lydiennes sont superposées, en concordance, aux calcaires-griottes d6-7. La dénomination de lydiennes, propre aux Pyrénées et à la Montagne Noire, désigne des jaspes sombres à débris de radiolaires, renfermant localement des assises à concentrations de nodules phosphatés autrefois exploitées sur la feuille Arreau et connues à Jurvielle. Des jaspes clairs existent également, identiques aux lits ou lentilles que l'on retrouve au sein des calcaires à zones siliceuses sus-jacents.

Sur la feuille Arreau, un niveau calcaire a permis d'identifier le Tournaisien supérieur. Jusqu'à présent, le Tournaisien inférieur (To1) n'a pas été identifié dans les Pyrénées.

Les jaspes forment des lits épais de quelques centimètres, parfois très contournés, et dont la disharmonie avec les formations voisines témoigne

alors de glissements sous-aquatiques. L'épaisseur maximum de la formation des lydiennes est de l'ordre de la dizaine de mètres. De minces intercalations de pyroclastites sont signalées sur la feuille Arreau.

Aux lydiennes sont associées, dans les vallées de Louron et de part et d'autre du col de Peyresourde, de nombreuses concentrations de minerais de manganèse. Cette association est typique de nombreux gisements et indices pour ce métal dans les Pyrénées. Plusieurs localités sur la feuille Bagnères-de-Luchon, dans la vallée de Louron, la montagne de Peyresourde et le haut Larboust, ont fait l'objet de recherches et d'exploitation par galeries.

Au-dessus des lydiennes apparaît un horizon d'épaisseur décamétrique, à dominante calcaire et intercalations d'argilites versicolores. Les calcaires, de teinte bleue, à patine blanche, sont en bancs d'ordre de grandeur décimétrique à métrique. Ils sont dominants à la base, où ils apparaissent habituellement superposés, sans passage progressif, aux lydiennes. Certains bancs sont porteurs de zones siliceuses interstratifiées, formant des lits d'aspect voisin de celui des termes clairs de l'assise à lydiennes.

Sur la feuille Arreau, l'âge viséen supérieur des calcaires est attesté par la découverte de conodontes.

Les argilites, à débit ardoisier, sont de teinte rouge violacé et vert émeraude, parfois bariolées. Elles sont étroitement associées aux calcaires, avec lesquels elles peuvent alterner en passées d'ordre de grandeur métrique. Toutefois, il convient d'observer que ces dépôts versicolores sont localisés immédiatement au Nord et au Sud de la latitude du col de Peyresourde. Avec J.P. Destombes, il convient de réserver la qualification "émeraude" aux schistes et argilites dont il est question ici, et de ne pas l'appliquer aux schistes verdâtres accompagnant des séries noires de la formation h2c, sus-jacente et nettement plus épaisse, qui leur fait suite.

Dans certaines expositions, l'ensemble stratigraphique constitué par les lydiennes, les calcaires à zones siliceuses et les argiles versicolores, apparaît en relief. C'est le cas de la crête située au Nord du col de Peyresourde, où une série de plis de rayon hectométrique à kilométrique, de plus en plus serrés vers le Sud, est ainsi soulignée, mettant en outre en évidence une inversion de relief sur la ligne de crête (*in* Leymerie, 1881).

Dans la partie nord-est de la feuille (vallée d'Oueil), l'ensemble h2a-h2b est absent, comme c'est le cas sur la feuille Arreau selon un "côuloir" Grailhen, Avajan, Mayrègne. Une telle absence n'est pas propre à cette région, mais peut être observée dans d'autres secteurs des Pyrénées centrales (Clin, 1959, Mirouse, 1962).

**h2c. Namurien – Viséen supérieur. Psammites.** Distingués sur les crêtes dominant la vallée d'Oueil, sur la crête au Nord du col de Peyresourde et en rive gauche du Louron, ce sont des schistes psammitiques gris verdâtre à noirs, d'aspect souvent terreux en surface, monotones bien que replissés sur eux-mêmes, et dont l'épaisseur exacte est difficilement appréciable. Ils ont été exploités à Pouchergues et à Genost, comme ardoises.

h3. **Namurien. Grès feldspathiques, brèches à éléments calcaires, calcaires, schistes.** Sont essentiellement représentés, à la limite septentrionale de la feuille, principalement en altitude de part et d'autre de la vallée de Louron, des grès gris-vert à patine jaune-brun, en bancs de quelques décimètres d'épaisseur, à traces de stratification entrecroisée et débris végétaux, psammitiques et à éléments roulés, à passées conglomératiques.

#### **Versant sud.**

h1-2. **Dinantien. Calcaires noirs, lydiennes.** Au sud du Plan des Etangs, les formations détritiques namuro-westphaliennes reposent en concordance sur des calcaires noirs très fins, épais d'une dizaine de mètres, lesquels passent vers le bas de façon transitionnelle mais rapide, aux calcaires marmoréens massifs blancs, sous-jacents, du Dévonien. Par comparaison latérale, Wenneckers (1968) suggère pour ces calcaires noirs un âge tournaisien. L.M. Ríos (1977) signale enfin la présence, à la cote 2015 m sur le sentier de la Rencluse, de quelques lits de lydienne.

h3-4. **Namurien – Westphalien p.p. Pérites et grès.** Le Carbonifère forme l'essentiel du versant septentrional de la haute vallée de l'Esera dans l'angle sud-est de la feuille. Vers l'Est, il devient prédominant et forme plusieurs sommets de ce secteur : Pico Pomero, Peca Nere, Pico Pomer.

Le "synclinorium du Plan des Etangs" est ainsi dénommé en référence à la toponymie catalane du *Plan dels Estanys*, qui s'applique plus précisément à la région située au Sud du Port de Venasque. Ce bassin sédimentaire est constitué d'une série détritique de nature schisto-gréseuse et conglomératique, concordante avec les sédiments carbonatés sous-jacents, renfermant un horizon-repère calcaire, et dont l'âge va du Namurien au Westphalien probable.

L'épaisseur des sédiments croît d'Ouest en Est. Elle est de 200 mètres au Plan des Etangs, dépasse 300 mètres au NE du Trou du Toro, et s'accroît largement au-delà. Il s'agit essentiellement d'une alternance régulière de grès micacés et grès feldspathiques à stratification entrecroisée fréquente, et de schistes micacés grossiers ou fins avec passées microconglomératiques. Vers l'Ouest et vers l'Est, on observe le développement de conglomérats formant des bancs massifs de 2 mètres, à galets quartzeux : torrent de Paderne, coupe du Pico de Pomero. Les horizons fins livrent çà et là des vestiges végétaux (sigillaires, calamites, ...). Les premiers furent découverts par M. Gourdon. Ces vestiges, s'ils autorisent à admettre l'existence du Westphalien (R. Zeller, 1886), n'ont jusqu'ici pas fourni d'autre précision stratigraphique. Les spores qui ont pu être recueillies se sont révélées opaques et indéterminables. Des **calcaires rubanés en plaquettes**, formant un niveau-repère (1) d'une dizaine de mètres d'épaisseur, s'intercalent dans les formations détritiques. Sous ces calcaires, dans une entaille de l'Esera à la partie SE du Plan des Etangs, M. Waterlot (1961) a découvert une faune de goniatites avec *Proshumardites karpinskii*, datant le Namurien. Cette localité se situe à 30 mètres environ de la base de la formation détritique. M. Waterlot suggère ici une puissance d'une centaine de mètres pour le Namurien. Une autre découverte du même glyphiocératidé, à proximité des lacs de Villamuerta, est venu confirmer à cet auteur l'attribution

stratigraphique initiale. Le caractère paralique du bassin du Plan des Etangs est donc bien établi.

### Permo-Trias

r-t. **Brèches à éléments quartzeux.** L'extrême relique orientale des dépôts détritiques permo-triasiques sur la haute chaîne primaire peut être observée aux lacs des Miarès (2 528 m), près du pic d'Estos, dans la vallée du Louron. Il s'agit d'assises d'aspect stratiforme de brèches grises à gros éléments de quartz blanc non jointifs, de dimensions centimétriques. Des bancs apparaissent dans le paysage, localement redressés. Ils reposent transgressivement et en discordance angulaire sur l'Ordovicien grésoconglomératique. Ces brèches sont attribuables au Permo-Trias en raison de l'identité de leur position stratigraphique et structurale avec celle des formations détritiques permo-triasiques, d'ailleurs plus variées, qui affleurent à l'Ouest dans la région du Port de Barroude (Bresson, 1903, Lucas, 1968).

### Crétacé supérieur

Cs. **Calcaires massifs blancs.** Uniquement représentés sur les coupes situées à l'Ouest des lacs des Miarès, à proximité de l'affleurement précédent, les calcaires du Crétacé supérieur forment des affleurements blancs identifiables dans le paysage. Ils reposent transgressivement sur les brèches permo-triasiques et sont recouverts en contact chevauchant par des pélites et schistes du Silurien et du Dévonien inférieur.

M. Seguret (1970) y a distingué des calcaires gréseux, à huîtres localement abondantes et préalvéolines, alternant avec des cargneules jaunes, un conglomérat très cimenté.

### FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

On peut reconnaître et caractériser sur la feuille Bagnères-de-Luchon un certain nombre de zones d'isométamorphisme, (fig. 1) comme cela a été proposé par H.J. Zwart (1962, 1979) pour les différentes culminations métamorphiques des Pyrénées centrales, à l'aide des associations minérales suivantes :

- 1) muscovite-chlorite (-chloritoïde) : schistes et phyllades ;
  - 2) muscovite-biotite ;
  - 3) staurotide-andalousite-cordiérite ;
  - 4) andalousite-cordiérite ;
  - 5) cordiérite-sillimanite.
- } micaschistes

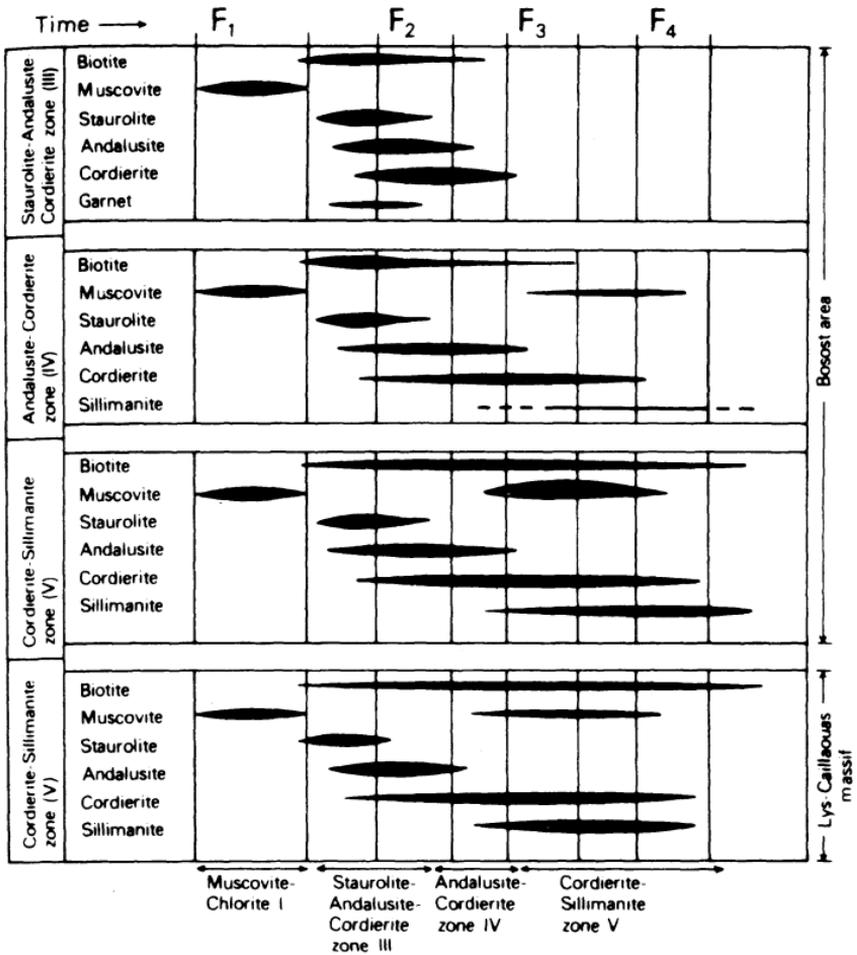
Au niveau du faciès amphibolique, un stade d'anatexie est atteint, qui peut donner lieu à la formation de roches migmatitiques, à plagioclases et feldspaths potassiques.



1 - Zone à muscovite-chlorite. 2 - Zone à muscovite-biotite. 3 - Zone à andalousite-cordièrite. 4 - Zone à cordièrite-sillimanite. 5 - Granitoïdes du Lis-Caillaouas. 6 - Leucogranites du dôme de Bosost et de Tramesaygues.

**Fig. 1 - Esquisse zonéographique de la feuille de Bagnères-de-Luchon**  
D'après J.-J. Kleinsmeide, J. Fauré, J. Macaudière, H. de La Roche et al.,  
J.-P. André et C. Braux (op. cit.)

Les zones d'isométagmorphe, dans les Pyrénées centrales, sont obliques sur la stratification. Elles sont remarquables par leur relative minceur (jusqu'à moins de 1 500 m), ce qui, selon Zwart (1962), est le résultat combiné de hauts gradients géothermiques sur un faible enfouissement des formations. En outre, la progression du métamorphisme peut être établie, non seulement dans l'espace, mais dans le temps (fig. 2) : les grades les plus faibles ont été atteints plus précocement que les grades les plus élevés.



**Fig. 2 - Relations entre les zones successives de métamorphisme et les épisodes de déformation dans l'aire de Bosost et le massif du Lis-Caillaouas (in Zwart, 1979)**

Sur la feuille Bagnères-de-Luchon, les zones de grade élevé sont les suivantes : la région périphérique du massif de granitoïdes du Lis-Caillaouas ou culmination de la haute Pique, la culmination du haut Louron (Tramezaygues - La Soula), le dôme de la Garonne. Dans ce dernier édifice, où les zones d'isométamorphisme sont particulièrement nettes, la chronologie des cristalloblastèses par rapport aux épisodes de déformation a pu être établie par l'étude des structures régionales et leur comparaison avec les textures microscopiques. Schématiquement, les cristallisations et les déstabilisations de minéraux-indices sont ainsi

repérées par rapport aux épisodes tectoniques successifs (F1 à F4 de Zwart) : après l'épisode plicatif principal, d'orientation axiale E-W ("main phase" de la déformation varisque pour l'école hollandaise), et de caractère synschisteux, apparaissent la biotite, puis la staurotide et l'andalousite ; l'épisode tectonique suivant marque la fin de la cristallisation de la staurotide, la poursuite de celle de l'andalousite, l'apparition de la cordiérite ; la cordiérite et la sillimanite, de même que la muscovite et la biotite, trouvent ou retrouvent leur équilibre lors des épisodes suivants de déformation (voir p. 41). Le troisième épisode de déformation est synchrone de l'événement magmatique dont est issu le corps de granitoïdes du Lis-Caillaouas. On notera cependant que si l'évolution métamorphique de la culmination de la haute Pique est assez parallèle à celle du dôme de la Garonne, cet événement magmatique ne s'insère pas directement dans le processus métamorphique.

Dans le haut Luron, la signification zonéographique de l'andalousite et de la cordiérite n'a pas été dissociée de celle de la biotite.

La description des différents termes qui apparaissent dans ces culminations sera donnée non pas dans l'ordre stratigraphique des dépôts, mais dans le sens du métamorphisme croissant et si possible dans l'ordre des événements métamorphiques.

### Massif granitique du Lis-Caillaouas

#### Auréole de contact superposée au métamorphisme général.

Etablie sur une argumentation de la même nature que celle de Zwart, J.H. Wennekers (1968) propose une chronologie comparative pour la culmination du haut Luron et l'encaissant des granitoïdes du Lis-Caillaouas (culmination de la haute Pique). En accord avec la cartographie de Fauré et Macaudière (1963) et celle de Clin, de la Roche *et al.* (inéd.), cet auteur distingue un domaine de métamorphisme régional à muscovite-biotite et andalousite-staurotide, et un domaine à cordiérite-sillimanite, ce dernier associé aux corps magmatiques dont il forme l'auréole.

**5A. Silurien ampéliteux à générations successives d'andalousite.** A l'extrémité orientale du massif, le contrefort sud-est du Mail Pintrat (pic de Port-Vieil) est formé d'ampélites porteuses de cristaux d'andalousite de dimension millimétrique. Il s'agit de la seule localité où l'on puisse observer le contact entre le Silurien et le corps magmatique, représenté ici par la granodiorite porphyroïde. L'analyse de leurs relations est due à P. Grandclaude et H. de la Roche (1966).

Les ampélites ne s'étendent guère à plus de 1 kilomètre de la granodiorite. Elles renferment, outre du graphite et de la pyrite, du quartz, de la séricite et de la chlorite. La sillimanite et la tourmaline apparaissent à une centaine de mètres de la granodiorite. La texture, hétérogranulaire, présente une granulométrie qui augmente de façon sensible au voisinage du contact. De même, l'aspect finement laminaire des ampélites est désorganisé à cette approche.

Quant à l'andalousite, elle se présente sous plusieurs habitus, en fonction de la distance par rapport au corps plutonique. Dans la partie la plus éloignée, les cristaux sont relictuels, en forme de "nodules" où certaines formes demeurent identifiables. Dans une zone située à quelques centaines de mètres du contact, on peut constater la coexistence, avec ces nodules, de cristaux automorphes d'andalousite offrant souvent des figures de croissance. Dans la partie la plus proche de la granodiorite, des nodules, de forme plus floue, comportent un cœur formé d'une mosaïque de quartz et d'une couronne de séricite, chlorite, sillimanite fibreuse et parfois biotite poecilitique ; l'andalousite, en petits cristaux ou granules limpides, est poecilitique et extrêmement fragmentée.

Dans la partie la plus éloignée, on peut observer que les cristaux dont dérivent les nodules ont subi une rotation dans un épisode de déformation de la schistosité accompagné de l'ébauche d'une seconde schistosité oblique sur la précédente. Dans la partie intermédiaire, la trame schisteuse contourne les cristaux automorphes.

Grandclaude et de la Roche rendent compte de ces faits en rapportant une première génération d'andalousite à un premier épisode tectonique, synschisteux, poursuivi par la rotation des cristaux néoformés et leur évolution en "fantômes". Ces épisodes sont suivis par la formation d'une seconde génération d'andalousite, qui serait syncinématique.

L'andalousite localisée à l'approche immédiate du corps plutonique, participant intimement au développement des granulométries plus fortes et des associations à sillimanite typiques de cette zone, appartient à une troisième génération contemporaine, selon toute probabilité, de la formation de la granodiorite.

**O. Ordovicien, faciès noduleux à andalousite.** Au-delà d'une étroite zone de contact à sillimanite ( $\xi^1$  siL), l'encaissant septentrional et nord-occidental du massif du Lis-Caillouas est constitué par des quartzophyllades claires, dont la teinte bleutée est fréquemment conservée, et qui admettent des passées à reflets quasi métalliques, enrichies en phyllites. L'andalousite est clairsemée, ou bien dispersée au sein de passées stratiformes minces. L'isograde d'apparition de ce minéral a été tracé schématiquement par André et Braux (fig. 1), qui étendent sensiblement au Nord la zone correspondante, par rapport à la présente cartographie. La succession peut s'enrichir en quartzites ; elle présente par ailleurs les niveaux-repères caractéristiques de calcaires rubanés et de conglomérats de l'Ordovicien. La fréquence des calcaires, en assises replissées sur elles-mêmes, est plus élevée dans l'ensemble de versants délimité par la haute Pique et la vallée du Lis.

Les quartzophyllades, passant aux micaschistes, présentent avec une texture lépidoblastique nette, de la biotite, de la muscovite et de l'andalousite. On peut y rencontrer la staurotide et la cordiérite, plus rarement le grenat, et accidentellement des concentrations lenticulaires riches en amphiboles (actinote).

Ces micaschistes présentent des plis mineurs de rayon décimétrique et d'ouverture variable, schématiquement orientés  $110^\circ$  E (plis les plus fermés) ou  $20^\circ$  à  $35^\circ$  E (plis ouverts). Les premiers sont synschisteux, les seconds paraissent déformer une schistosité acquise antérieurement. Le boudinage des strates compétentes au sein des matériaux incompétents est fréquent.

La cristallisation de l'andalousite apparaît dans ce secteur (Zwart, 1979) comme pré- et syn-tectonique. En effet, la schistosité interne relictuelle observable dans ces cristaux est soit conservée sous la forme de plans d'inclusions quartzieuses qui apparaissent obliques sur la schistosité actuelle de la roche (cas de cristalloblastèse pré-tectonique), soit disposée en surfaces de forme sinueuse (sections en forme de S) et se raccordant avec la schistosité actuelle (cas de cristalloblastèse syn-tectonique). Dans de nombreux cas, la rotation observée a eu lieu autour d'un axe approximativement N-S, dans un sens dextre si l'on regarde vers le Nord. De nombreux cristaux de biotite, cordiérite et grenat permettent des conclusions identiques. La staurotide serait en majeure partie pré-tectonique, alors que la stabilité de la cordiérite persiste au travers de plusieurs autres épisodes ultérieurs de déformation.

Selon l'école hollandaise (Zwart, 1979), la schistosité interne aux cristaux ci-dessus serait relictuelle de l'épisode principal de déformation ("main phase" varisque F1, épisode synschisteux à l'échelle régionale), la rotation autour d'axe N-S étant liée à l'épisode F2.

**ξ<sup>1</sup>L. Cambro?-Ordovicien, micaschistes à biotite et muscovite, faciès noduleux à andalousite.** Ce faciès a été distingué par Fauré et Macaudière dans le haut Louron, en rive droite, c'est-à-dire aux abords du massif du Lis-Caillaouas, dans les contreforts méridionaux du pic de Belle Sayette et du pic de Hourgade. Ces micaschistes passent, plus près du corps plutonique, aux micaschistes à biotite et sillimanite appartenant à l'auréole proprement dite du massif.

**ξ<sup>1</sup>siL. Cambro?-Ordovicien, micaschiste à biotite et sillimanite, faciès fortement cristallin.** Ces micaschistes sont massifs, assez sombres. Ils présentent l'association quartz-biotite-plagioclase-sillimanite-andalousite-cordiérite. La staurotide est absente. Biotite et sillimanite sont prédominantes.

La biotite est en cristaux de taille nettement plus grande que dans l'Ordovicien périphérique. La sillimanite (fibrolite) se développe souvent aux dépens de la biotite, plus rarement à l'andalousite.

La composition et la structure intime des micaschistes qui forment les enclaves du corps plutonique sont sensiblement les mêmes.

La schistosité issue de la phase "principale" synschisteuse est rarement conservée. Par contre, on constate l'existence de charnières de petits plis en "arcs polygonaux", soulignés par des feuillets enrichis en biotite-sillimanite syn- ou post-tectoniques, en cristaux largement développés. Ces charnières peuvent posséder elles-mêmes une ébauche de schistosité de plan axial nouvelle. Il s'agit ici, comme dans le Silurien du Mail Pintrat, d'un épisode tectonique distinct de la phase "principale" synschisteuse, postérieur à celle-ci, épisode tectonique lui-même suivi de la cristalloblastèse de biotite et de sillimanite. Zwart (1979) et Wenneckers (1968) situent cet épisode tectonique comme le troisième de la succession des déformations varisques (F3).

A proximité immédiate du contact granitique, on peut observer la déformation intense de la fibrolite et celle des micas, attribués par Zwart à un épisode F4. Pour cet auteur, la granodiorite porphyroïde est clairement antérieure à cet épisode F4.

## Haut Louron

Les quartzites, quartzophyllades mauves et micaschistes quartzeux fins rencontrés dans le haut Louron au Sud des granges d'Artiguelongue, à Clarabide, et jusqu'au secteur du pic Couartaou sont attribués au Cambro-Ordovicien en raison d'une part de l'abondance des quartzites, qui peuvent être parallélisés stratigraphiquement avec ceux de la vallée du Lis et du lac d'Oô (k-o) et d'autre part de la présence, en position élevée dans la succession, des niveaux-repères conglomératiques et carbonatés, ceux-ci fréquemment porteurs de silicates calciques et transformés parfois en skarns : ces niveaux-repères peuvent également être parallélisés à ceux de la région du lac d'Oô, de la Montagnette, etc.

Les caractères zonéographiques de ce secteur marquent une relative indépendance vis-à-vis de ceux qui viennent d'être décrits au Nord du massif du Lis-Caillaouas. Une analyse particulière en a été donnée par Fauré et Macaudière (1962, 1963). La cartographie de ces auteurs, reprise ici, privilégie une zonéographie reposant sur les assemblages biotite-muscovite et biotite-sillimanite. L'analyse pétrographique révèle une évolution métamorphique et tectonique peut-être plus complexe encore que celle des culminations voisines.

Les termes lithologiques et les architectures sont particulièrement bien exposés dans l'ombilic de la Soula et dans les incisions des vallées de Caillaouas et de Pouchergues à l'amont.

ξ<sup>1</sup>bm. **Micaschistes à biotite et muscovite.** Ces micaschistes sont bien représentés dans les deux versants de la vallée qui encadrent l'affleurement principal du leucogranite de Tramezaygues. Ils sont sous-jacents à des niveaux-repères de conglomérats et surtout de calcaires, bien visibles dans les flancs ouest et sud-ouest du pic des Pichadères. Au-delà d'une auréole de micaschistes sombres, des séries plus quartziteuses (micaschistes fins quartzeux, quartzophyllades mauves et quartzites) marquent un affaiblissement progressif de la biotite au profit de la muscovite. Les mêmes formations se rencontrent dans les gorges de Clarabide, entre Tramezaygues et La Soula, ainsi que dans les hauts reliefs voisins du pic de Belle Sayette, les entailles très raides des parois de la montagne de Pouy-Millas et sur le relief du pic du Midi de Genost – pic de la Hourque, ainsi que dans les versants au-dessous du pic de Crabé.

Les micaschistes ont, dans leur ensemble, une teinte relativement claire, grisâtre ou verdâtre, et une fissilité bien marquée. Les quartzophyllades mauves doivent leur teinte à un peu de biotite éparses. Les quartzites sont clairs, massifs.

La biotite est habituellement en cristaux couchés dans le plan de schistosité, de même que la muscovite primaire. L'abondance et la taille de la biotite par rapport à la muscovite varient en raison directe de la proximité des corps granitiques. La biotite peut donner lieu à différentes transformations : chloritisation avec expulsion de sagénite ; transformation en sillimanite ; transformation probable en andalousite...

Les deux formations suivantes relèvent d'une unité tectono-métamorphique distincte de l'ensemble du haut Louron pris au sens strict. Elles en font cependant partie géographiquement. C'est pourquoi elles sont décrites ici.

● **Enclave de calcaires rubanés à silicates calciques (a).** Un seul affleurement de cette nature, isolé dans une succession de micaschistes et de quartzites, a été découvert, en versant sud, sous le col d'Aygues Cruses dans le contrefort oriental de la Punta del Sabre.

● **Micaschistes à biotite et muscovite, faciès à staurotide et andalousite en mégacristsaux de Frédancon – Aygues-Tortes (1).** Ces micaschistes sont d'un type particulier. Ils ne constituent ici que la terminaison orientale d'une formation développée à l'affleurement dans la partie médiane du cours du Rioumajou, sur la feuille Vielle-Aure (anticlinal de Frédancon – Aygues-Tortes de M. Clin). Sur la feuille Bagnères-de-Luchon, un niveau-repère conglomératique affleure sporadiquement dans le secteur du pic d'Estos et de la crête de Parraouis, dans la position structurale d'un flanc septentrional de l'anticlinal de Frédancon ; de même, on trouve l'association conglomérats – calcaires rubanés dans la partie aval du replat d'Aygues-Tortes, un peu au-dessus du canal de captage EDF, dans la position d'un ennoyage périclinal vers le Sud-Est. Les enclaves dans la granodiorite sus-jacente répondent ici à la même disposition structurale.

Les micaschistes du faciès à mégacristsaux sont remarquables par la dimension des cristaux de chiastolite, dont les prismes atteignent une longueur décimétrique. Leur abondance est variable, mais souvent très grande, comme sur les deux versants du vallon de la Pez, dans le Batchimale et le haut vallon d'Aygues-Tortes, en versant sud, ainsi que dans les parages septentrionaux du col de Gistain. La roche présente une patine rouille très caractéristique, seulement interrompue par des assises de quartzites clairs d'épaisseur pluridécimétrique.

L'andalousite est accompagnée d'autres minéraux, également en phénocristsaux, et dont la répartition est elle aussi variable. La staurotide montre souvent des cristaux maclés parfaits. On la trouve à l'entrée du vallon de la Pez. La biotite offre des prismes d'allure monoclinique, de dimension presque centimétrique ainsi qu'un habitus en cristaux aplatis selon la schistosité. La cordiérite et, en moindre proportion, le chloritoïde et un plagioclase peuvent apparaître dans une matrice faite essentiellement de quartz et muscovite.

Les micaschistes à mégacristsaux montrent fréquemment une ou plusieurs linéations très fines, qui révèlent un ou des clivages de crénelation. C'est notamment le cas dans le versant sud du Batchimale. D'une façon générale, des déformations et cristalloblastèses successives peuvent être reconnues dans ces micaschistes, et plusieurs des minéraux cités précédemment, staurotide exceptée, sont présents plus fréquemment sous l'habitus de cristaux déformés par écrasement et étirement, avec transformations minéralogiques corrélatives, que sous l'habitus de cristaux bien formés. Zwart a reconnu, notamment pour la staurotide, des rotations autour d'un axe N-S, postérieures à l'épisode F1. Une proposition d'interprétation chronologique des événements tectono-métamorphiques pour le Rioumajou (feuille Vielle-Aure) a été faite par Trouiller (1976).

● **Micaschistes à biotite et muscovite, faciès à sillimanite et andalousite des abords du granite de Tramezaygues (2).** Il s'agit d'un faciès d'auréole, uniquement développé sur la marge méridionale du leucogranite. Il ne paraît pas exister sur le terrain de continuité entre l'auréole du leucogranite et les faciès, stratigraphiquement sus-jacents, à biotite-

sillimanite, feldpathisés, qui affleurent vers La Soula et au-delà et dont il sera question ultérieurement.

Ces roches sont massives et sombres, sans schistosité marquée. Les minéraux constituants comportent encore plagioclases (An 8 à 12%), microcline, cordiérite, minéraux accessoires. Des traits spécifiques sont d'une part l'engrènement des quartz, de dimension irrégulière, indiquant une recristallisation, et d'autre part la constante relation entre biotite et sillimanite, la seconde paraissant résulter de la déstabilisation de la première.

ξ'si. **Micaschistes à biotite et sillimanite.** Outre le secteur précédent, ils forment la masse du pic Couartaou et certaines parties du vallon d'Aygues-Tortes ainsi que le horst des Isclots. Dans le Couartaou, ils sont en relation avec les corps feldspathisés du secteur de La Soula, dont la sillimanite est en quelque sorte "l'avant-coureur". Ils sont caractérisés par la constante transformation de la biotite en sillimanite, dont on peut suivre les étapes au microscope. Cette transformation est contrôlée par la déformation tectonique intime des roches.

● **Faciès sombre à flammèches quartzo-feldspathiques (1).** Les mica-schistes normaux à biotite ont une structure lépidoblastique nette et un débit facile. Ils sont composés de quartz, biotite, sillimanite et plagioclases. Par désorganisation de la schistosité et développement de la sillimanite aux dépens de la biotite, ils passent aux micaschistes sombres. Puis, par envahissement de la trame par de l'oligoclase (12% An) et naissance d'yeux tardifs de microcline, ils deviennent des micaschistes feldspathiques, dont le caractère gneissique est accusé.

Ce dernier faciès est bien représenté dans le versant nord du pic de Couartaou, où l'on peut observer des mica-schistes à feldspathisation diffuse et des mica-schistes envahis de "flammèches" leucocrates individualisées (1) sans d'ailleurs que la distinction soit toujours aisée. Ce faciès à flammèches est, vers le bas, en relation avec des faciès diffus du leucogranite affleurant autour de la centrale de La Soula (migmatites de La Soula, voir ci-après p. 55).

On notera parmi les minéraux accessoires relativement abondants dans ces faciès, la magnétite et la tourmaline.

● **Calcaires rubanés à silicates calciques en passées minces (a).** Dans ce même versant septentrional du pic Couartaou, plusieurs corps lenticulaires de calcaires cristallins à silicates calciques et de tactites (a) ont été cartographiés. La grande variété minéralogique représentée dans ce secteur a été illustrée par A. Lacroix (1901), qui y a distingué et dénommé toute une série de types pétrographiques. Les roches issues de l'évolution des horizons calcaires ordoviciens sont très variées, et il est en fait difficile de les classer par types. Les variations de composition entre les lits demeurés calcaireux et les lits devenus totalement silicatés sont très rapides. Les roches exposées sont très spectaculaires et fournissent de très beaux échantillons pétrographiques.

On peut schématiquement distinguer un pôle carbonaté, ou de calcaires à minéraux, dans lequel l'association diopside-grossulaire est fréquente, et un pôle silicaté, ou de skarns, à wollastonite. Dans le second groupe, J. Macaudière a reconnu localement l'association quartz-calcite-wollastonite.

Les minéraux accessoires sont notamment le sphène, l'épidote, le zircon, l'apatite, la pyrrhotite, etc.

● **Conglomérat à galets de quartz (b)**. Des galets de quartz, relativement dispersés, sont parfaitement identifiables au niveau du chemin de desserte hydroélectrique taillé dans le contrefort NNW du pic Couartaou, à quelque distance de la station supérieure du téléphérique. On peut reconnaître macroscopiquement par places un développement de feldspaths au sein de galets quartzeux. La roche encaissante, feldspathisée, présente alors localement un aspect œillé.

J. Macaudière (1963) décrit là des roches constituées essentiellement de quartz, feldspaths abondants et biotite en lits plus ou moins nébuleux. Les lits contournent des amygdales de deux sortes : a) des phénocristaux de microcline englobant des petits grains arrondis de quartz, en corps isolés ou en amas ; b) des amandes finement grenues contenant quartz, feldspaths, biotite et muscovite. Par raréfaction de la biotite, on passe à une trame quartzofeldspathique abondante qui a une grande parenté avec les granites acides voisins.

### Dôme de la Garonne

Il est d'usage de désigner ainsi, ou encore du nom de dôme de Bosost, une culmination brachyantclinale et métamorphique, faillée selon son axe par un faisceau d'accidents cassants E-W, appartenant en fait à un édifice plus largement développé vers l'Est, et dont elle ne constitue qu'un diverticule. Sa dénomination est liée à la traversée de la structure par la Garonne aranaise transversalement à son axe entre La Bordeta et Lés en passant par Bosost.

L'indépendance de la zonéographie métamorphique par rapport à la structuration tectonique est assez grande. Ainsi, au cœur d'un dôme structural unique, il apparaît de part et d'autre d'une faille axiale E-W deux culminations métamorphiques distinctes et en apparence décalées l'une par rapport à l'autre dans le sens dextre d'environ six kilomètres. La culmination métamorphique méridionale est fermée sur elle-même. Elle est sensiblement axée sur le vallon de Burbe. La culmination septentrionale est limitée au Sud par la faille axiale, contre laquelle viennent brusquement buter les isogrades. Cette culmination serait centrée à l'Est de Bosost (dôme de Bosost s.s.).

Le dôme de la Garonne comporte une importante succession de mica-schistes, représentant une partie de la série ordovicienne, l'autre partie étant formée de schistes, grès et quartzophyllades moins transformés et voisins de ceux qui ont été décrits précédemment au Nord du massif du Lis-Caillaouas. Le Silurien et le Dévonien inférieur sont localement affectés par le métamorphisme dans les zones à staurotide-andalousite-cordiérite et à muscovite-biotite.

di. **Dévonien inférieur : microrhythmes gréseux, schistes et grès noirs avec tufs basiques et intercalations calcaires, rubanés et massifs, sombres (1)**. Certaines de ces roches occupent le sommet désigné Sommet de la Laque (1 900 m) plus connu dans la toponymie locale sous le nom de Mail de Cricq. On les rencontre aussi, au Sud de la structure, entre le cap

de Pale Barrade et le pic de Pouylané dans le secteur du Campsaure. Le Dévonien inférieur de la Montagne de Superbagnères et du haut vallon de Gourron sont à inclure dans cet ensemble.

A. Cacard (1984) décrit au Mail de Cricq une succession comprenant de bas en haut des calcaires noirs et des alternances de lits noirs schisteux et calcaires (20 m), puis des barégiennes (30 m) surmontées par des calcaires clairs (45 m), à entroques à la partie inférieure, à figures de fluidalité (synsédimentaire ?) vers le haut, enfin des schistes finement laminaires à petits cristaux de plagioclases. Ces schistes sont à texture lépidoblastiques granuleuse, à muscovite, biotite, chlorite, quartz et opaques, les granules étant constitués d'anorthite aux contours flous (*in* Brula).

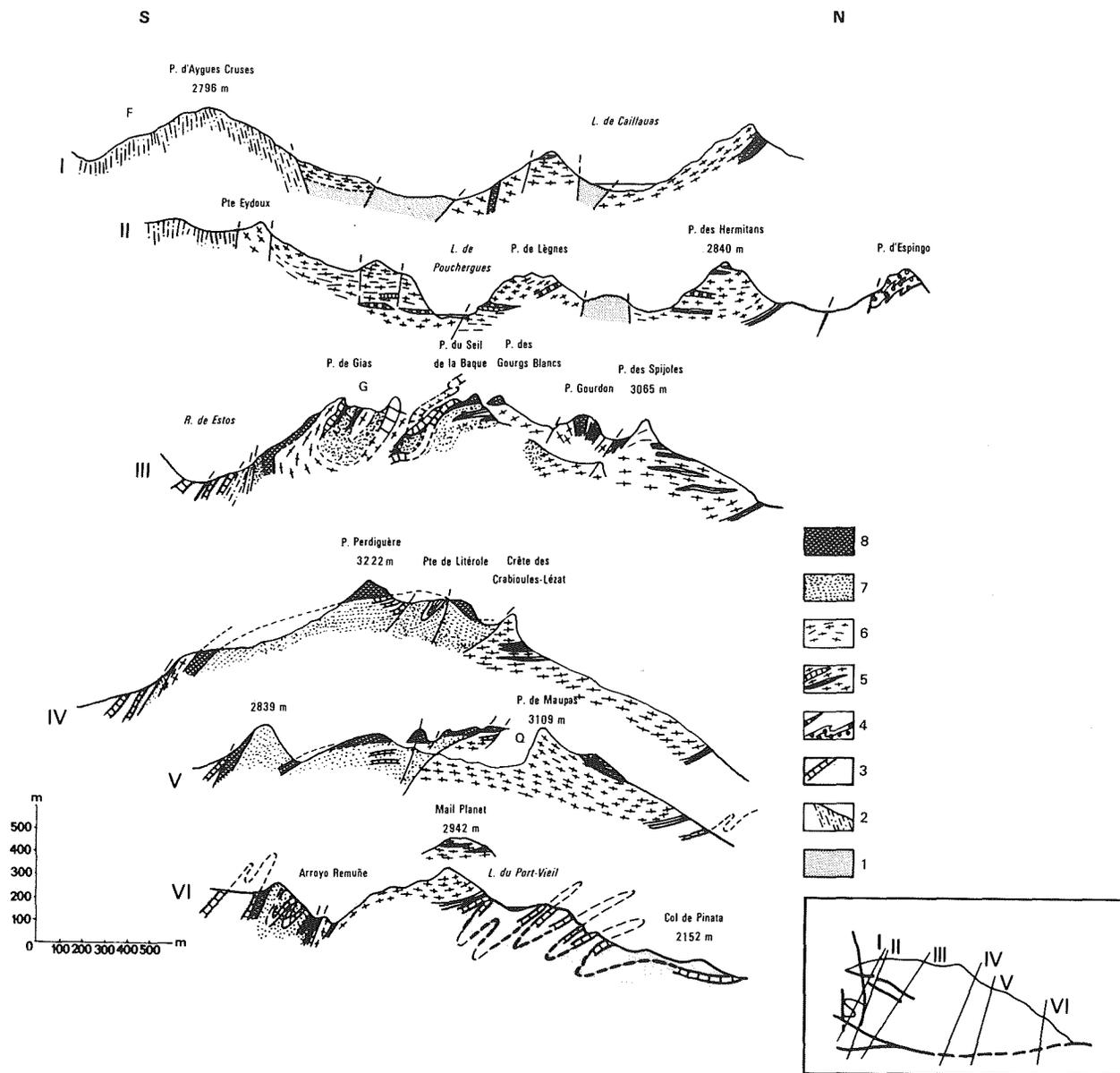
Dans la partie méridionale de la structure, vers le Campsaure, ainsi que dans le haut vallon de Gourron (Rieumaynade), le Dévonien inférieur se trouve largement impliqué dans la zone à staurotide-andalousite-cordiérite. Vers le pic d'Arrès et le plateau de Campsaure, les schistes portent de nombreux porphyroblastes maclés de staurotide, et fréquemment de grandes andalousites, ainsi que des plagioclases. Les andalousites sont ici pré- ou syn-cristallines par rapport à l'épisode F2 de déformation tectonique.

Dans ce même plateau du Campsaure, Brula signale un ensemble très massif, très dur et noirâtre, dont la paragenèse est la suivante : anorthite, biotite, quartz, sphène, rares muscovites et sulfures. Ceci n'est pas sans rappeler certains faciès du Dévonien basal de la forêt de Superbagnères ou de la haute Pique, antérieurement décrites comme indirectement liées au volcanisme, et réinterprétées par cet auteur (*ci-dessus*, p. 19).

SA. Silurien : ampélites. Les ampélites de la région du Mail de Cricq, d'une part, et celles de la bande silurienne entre le cap de Pale Barrade et Arro sur la Garonne, sont très voisines des ampélites normales. Elles en diffèrent surtout par la présence de porphyroblastes d'andalousite présentant quelquefois l'habitus chiasolite, plus généralement découpés par un microréseau de veinules de graphite. Ce minéral est souvent en partie, voire totalement, séricitisé.

Au Mail de Cricq a été échantillonné une tourmalinite composée presque exclusivement de tourmalines automorphes avec des espaces interstitiels remplis de graphite et de quartz finement cristallisé (*in* Astre et Brula).

o. Ordovicien indifférencié : schistes quartzeux, niveaux de schistes noirs. En rive gauche de la Pique au Sud de Moustajon, au-dessus des granges de Gourron, entre la Pique et la Garonne au Nord du Mail de Cricq et jusqu'au col de Pouné, entre Montauban et Juzet-de-Luchon, ainsi que de part et d'autre de Bosost, affleurent au-dessous des ampélites du Silurien des schistes quartzeux accompagnés de schistes noirs, épi-zonaux pour leur plus grande part. Les particularités stratigraphiques nouvellement connues de cet ensemble ont été décrites p. 12 : série du bois d'Escalère à gneiss granulés, conglomérats à galets de calcaire sus-jacents aux schistes graphiteux.



**Fig. 3 - Coupes sériees à travers le massif de granitoïdes du Lis-Caillaus . D'après M. Clin, F. Lelong, B. Poty et H. de La Roche, inéd.**  
 1 - Micaschistes à biotite et sillimanite ( $\xi 1Si$ ) du Haut Louron. 2 - Micaschistes à megacristsaux ( $\xi 1bm$ ). 3 - Micaschistes et pélites de l'encaissant, calcaires (Ordovicien à Dévonien). 4 - Série détritique des Hounts Secs (K-o) : conglomérats. 5 - Granodiorite porphyroïde ( $p\gamma 4$ ) et enclaves de micaschistes et de calcaires rubanés à silicates calciques. 6 - Zone à grande fréquence d'enclaves au sein de la granodiorite porphyroïde, non individualisées graphiquement. 7 - Diorite quartzique ( $\gamma 1-2$ ). 8 - Leucogranite ( $\gamma 1p$ ). F : Anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes (extrémité sud-orientale). G : Synforme de Gias. Q : Antiforme du Quairat.

Les niveaux calcaires sont porteurs de silicates calciques, souvent concentrés en lits monominéraux : amphiboles (actino-hornblende) et pyroxènes (salite), avec ou sans grenat et idocrase, minéraux accessoires, épidote et calcite tardives.

$\xi^1$ . **Micaschistes du dôme de la Garonne.** D'une façon générale, le domaine des micaschistes du dôme de la Garonne est caractérisé par son uniformité lithologique et sa géomorphologie particulière. Il est constitué de roches de teinte rouille, se débitant en dalles, à foliation très nette soulignant des alternances de feuillettes plus quartzes et de feuillettes plus micacées, héritées de la stratification. Ces alternances sont millimétriques à centimétriques. On peut trouver des lits de quartzites et des lits quartzofeldspathiques. Quelques rares microconglomérats et niveaux amphiboliques sont signalés. Les subdivisions cartographiques dans cet ensemble sont essentiellement celles de la zonéographie.

Selon une transversale N-S, la forme d'ensemble du dôme se marque assez bien dans les régions de crêtes, de part et d'autre du vallon de Burbe qui échancre la structure en suivant le tracé de failles E-W. Les versants des vallées sont escarpés et laissent voir de façon nette les dalles rocheuses. On peut noter comme un caractère général de l'édifice que la foliation est, dans une majorité d'affleurements, plate ou peu inclinée, les forts pendages s'observant sur les retombées nord et sud du "dôme". Quant à l'ennoyage ouest, il participe en fait d'un plongement axial d'ensemble vers l'Ouest de toutes les structures en rive droite de la Pique, plongement qui affecte de la même manière le Silurien et le Dévonien vers Sode et Artigue (p. 64).

La chronologie relative des cristallisations et des déformations est établie par comparaison entre les orientations structurales régionales, observées à l'affleurement, et les orientations intra-cristallines fossilisées lors des cristalloblastèses.

$\xi^1$ G. **Micaschistes à muscovite et biotite.** La zone à muscovite et biotite apparaît en continuité au Nord de chacune des deux culminations métamorphiques du dôme de la Garonne, c'est-à-dire, là où affleure l'Ordovicien. Par contre, elle est mal définie au Sud de la culmination méridionale, dans le Dévonien du Campsaure. Elle n'a pas été distinguée cartographiquement par J.J. Kleinsmeide, dont les contours sont repris ici.

Il s'agit de micaschistes à texture grano-lépidoblastique à lépidoblastique, à quartz, biotite avec plus ou moins de plagioclases et de muscovite, à minéraux accessoires variés : tourmaline, grenat, apatite, rares zircons et opaques.

$\xi^1$ a. **Micaschistes à staurotide, andalousite et cordiérite.** Seul, l'isograde d'apparition de l'andalousite est figuré ici. La zonéographie détaillée distinguerait une zone avec staurotide et une zone plus évoluée, à andalousite-cordiérite seules. La staurotide disparaît avec l'agradation du métamorphisme.

Pour l'essentiel, l'analyse chronologique de Zwart (1979) peut être résumée ainsi (fig. 2) : la porphyroblastèse de la biotite, de l'andalousite, de la staurotide et de la cordiérite, et dans une moindre mesure, du grenat, serait intervenue après l'épisode plicatif synschisteux principal F1

("main phase"). Ces minéraux, en effet, ont oblitéré la schistosité régionale S1 correspondant à cet épisode ; ils héritent d'inclusions quartzueuses disposées en plans parallèles, relictuelles de cette schistosité. Ces plans d'inclusions sont maintenant obliques sur la schistosité, ce qui indique que les cristaux qui les contiennent ont subi une rotation (de quelques dizaines de degrés). Cette rotation a eu lieu autour d'un axe orienté sensiblement N-S, orientation qui est celle des plis du second épisode F2 mis en évidence régionalement. Les minéraux correspondants sont donc post-tectoniques par rapport à F1 et pré-tectoniques par rapport à F2.

Il existe des cristaux dans lesquels la structure relictuelle interne apparaît non pas plane, mais sigmoïde (à sections en S), et également des cristaux mixtes, à cœur à structure plane et à périphérie infléchie, se raccordant à la schistosité externe. Les minéraux correspondants sont syn-tectoniques ou partiellement syn-tectoniques par rapport à F2. Pour la staurotide toutefois, la cristalloblastèse maximum a lieu avant ce second épisode. Par contre, l'andalousite est plus fréquemment porteuse d'inclusions en forme de S. Sa cristallisation s'interrompt peu après l'épisode F2.

Des cristaux idiomorphes de staurotide peuvent être inclus dans l'andalousite, les deux minéraux ayant par la suite subi une rotation commune. La relation inverse, andalousite incluse dans la staurotide, n'est pas observée.

Aussi l'apparition de l'andalousite est-elle considérée comme plus tardive que celle de la staurotide.

Les mêmes raisonnements peuvent être appliqués à l'interprétation de la cristallisation de la cordiérite, qui est également syn-tectonique par rapport à F2, et un peu plus tardive que l'andalousite.

Les microstructures révèlent des transformations d'un minéral dans un autre par déstabilisation. Les conditions de stabilité de la cordiérite persistent au cours des épisodes tectoniques postérieurs à F2. La staurotide, lorsqu'elle est incluse dans la cordiérite, est déstabilisée et partiellement remplacée par ce dernier minéral.

On peut observer à l'affleurement, par places en abondance, des cristaux sigmoïdes de cordiérite syn-tectonique, et notamment dans le vallon à l'Est de Bosost (route de la mine Margalida) ainsi qu'à la mine Victoria.

$\xi^1$  si G. *Micaschistes à cordiérite et sillimanite*. L'isograde d'apparition de la sillimanite marque la déstabilisation de l'andalousite en faveur de l'association cordiérite-sillimanite (fibrolite)-muscovite. D'après les microstructures, ces transformations sont post-tectoniques par rapport à F2. Ainsi, des cristaux de cordiérite, exempts d'extinction roulante, peuvent-ils inclure à la fois des charnières de la schistosité et des staurotides ayant subi une rotation.

La paragenèse est la suivante : quartz, biotite, sillimanite, cordiérite, muscovite et quelques plagioclases. Dans cette zone de haut grade, les cristaux de biotite ont perdu le caractère de porphyroblastes et, avec la muscovite, ce minéral participe à la formation d'agrégats de petits cristaux à disposition en treillis. Les quartz sont plus trapus et la schistosité tend à disparaître plus ou moins complètement. Localement, des figures de déformation à l'échelle de l'affleurement, avec apparition éventuelle de nouvelles schistosités, sont rapportées aux épisodes F3 et F4 (par

exemple aux environs de Lés). On peut aussi rencontrer dans la zone à cordiérite-sillimanite des arcs polygonaux à cristaux de micas post-tectoniques (non déformés par torsion), arcs dont la courbure est rapportée à ces mêmes épisodes.

Les micaschistes à cordiérite et sillimanite sont intimement associés au développement des leucogranites et des pegmatites qui apparaissent dans les parties les plus profondes des culminations métamorphiques (3).

### FORMATIONS MAGMATIQUES

**P. Corps filoniens pegmatitiques dans le Dévonien et le Carbonifère.** Ces corps filoniens dispersés au sein des pélites et des phyllades du Dévonien et du Carbonifère ne présentent pas, contrairement à ceux qui apparaissent dans le Cambro-Ordovicien, une localisation sélective dans une zone d'isométabolisme, ou une relation directe avec un massif plutonique. Ils apparaissent fortement pincés ou même laminés. Ils sont constitués de minéraux très altérés, de teinte blanchâtre, où quartz et feldspaths peuvent demeurer identifiables ainsi que des plaquettes de muscovite et de la tourmaline. L'épaisseur des lames filoniennes, qui n'affleurent le plus souvent qu'à la faveur de tranchées ou de ravins, est d'ordre de grandeur décimétrique à métrique.

Ces corps sont disposés selon une orientation W-E à WNW-ESE, et par places, l'alignement des localités d'affleurement suggère qu'ils sont disposés le long de failles ayant cette orientation. Ils sont principalement distribués dans le quart nord-ouest de la feuille et jusqu'à la vallée de la Pique.

Sur la feuille Arreau, des microgranites et granites à muscovite, avec associations pegmatitiques quartz-feldspaths, sont connus dans le Silurien (galerie de la Pique ; Destombes et Vaysse, 1947) et de l'Ordovicien au Dévonien dans le val de Burat (Raguin, 1946), ainsi que dans le Dévonien de la haute Barousse, sans relation directe avec un corps plutonique important.

**η. Métavolcanites du Couartaou en sill.** Un sill constitué d'une roche de teinte grise, d'épaisseur plurimétrique, peut être suivi sur les deux flancs et jusqu'au sommet du pic Couartaou et sur le versant nord du pic Pétar. Un banc de calcaire sous-jacent permet de se rendre compte qu'il est parfaitement interstratifié. On retrouve la roche η en enclaves arrondies dans les corps filoniens leucogranitiques qui parcourent le flanc sud du Couartaou (*in* Fauré et Macaudière, 1963).

La texture est grenue intersertale. On y met en évidence divers états de réorganisation. Elle renferme andésine, hornblende verte, quartz, biotite, minéraux accessoires, chlorite, microcline en phénoblastes poecilites noyant les baguettes de plagioclase, avec bourgeons myrmékitiques au contact. D'autres échantillons montrent la hornblende verte recristallisée en cristaux enchevêtrés noyant des interstices occupés par des cristaux d'andésine et de très rares quartz, et de la biotite en lattes, différant par son pléochroïsme plus clair des biotites des micaschistes encaissants (*in* Macaudière, 1963).

Le sill du Couartaou a la composition chimique d'une diorite. Son mode de gisement suggère une origine volcanique (ancienne dolérite ou ophite).

ηΑ. Diorite d'Artiguelongue. Ce stock rocheux affleure en constituant l'éminence sur laquelle est édifiée la chapelle de ND d'Artiguelongue dans le haut Louron. Il est isolé au sein de schistes peu métamorphiques, avec lesquels il est en contact franc. Une particularité de cette roche est son orientation préférentielle soulignée par l'alignement de biotites bien cristallisées.

### Massif du Lis-Caillaouas

Les granitoïdes du Lis-Caillaouas constituent une entité particulière dans la gamme des plutons pyrénéens. Ils offrent différentes compositions dans un même ensemble caractérisé par une structure en feuillets granitiques encaissant des enclaves schisto-gneissiques, conglomératiques et calcaires à disposition stratiforme. Cette structure fut reconnue par J. de Charpentier (1823), et étudiée par E. Raguin (1934), puis E. Raguin et J.P. Destombes (1948), à qui l'on doit la dénomination du massif et la désignation des principales enclaves du nom de *septa*. Elle se traduit par des paysages granitiques zébrés d'enclaves stratiformes à la teinte rouille caractéristique, dont on peut souvent constater le contact franc avec le granite. Ces enclaves stratiformes sont de taille et de fréquence variables : de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur en général, elles sont si nombreuses dans certaines zones, comme dans la région occidentale du massif, qu'il s'est révélé impossible d'en établir une cartographie détaillée à l'échelle du 50 000e.

Trois types distincts de granitoïdes, occupant chacun une aire géographique définie, peuvent être rencontrés : granodiorite porphyroïde à phénocristaux d'orthose maclés, essentiellement développée sur le versant nord, et dont le contact septentrional avec les micaschistes encaissants est franc ; leucogranite en corps d'épaisseur hectométrique, représenté en divers points de la crête frontalière (Dalloni, 1910) et notamment au pic des Gours Blancs et au pic Perdighero ainsi que dans le versant sud ; diorite quartzique apparaissant en versant nord dès le lac du Portillon et le col inférieur de Lithérole, et largement développée en versant sud.

Le contact septentrional est très marqué dans le paysage. Localement, il est concordant. A l'échelle cartographique, il est légèrement oblique et recoupe en biseau la série encaissante. Il présente en outre la particularité d'être "surincombant" (Leymerie, 1881), c'est-à-dire qu'il plonge au Sud, les granitoïdes reposant sur les micaschistes.

La disposition des enclaves, ainsi que leur composition, permettent de définir une architecture du massif (fig. 3) selon une esquisse structurale combinant antiformes et synformes, esquisse dont la validité est soulignée par la concordance quasi parfaite des feuillets de granitoïdes avec celle des enclaves stratiformes, les contacts étant toujours francs si l'on excepte certaines terminaisons latérales de *septa* de micaschistes où se développent des porphyroblastes d'orthose. Cette esquisse structurale fait ressortir le fait que, pour l'essentiel, les enclaves contenues dans la granodiorite porphyroïde sont issues de la série sédimentaire cambro-ordovicienne, dont elles renferment les faciès-repères calcaires et conglomératiques, tandis que les enclaves contenues dans la diorite quartzique sont issues de la série éodévonienne, dont elles présentent notamment les

barégiennes et les calcaires massifs. Des données géochimiques exhaustives (1 200 analyses spectrographiques), recueillies dans le but de comparer les compositions en éléments majeurs des différents granitoïdes avec celles des sédiments ou métasédiments encaissants, ont montré qu'il existait à l'évidence d'une part une parenté géochimique entre la granodiorite porphyroïde et les constituants les plus abondants de la série cambro-ordovicienne, à dominante silico-alumineuse, et d'autre part, une parenté entre la diorite quartzique et l'ensemble des termes de la série siluro-dévonienne, clairement plus riche en éléments calco-magnésiens (H. de la Roche, 1965 ; M. Roubault et H. de la Roche, 1965).

$\eta^{1-2}$ . **Diorite quartzique.** Roche homogène mésocrate à grain assez grossier, localement enrichie en enclaves mélanocrates à texture finement grenue. Les feldspaths ont une composition An 30 à 40. L'abondance du quartz est variable. Les minéraux ferromagnésiens sont : hornblende verte, biotite xénomorphe. Magnétite, zircon, sphène, apatite.

Les analyses chimiques de cette roche font ressortir son caractère hyperalumineux ( $Al_2O_3$ , de l'ordre de 16 à 19 %), et calcomagnésien (CaO, de l'ordre de 4 à 9 %, MgO, de l'ordre de 1,50 à 5 %).

La diorite quartzique présente systématiquement une foliation nette, marquée notamment par la distribution des biotites. Cette foliation mime les structures dessinées par les enclaves, particulièrement sur le versant sud, où a pu être démontré le caractère coaxial de l'éventail des foliations dans la diorite et d'un pli synforme exprimé dans le secteur du pic de Gias et du pic de Clarabide (Clin *et al.*, 1963).

Dans la partie tout à fait méridionale du corps plutonique, située le long de l'accident de Gistaïn - Esera, la granodiorite présente sur quelques centaines de mètres les traces d'un début de mylonitisation : la roche, de composition analogue, présente une foliation accusée, avec déformation et granulation de ses éléments, réorientation et chloritisation des micas, recristallisation du quartz.

● **Enclaves de micaschistes à biotite et sillimanite (1).** Les roches de ces enclaves, fortement teintées de rouille à l'affleurement, ne diffèrent pas sensiblement de celles qui constituent l'auréole du massif plutonique. Des passées de quartzites soulignent leur orientation interne. Fréquemment, des filons clairs de pegmatite et d'aplite les recoupent ; on les observe aussi en concordance. Tout le flanc nord du pic du Portillon d'Oô et du cap du Seil de la Baque porte une série d'enclaves de ce type, qui sont la trace sur ce versant des enclaves qui constituent en versant sud une large part du flanc méridional, en surface structurale, du Seil de la Baque.

● **Enclaves de calcaires rubanés et massifs à silicates calciques (2).** Associées aux micaschistes à biotite et sillimanite, les roches carbonatées présentes dans certaines des enclaves sont comparables à celles qui caractérisent le Dévonien inférieur dans la série métasédimentaire du versant nord ainsi d'ailleurs que dans celle du versant sud. En particulier, on y reconnaît des calcaires massifs et des barégiennes aux déformations ductiles particulièrement spectaculaires. Les silicates calciques habituels sont présents, grossulaire, diopside, etc., marquant une évolution plus ou moins avancée.

Ces enclaves relictuelles sont particulièrement bien exprimées : dans le synforme jalonné par le pic de Gias, le pic de Clarabide et le relief de crête qui rejoint les parages du lac de Gias en rive sud ; dans le versant

méridional du cap du Seil de la Baque, où elles induisent une surface structurale en forte pente vers le Sud, les micaschistes soulignant ici la structure, qui est celle d'un empilement de plis à vergence nord ; dans la montée entre le refuge d'Astos et le Port d'Oô, où les affleurements intermédiaires permettent de relier les deux secteurs précédents ; dans le contrefort nord-ouest du pic Perdighero et dans les parois dominant au Sud-Est le lac du Portillon, où l'on note la présence de strates proches de l'horizontale ; enfin, en enclaves stratiformes développées, en versant sud du vallon de Remuñe sous le pic de Remuñe et la Peña de Literola.

Des masses carbonatées très recristallisées en pincées dans des failles, sans valeur stratigraphique, apparaissent sporadiquement en versant nord, au-dessus du lac Glacé du Port d'Oô par exemple.

Il a été observé que dans la diorite quartzique, près des calcaires, la basicité des plagioclases pouvait atteindre An 60.

● **Gabbro leucocrate à amphiboles (a)**. On observe encore l'augmentation de la basicité des plagioclases au sein même de la diorite quartzique selon deux bandes situées dans le "cirque" d'altitude aux environs de la cote 2300 entre le contrefort du Seil de la Baque, dénommé "Estos", et le contrefort 2727 au Sud du pic Perdihero, ainsi qu'en quelques localités voisines. Ces deux bandes structurales, dont la pétrographie n'est ici qu'évoquée, présentent l'intérêt de prolonger assez exactement les deux flancs à enclaves calcaires du synforme de Gias.

γ<sup>p1</sup>. **Leucogranite**. Des corps de leucogranite affleurent sur d'assez importantes surfaces de part et d'autre des diorites du versant sud, constituant en particulier la partie sommitale du pic des Gourgs Blancs et du Seil de la Baque, le pic Perdighero et les reliefs au Sud du col inférieur de Litérole, sur l'arête menant au pic Royo. Ils forment d'autre part une bande quasi continue en versant sud, parallèle à la limite faillée Gistaïn – Esera, et dominant celle-ci de quelques centaines de mètres. Cette bande cartographique correspond à une structure en forme de lame, ou de feuillet, d'épaisseur déca- à hectométrique. Cette lame affleure en surface structurale sur tout le versant est du vallon du ruisseau émissaire du lac de Litérole. Enfin, des leucogranites affleurent encore largement plus ou moins en surface structurale dans le versant à l'Ouest du pic de Gias, en versant sud au Sud du lac Glacé de Clarabide et au col de Pouchergues. En ces dernières localités comme au pic des Gourgs Blancs, les corps de leucogranite sont en contact avec la granodiorite porphyroïde, alors que dans les autres secteurs ils sont en contact avec la diorite quartzique.

La répartition cartographique des corps de leucogranite sous la forme de feuillets ne dépassant pas l'épaisseur de quelques centaines de mètres, paraît rendre compte d'un développement privilégié de ce type magmatique en une sorte d'enveloppe enfermant plus ou moins parfaitement, au moins sur le versant sud et la crête frontalière, les autres corps pluto-

niques.

On doit mentionner la présence occasionnelle de leucogranites en masses localisées au sein de la granodiorite porphyroïde (pointement au col de Crabioules). Cette roche forme aussi fréquemment des strates de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur en bordure des *septa* (Ouest de la pointe Belloc) ou au contact nord de la granodiorite avec l'encaissant. Dans l'encaissant lui-même, on peut rencontrer des

corps filoniens leucogranitiques, ainsi que des phacolites (charnières de plis granitisées).

Ces leucogranites sont, pour leur plus grande part, des roches claires, de teinte gris-blanc, à grain fin et assez homogène (0,5 à 1 mm), dans lesquelles une foliation ténue peut être décelée. Dans certaines localités, comme dans le versant à l'Ouest du pic de Gias, affleurent des granites clairs à biotite et muscovite à grain nettement plus gros (plusieurs mm). Le feldspath dominant est un microcline en général non maclé, à côté duquel on trouve occasionnellement une albite presque pure (An 5 à 10). La biotite, peu abondante, est en général très chloritisée. La muscovite est plus fréquente, mieux cristallisée, et chevauche tous les autres minéraux, le quartz excepté. On note fréquemment la présence de petits grenats, dans le versant nord.

La composition chimique de ces leucogranites, très homogène, vérifie leur origine par anatexie différentielle ( $\text{SiO}_2$ , de l'ordre de 72 à 74 % ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , de l'ordre de 15 % ; CaO faible, alcalins de l'ordre de 8 à 9 %).

La foliation des leucogranites est concordante avec les limites des feuilletts qui en constituent le gisement. Vers le Sud, la granulation les affecte au même titre que la diorite quartzique.

● **Enclaves de micaschistes à biotite et sillimanite (1).** Les leucogranites ici décrits ne renferment d'enclaves que de façon accidentelle (Tusse de Maupas). Elles sont alors beaucoup plus floues que dans les autres variétés granitiques. On doit noter la proximité, au pic Royo (qui en tire son nom), du leucogranite et d'une enclave verticale de teinte rouille prononcée, de texture homogène sans trace d'alternances lithologiques. Cette disposition peut être comparée à celle des enclaves redressées et en éventail, de teinte rouille, du pic Gourdon, où des corps de leucogranite sont également présents à côté de la granodiorite porphyroïde.

$\rho\gamma^4$ . **Granodiorite porphyroïde.** Cette roche à phénocristaux orientés d'orthose est, de loin, la variété prédominante dans le versant nord. Elle y constitue l'essentiel des sommets jalonnant la crête avancée du Mail Moullat – pic Spont – Belloc – Spijeoles et celle des pics Quayrat-Lezat – Crabioules – Maupas – pic de Boum – Mail Pintrat ; elle forme aussi les sommets dominant le lac de Pouchergues au Sud-Est et le vallon d'Aygues-Tortes au Sud. Les enclaves schisto-gneissiques y sont particulièrement fréquentes (d'où les noms de Mail Barrat, Mail Pintrat, ...). Au Nord de la faille lac de Caillaouas – lac du Portillon – val de Remuñe, il n'y a que la granodiorite porphyroïde porteuse d'enclaves, de même que dans les crêtes de Pouchergues – Aygues-Tortes. Au Sud de cette faille, même en versant nord, on observe la présence de la diorite quartzique et de certains faciès mixtes qui peuvent rendre compte de contacts magmatiques entre les deux roches ou avec les leucogranites.

Les feuilletts granitiques sont tantôt d'épaisseur constante, tantôt biseautés, voire gonflés en amas. Exceptionnellement, le caractère orienté peut ne pas apparaître : il en est ainsi sur plusieurs centaines de mètres dans la partie ouest du cirque des Crabioules. Mais en règle générale, c'est l'orientation de feuilletts quartzo-micacés et feldspathiques dans lesquels sont disposés à plat des cristaux d'orthose qui est le caractère le plus marquant de la granodiorite porphyroïde du Lis-Caillaouas. La

concordance avec la foliation ou la stratification des enclaves, quelles que soient leurs dimensions, est également très nette, y compris dans les cas assez rares où celles-ci présentent une forme contournée. Les phénocristaux sont mieux formés au contact des enclaves qu'à quelque distance de celles-ci, où leur aspect peut paraître plus ramassé.

Les phénocristaux d'orthose maclés donnent à l'affleurement des sections rectangulaires qui peuvent atteindre 10 à 15 cm de long, mais en moyenne, leur longueur est de 6 à 7 cm pour une largeur de 1 à 2 cm. Ils sont distribués de façon régulière au sein des feuilletts quartzomiacés et feldspathiques dans lesquels les micas apparaissent orientés de façon identique. Lorsqu'une surface de foliation apparaît décapée à l'affleurement, ce qui est assez fréquent, les phénocristaux s'y montrent distribués, assez approximativement, selon plusieurs directions préférentielles.

Les feuilletts de granodiorite porphyroïde constituent le plus souvent des successions continues sur des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. Ce sont de grandes unités homogènes. Des zones plus riches en enclaves peuvent par ailleurs être observées. Il existe des variations de texture. Ainsi, des passées d'épaisseur variable, surchargées en phénocristaux et dont la transition aux granodiorites normales est assez rapide ; les phénocristaux sont contigus et le matériel interstitiel, très peu représenté. On peut encore rencontrer de véritables filons de granodiorite porphyroïde, à bords francs. A l'inverse, on peut quelquefois observer des passées sans phénocristaux, d'aspect nébulitique (sommet du pic Quayrat). Ailleurs, des enclaves micacées sombres, sans phénocristaux, de dimension métrique et de forme lenticulaire, allongées selon la foliation, peuvent accompagner ce dernier faciès, ou bien apparaître isolément (cote 2800 sous le col des Crabioules).

La granodiorite porphyroïde présente la composition habituelle suivante : quartz sous des habitus divers ; andésine en cristaux idiomorphes peu altérés, plagioclases sodiques très damouritisés et à contours corrodés ; orthose en deux habitus : cristaux xénomorphes admettant des bourgeons myrmékittiques au contact des plagioclases sodiques mais rarement au contact de l'andésine, et phénocristaux maclés, admettant des inclusions variées ; biotite peu altérée, très pléochroïque, chargée d'inclusions de zircons, disposée en lits parallèles à l'aplatissement des phénocristaux (au voisinage de l'orthose, les cristaux de biotite sont chloritisés et souvent déformés par fracturation ou pincement, ou même fragmentés) ; muscovite en cristaux prenant diverses formes, dont celle de lamelles parallèles à la foliation, rutilite et brookite accompagnant la chloritisation (Lacroix) ; sphène accidentel. Le quartz forme normalement de grandes plages xénomorphes. Au voisinage des phénocristaux d'orthose, il montre diverses traces de remaniement, par fragmentation, torsion, recristallisation.

La datation isotopique Rb/Sr, pratiquée sur roche totale à partir d'un échantillonnage tiré des déblais de galerie hydroélectrique au voisinage du refuge du Portillon, a permis à F.J.M. Majoor (1988) de proposer pour cette roche un âge de  $350 \pm 14$  Ma.

La composition chimique de la granodiorite porphyroïde indique d'assez larges variations de composition ( $\text{SiO}_2$ , de l'ordre de 67 à 70 % ;

$\text{Al}_2\text{O}_3$ , de l'ordre de 14,7 à 16,4 % ;  $\text{CaO}$ , de l'ordre de 1,25 à 3,10 % ;  $\text{Na}_2\text{O}$ , de l'ordre de 3 à 4,7 % ;  $\text{K}_2\text{O}$ , de l'ordre de 2,8 à 5%).

Dans le domaine du versant nord situé au Sud de la faille lac de Caillaouas-lac du Portillon, on peut rencontrer des diorites quartziques orientées présentant des alternances de lits feldspathiques, continus ou non, et de lits plus ferromagnésiens, les lits feldspathiques pouvant prendre l'aspect d'alignements de gros amas mimant des phénocristaux mais de forme fuselée. Ce sont en fait des agrégats cristallins. Ces roches sont par exemple représentées vers le col supérieur de Litérole, au Sud de la passée de leucogranites du pic Royo.

● **Enclaves de micaschistes (versant nord) (1).** Ainsi qu'on l'a souligné, la granodiorite porphyroïde est particulièrement riche en enclaves stratiformes de toutes tailles, dont la composition ne diffère pas sensiblement de celle des micaschistes de l'auréole du massif plutonique, et dont la lithologie représente les reliques d'anciens quartzites et d'anciens schistes. La plupart du temps, la concordance avec les feuillettes de granodiorite est rigoureuse.

On peut dire que les enclaves constituent 1/5 à 1/4 des affleurements au sein de la granodiorite porphyroïde. On trouve tous les intermédiaires entre les enclaves de quelques centimètres et des septa de plusieurs centaines de mètres. Si leur forme n'est pas caractéristique, elles sont pourtant pour la plupart, à quelques exceptions près, allongées suivant leur foliation.

Elles sont rarement homogènes : des zones à biotite prédominante alternent avec des zones à sillimanite. On peut noter la prédominance de septa à sillimanite dans la partie est du massif. L'andalousite peut être également présente.

Des indications de déformations plus ou moins accentuées sont visibles sous la forme de charnières de plis à rayon de courbure déca- à hectométrique, de plis en accordéon, et dans quelques cas, de décalages par failles. Granodiorite, aplites et pegmatites sont associées à ces déformations. Des enclaves peuvent être recoupées obliquement, comme à l'emporte-pièce.

Les enclaves sont par contre totalement bouleversées à proximité immédiate de la faille lac de Caillaouas – lac du Portillon. Elles présentent là une forme extérieure irrégulière, et une réorganisation intérieure avec multiplication de petits plis serrés injectés de pegmatites, certains montrant une schistosité de plan axial rudimentaire. L'examen micrographique révèle que les minéraux présents, en particulier la biotite et la sillimanite, sont organisés dans ces plis en arcs polygonaux, c'est-à-dire qu'ils ont recristallisé après la déformation. Ainsi la proximité de la faille a-t-elle influencé la déformation des roches de façon précoce, dès avant la dernière cristallisation au sein des enclaves, et, peut-on penser, dès avant la granitisation, dont les minéraux de métamorphisme constituent ici comme dans l'auréole, les témoins. C'est à la Brèche des Spijeoles, entre le pic du même nom et le pic Gourdon, que les enclaves déformées sont les plus spectaculaires.

● **Enclaves de calcaires rubanés à silicates calciques en passées minces (2).** Quelques affleurements localisés montrent, au sein de la granodiorite porphyroïde, des enclaves de micaschistes contenant des bancs carbonatés et, plus souvent, des lits à silicates calciques (grossulaire, idocrase, diopside, wollastonite, amphiboles...). Ainsi dans le cirque du Lis vers la

cote 2500, dans les contreforts sud du vallon d'Aygues-Tortes, entre le lac de Pouchergues et le lac de Clarabide, entre les pics Crabioules et Lezat (Astre, 1941). La principale enclave est celle qui affleure sur les deux versants de l'arête qui relie le pic Belloc au pic Spont, et qui dessine un synforme déversé au Sud très bien exprimé sur le versant sud. Les silicates calciques en constituent l'essentiel, les carbonates sont peu abondants. Les alternances lithologiques sont très marquées, ainsi qu'une transposition de schistosité qui s'exprime par la fragmentation en meaux de strates initialement carbonatées, et qui doit elle aussi être rapportée à un épisode tectonique pré-cristallin (Clin, 1959).

D'une façon générale, les enclaves calcaires ou à silicates calciques associées à la granodiorite porphyroïde se présentent sous la forme de successions peu épaisses (de l'ordre de la dizaine de mètres) à rubanement marqué. Par ces caractères, elles évoquent les intercalations calcaires de l'Ordovicien, qui font partie de la succession voisine (cf. p. 14), immédiatement sous-jacents à la granodiorite.

● **Enclaves de conglomérats à galets de quartzite (3).** Ces enclaves existent essentiellement dans la partie ouest du massif, là où la fréquence des enclaves de micaschistes est plus élevée qu'ailleurs. Les conglomérats sont habituellement discrets, à galets de quartzite blanc de petite taille (quelques cm), en accumulations dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres. La principale exposition est celle du versant situé entre le pic Spont et les hauteurs dominant le lac de Caillaouas. Les autres localisations connues sont celles des croupes au Sud et au-dessus de l'émissaire du lac des Isclots, le contrefort en rive gauche au-dessus du déversoir du lac de Pouchergues, le pied de la falaise entre le lac de Pouchergues et le pic de Legnès, enfin les parages de la cote 2150 au Sud du vallon d'Aygues-Tortes à peu de hauteur au-dessus du canal de captage hydro-électrique. Ces deux dernières passées conglomératiques sont accompagnées d'une passée calcaire.

Ces divers affleurements répondent à une organisation structurale qui est celle de plis à grand rayon de courbure, et dans laquelle on peut parler d'un synclinal sous le pic de Legnès, et d'anticlinaux de part et d'autre. Il est à remarquer que le secteur du lac des Isclots et du lac du Milieu n'est pas granitisé : c'est un horst.

● **Enclaves à quartzites clairs dominants (4).** La plupart des septa du massif contiennent des intercalations de quartzites, avec tous les intermédiaires entre les micaschistes riches en biotite et des quartzites de couleur mauve où l'on distingue toujours une orientation. Ces formations n'ont pas été détaillées cartographiquement.

Des quartzites clairs, compacts, tranchant nettement sur les micaschistes encaissants, ont été localement figurés. Ils apparaissent en concordance avec la granodiorite porphyroïde lorsqu'ils ne sont pas inclus dans les micaschistes. Il n'est pas impossible que tous les affleurements de quartzite clair portés sur la carte appartiennent au même niveau stratigraphique : quartzites du pic de Boum, du Mail Barrat et du Mail Planet, que l'on retrouve près de la crête en position structurale analogue ; ceux de la face nord des Crabioules sont tout à fait comparables, ainsi que de petits bancs non cartographiables à la Tusse de Maupas.

● **Zone à grande fréquence d'enclaves de micaschistes (5).** Un figuré particulier a été adopté pour rendre compte de l'extrême intrication des

enclaves de micaschistes et des granitoïdes, ainsi que de la grande variabilité des épaisseurs des corps des deux espèces en présence, dans certains secteurs, et essentiellement dans celui de l'Ouest du massif. Là, cette disposition est cartographiquement corrélative de l'existence des conglomérats ordoviciens, et pourrait avoir une signification stratigraphique.

v. **Lamprophyres.** Roches filoniennes à composition labradoritique, à texture microgrenue à microlitique, formant fréquemment des filons dans les granitoïdes et à leur périphérie dans le Cambro-Ordovicien, plus occasionnellement dans des régions éloignées des corps plutoniques, dans l'Ordovicien et le Dévonien. Ces filons, d'épaisseur décimétrique à plurimétrique sont, dans la granodiorite et les micaschistes immédiatement encaissants, d'une continuité et d'une longueur remarquable (plusieurs kilomètres). Ils suivent le tracé de cassures et recourent indifféremment granodiorite, schistes, filons de pegmatites et autres roches encaissantes. Les épontes sont souvent broyées et exsudent de la calcite. Leur direction est assez constante dans le versant nord du massif ; on les rencontre avec une orientation SSW-NNE, dans la partie orientale (pic Fouillouse, Nord de la Tusse de Maupas), comme dans la partie occidentale, au col de Legnès.

Dans les séries schisteuses, on rencontre ces roches sous la forme d'affleurements discontinus en filons, affectés d'aplanissements ou présentant des diverticules (entre le lac de Port Vieil et le lac Celinda). Ils sont représentés à plus grande distance du corps plutonique, avec des orientations plus variables, de E-W à NW-SE notamment, à Subescale, au Céciré, à Cazaril et, dans l'encaissant du dôme de la Garonne, au Mail de Cricq et vers Juzet de Luchon (non figurés).

Ces roches ont une couleur variant du gris au gris rougeâtre et au vert clair. Des cristaux de pyrite, de hornblende ou de biotite peuvent former des mouchetures en surface. De Romeu (1907) individualise un type "vallée du Lys" à hornblende et plagioclase (labrador). Les plagioclases sont totalement séricitisés. La roche contient une grande proportion de minéraux d'altération (calcite, chlorite) et d'opakes, ainsi que du quartz dans la mésostase, avec souvent biotite, sphène, apatite comme minéraux accessoires.

P. **Pegmatites associées.** Sur les bordures du pluton, des pegmatites avec quartz, orthose, muscovite, tourmaline, sont développées en dykes et sills satellites, aux habitus variés, ainsi que des aplites. Ces roches existent également au sein du massif et recourent les enclaves, ou sont disposées en concordance. Elles constituent en fait à travers tout le massif un réseau assez lâche de densité variable. Leurs filons capricieux peuvent prendre des directions et des pendages très variés (on rencontre des filons sub-horizontaux). Il semble toutefois se dégager sur le versant nord une direction préférentielle : 10° à 30° E.

On peut assez souvent observer à l'affleurement le passage continu d'une pegmatite en filon flou à une granodiorite porphyroïde, par l'intermédiaire d'une zone riche en porphyroblastes désordonnés. Et dans le cas des filons à bords francs, il n'est pas rare d'observer des porphyroblastes à cheval sur l'éponte.

Quelle que soit la direction du filon au sein de la granodiorite, les cristaux de tourmaline montrent fréquemment une tendance à s'orienter suivant la même direction que les porphyroblastes de feldspath dans l'encaissant.

### Massif de Tramezaygues

γ<sup>17</sup>. **Leucogranite de Tramezaygues et corps filoniens associés.** Le gisement de ce leucogranite se compose de plusieurs éléments : un corps inférieur principal en forme de voûte, disposé au cœur d'un anticlinal marqué par les niveaux-repères calcaire et conglomératique de l'Ordovicien qui affleurent sur les versants de la vallée de Louron à l'aval de l'ombilic de Tramezaygues (montagne des Pichardières et de Tramadits) ; un réseau de corps filoniens, de forme et de volume divers, et d'orientation variée, essentiellement développé au sein des micaschistes et quartzites qui forment l'encaissant du corps principal, et largement représenté plus au Sud, à divers niveaux des compartiments structuraux constituant les reliefs du haut Louron jusqu'à la montagne de Couartaou ; enfin, les "migmatites" de La Soula, faciès diffus du leucogranite.

S'il n'existe aucune continuité matérielle entre ces éléments, il est clair qu'une identité de composition existe entre le corps en voûte et le réseau filonien. En outre, toute une série d'intermédiaires peuvent être observés entre les ramifications des corps filoniens et les faciès diffus du granite.

Un même ensemble zonéographique, particulier au haut Louron, constitue le cadre de ce gisement (p. 35). A noter également la présence de filons leucogranitiques dans les falaises sud du lac d'Oô.

Le corps principal en voûte est axé sur l'ombilic de Tramezaygues, où convergent les vallées de la Neste de La Pez et de la Neste de Clarabide, et dont l'encaissement est souligné par des couloirs de faille extrêmement raides descendant de la montagne de Tramadits, de la région de la Porte d'Enfer et de la Porte de Caillaouas. Il affleure entre Cuy Nère au Sud de la plaine alluviale d'Artiguelongue, et la Santette, à l'entrée des gorges de Clarabide. Les entailles d'érosion de La Pez au Sud-Ouest et des couloirs ci-dessus nommés au Sud-Est, confèrent à l'affleurement une forme approximativement triangulaire. Les dislocations tectoniques, dont les rejets se cumulent, accentuent la silhouette cartographique de cette structure.

Le contact du leucogranite et des micaschistes à biotite et muscovite encaissants est franc. Il est en outre en concordance avec la foliation de ces micaschistes. En différents points, on peut observer, au-delà du contact, des alternances de schistes et de granite en bancs de quelques mètres.

De grands filons sont observables près de la cabane de La Pez, sur la face nord du pic du Midi de Génost, dont la teinte blanche visible de loin est caractéristique, dans le flanc ouest du pic de la Hourque, et dans le secteur du pic Couartaou. Leur épaisseur peut être de plusieurs dizaines de mètres. Leurs contacts avec les micaschistes encaissants sont francs. Ils sont concordants ou sécants.

Une quantité de corps filoniens de moindre dimension se répartissent de même dans la vallée de La Pez, les gorges de Clarabide, et jusque dans

les flancs orientaux du Batchimale. Seuls les plus importants ont été cartographiés ici.

Des pegmatites à andalousite à bords flous sont développées dans l'encaissant de la voûte de Tramezaygues. Dans le Couartaou, des venues aplitiques et principalement pegmatitiques accompagnent les filons en général en les bordant, parfois en les recoupant. Ce sont des pegmatites à tourmaline à bords francs, plus fréquentes vers le Sud-Est à l'approche du massif du Lis-Caillaouas.

L'orientation des filons dans le Couartaou a fait l'objet des analyses détaillées de J. Fauré (1963). Des relations de parallélisme étroit ont été mises en évidence avec toute la rigueur désirable, entre les épontes des filons et les principales familles de diaclases : grands filons kilométriques et cassures verticales de même ordre de grandeur, de fréquence déca- à hectométrique, et d'orientation  $50^{\circ}\text{E}$  ; filons de moindre importance et famille plus discrète  $10^{\circ}\text{E}$ . Dans les filons  $50^{\circ}\text{E}$ , le contact avec l'éponte SE est souvent faillé, cependant avec un faible rejet, l'autre contact n'étant affecté d'aucun accident cassant. Enfin, il existe une famille de cassures  $130^{\circ}\text{E}$  à laquelle correspondent plus à l'Ouest les filons de la Hourque.

Les leucogranites de Tramezaygues et du haut Louron sont clairs, blanchâtres à grisâtres, isogranulaires, la taille des cristaux n'excédant pas le millimètre. Ils renferment quartz, microcline, plagioclase (An 9 à 12), biotite, muscovite, tourmaline, apatite, zircon, chlorite, sagénite, séricite.

Le quartz est le plus souvent en grains à contours déchiquetés, parfois hypidiomorphe. Il présente très fréquemment l'extinction roulante. Le microcline, à tendance automorphe, est perthitique et peut former avec le quartz des structures graphiques. Les plagioclases finement maclés sont quelquefois zonés et donnent, au contact du microcline, des myrmékites. Ils seraient plus calciques dans les corps filoniens que dans la coupole de Tramezaygues.

La biotite est peu colorée, souvent altérée en chlorite avec sagénite corrélative. Elle souligne, de façon générale, une foliation marquée, décelable à l'œil nu dans la voûte de Tramezaygues, plus discrète dans les filons mais néanmoins présente. La muscovite, peu abondante dans les filons, présente dans la coupole plusieurs habitus, l'un soulignant les accidents cassants  $130^{\circ}\text{E}$ . De petits grenats sont parfois présents.

La foliation soulignée par les biotites dans le leucogranite présente une orientation géométrique proche de celle des micaschistes encaissants, dans la voûte comme dans les filons. Il a été vérifié par J. Fauré que dans le cas de la voûte, ce type de relation existe également au niveau de la distribution statistique des orientations des cristaux de quartz (pétrofabrique). Dans la voûte et son encaissant, les foliations s'organisent autour d'un axe qui est confondu avec celui de l'anticlinal qui enveloppe le corps leucogranitique, sauf à l'approche des accidents  $130^{\circ}\text{E}$ , dont la direction est soulignée par la seule muscovite. Les grands filons du Couartaou sont, eux, sécants sur la foliation des micaschistes : la foliation interne au leucogranite, lorsqu'elle est visible, s'oriente cependant comme celle des micaschistes. Mais il existe aussi un maximum accessoire selon la direction  $50^{\circ}\text{E}$  et l'étude de détail permet de supposer que les filons coïncident avec des zones de flexure.

Des phénomènes de remaniement cristallin, déformation et recristallisation, affectent aussi bien la voûte de Tramezaygues que les filons du Couartaou. La cataclase est générale. Les quartz sont régulièrement à extinction roulante, les feldspaths présentent des macles tordues, les biotites sont souvent sinueuses. Il est à noter que la foliation marquée des filons s'évanouit à mesure que l'on s'éloigne des épontes. Les quartz se divisent, la dimension des biotites diminue et elles se chloritisent de façon généralisée. La muscovite, ici encore, et dans une certaine mesure, le quartz, paraissent plus sensibles à la proximité des accidents cassants les plus proches.

La datation isotopique Rb/Sr, pratiquée sur roche totale à partir d'un échantillonnage du corps de Tramezaygues, a permis à F.J.M. Majoor (1988) de proposer un âge de  $291 \pm 6$  Ma.

● **Migmatites de La Soula (1)**. Cette dénomination est empruntée à J.P. Destombes (1952), pour désigner les faciès diffus du leucogranite, qui se rencontrent dans divers secteurs, mais prennent une importance remarquable autour de la centrale hydroélectrique de La Soula.

De nombreux petits filons de leucogranite se développent depuis le secteur de Tramezaygues jusqu'aux abords du massif du Lis-Caillaouas. Cependant, les granites diffus sont surtout représentés dans une zone bordée au Nord par la faille de Caillaouas et s'étendant de la centrale électrique jusqu'aux abords de la salle de pompage du Couartaou. La limite sud de cette zone est floue et l'on passe graduellement aux micaschistes normaux.

Dans les parties inférieures de cette zone, dans les parages de la centrale, les micaschistes, très contournés, sont très largement pénétrés par le granite. A la hauteur du conglomérat feldspathique décrit p. 38, il se développe, dans des micaschistes très contournés, des taches ou "flammèches" leucocrates de dimensions diverses, passant par transition aux micaschistes à la faveur de contacts diffus. Au-dessus de ce conglomérat, les filonets de leucogranite sont particulièrement nombreux et disposés dans la foliation des micaschistes, toujours très contournés, puis plus réguliers dans les bancs supérieurs. Les filonets deviennent moins nombreux et plus puissants. Ils deviennent sécants et c'est le domaine des grands filons décrit précédemment.

L'association intime entre les leucogranites diffus et les micaschistes contournés, c'est-à-dire la localisation préférentielle des leucogranites dans des zones de micaschistes intensément déformés est encore confirmée : dans les secteurs à fréquents boudinages, par la granitisation des espaces entre les boudins ; et dans les charnières de plis d'ordre de grandeur métrique, par la présence de remplissages granitiques (phacolites) et le développement de filonets en disposition radiale.

Les minéraux présents dans les leucogranites diffus sont les mêmes que dans les corps principaux. Les micas sont moins abondants. La cataclase est intense et affecte tous les minéraux.

### Dôme de la Garonne

$\gamma^{1-2}$ . **Leucogranite en corps filoniens et pegmatites associées.** Les corps leucogranitiques du dôme de la Garonne sont associés aux isogrades de métamorphisme les plus élevés. Leurs contacts sont nettement

circonscrits, le plus souvent sécants, localement concordants. Un développement massif s'observe vers l'Est, hors du territoire de la feuille Bagnères-de-Luchon. Dans ce territoire, l'habitus filonien est de règle. Entre Bosost et Iès, des corps filoniens épais présentent un pendage nord assez général. Dans la culmination méridionale, c'est le versant sud du val de Burbe qui montre le plus grand développement de leucogranite, ainsi que les reliefs proches de l'agglomération de Bagnères-de-Luchon (Mail de Sessitès, Castelvialh).

Ces corps de leucogranite sont en étroite association avec des pegmatites et des aplites, très fréquentes dans la même zone. A. Cacard (1984) a reconnu dans le versant luchonnais de la vallée de la Pique, à hauteur de Montauban et entre le Tuc de Poujastou et la route forestière, l'existence d'un réseau filonien d'orientation générale  $120^{\circ}$  E, constitué de pegmatites, d'aplites et de roches claires proches d'un leucogranite, roches dont la distribution coïncide ici avec l'isograde d'apparition de la staurotide.

La composition habituelle des leucogranites, avec une texture grenue équigranulaire fine, comprend : quartz, plagioclase sodique, microcline, muscovite, biotite subordonnée, cordiérite et grenat accidentels, apatite, tourmaline. Les textures cataclastiques ne sont pas rares.

Comme ceux du haut Louron, les leucogranites du dôme de la Garonne peuvent présenter des indications d'orientation interne, particulièrement l'alignement des cristaux de biotite. G. Astre les a signalées dès 1936, figurant notamment la disposition de lits "fluidaux" autour d'assises boudinées au sein même de la masse granitique. On observe dans les affleurements rocheux situés en hauteur au-dessus du poste de douane de Saint-Mamet, certains filons sécants sur la foliation, aux bords nets bien que non rectilignes, dans lesquels des alignements de biotite, disposés en prolongement de la foliation des micaschistes encaissants, sont décelables sur quelques décimètres à partir du contact, suggérant ainsi une origine très proche, sinon *in situ*, pour cette fraction du corps magmatique.

A. Cacard distingue encore, dans les secteurs précités du versant luchonnais, des roches claires à grain fin, à albite-quartz-muscovite avec apatite et tourmaline. La cataclase, la recristallisation du quartz, le remplacement des feldspaths potassiques par l'albite, sont les textures spécifiques de ces roches, dont le contact est, par ailleurs, le siège préférentiel d'une minéralisation sulfurée, wolframifère et stannifère. Avec quelques autres variétés de granitoïdes filoniens, ces roches font partie de l'auréole tardimigmatique du dôme de la Garonne.

### Massifs du versant sud (Huesca, Espagne)

$\gamma^4$ . **Granodiorites d'Eriste (Ouest) et de la Maladetta (Est).** Ces deux formations n'affleurent que pour une très faible part de leur étendue sur le territoire de la feuille, à savoir dans le massif des Posets pour le premier, dans le massif des Monts Maudits pour le second. Ces deux massifs, hors de la carte, dépassent en altitude les sommets de la crête frontalière, dont ils sont séparés respectivement par les ríos Astós et Esera (Plan des Etangs).

Des granodiorites arment ces massifs. Dans les Posets où elles sont dénommées "Perramó granodiorite" par Wennekens (1968), elles affleurent principalement sur le versant situé au Sud-Est de la crête sommitale schisto-gréseuse, où elles forment, hors de la carte, le bassin d'altitude du río Ericés (lago Eriste), et, sur la carte, la muraille qui sépare ce bassin du río Astós. Dans les Monts Maudits, elles forment l'unité du Nethou (Charlet, 1972), élément du batholite composite de la Maladetta, dont la retombée septentrionale constitue le versant sud du Plan des Etangs.

Les faciès représentés sur la feuille Bagnères-de-Luchon sont des granodiorites à grain moyen, à biotite et amphibole passant parfois au contact des formations calcaires à de véritables diorites à amphibole.

Des satellites filoniens, diabases, pegmatites, lamprophyres, microgranites, peuvent être mis en évidence dans les granites et leur encaissant.

Des enclaves de toutes dimensions, faites de roches encaissantes, à faciès de cornéennes plus ou moins évoluées, sont principalement localisées en bordure des massifs. En outre, des enclaves basiques microgrenues ont été décrites au sein du massif de la Maladetta.

Le métamorphisme de contact se traduit par la présence de cornéennes à andalousite, à micas, à grenats au contact des formations calcaréo-pélictiques du Dévonien, par la présence de dipyre dans les calcaires, par la tourmalinisation dans les cornéennes. Une mention particulière doit être faite des calcaires massifs blancs et épais, très recristallisés, du Dévonien moyen et supérieur, qui limitent au Nord l'unité du Nethou à partir des Baños de Benasque.

L'altération superficielle se traduit par la saussuritisation des plagioclases, et accessoirement par la chloritisation de la biotite.

### Massif de Bordères-Louron

**γ. Granite de Bordères – Louron.** On rattache arbitrairement à ce massif composite, développé sur la feuille Arreau, un affleurement isolé de granite visible en talus de route à 1 kilomètre au Nord de Cazaux-Fréchet ( $x = 443,225$  ;  $y = 63,50$ ).

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

### Formations glaciaires et formations associées

**G<sub>xa</sub>. Moraines des phases d'expansion maximum,** antérieures au stationnement principal. Au-dessus des cordons morainiques et des banquettes d'obturation du stationnement principal, des placages morainiques minces à matrice altérée ou, le plus souvent, un erratique abondant formé de grands blocs cristallins aux angles émoussés, sont les vestiges des phases d'expansion maximum des glaciers. La plupart se rattachent à la dernière grande glaciation avec les dépôts de laquelle ils sont en continuité. Cependant, une partie de ces formations peut provenir du remaniement des dépôts de l'avant-dernière glaciation, dont l'extension a été plus grande que celle de la dernière et dont les moraines altérées sont conservées dans les basses vallées et sur le piémont, sur les hauteurs de Burs et de

Picon Garros pour la Garonne (feuille Montréjeau), sur les collines de Mourle, Peyrasses et Bartrès au débouché de la vallée du Gave de Pau (feuille Lourdes), autour de Foix dans la vallée de l'Ariège (feuille Foix).

Ces formations complexes sont bien représentées sur toute la soulane de Larboust, depuis les abords du col de Peyresourde jusqu'au Mail de Soupène et à la vallée d'Oueil, jusqu'à plus de 1 500 m d'altitude (1 600 m entre Jurvielle et Poubeau). Les blocs erratiques, particulièrement abondants sur les versants exposés à l'Ouest, sont surtout formés de granite du Lis-Caillaouas. Plus à l'Est, la montagne de Benqué et les crêtes voisines sont également jonchées d'énormes blocs erratiques jusqu'à plus de 1 500 m d'altitude.

Dans la vallée du Louron, au-dessus des moraines du stationnement principal, des blocs erratiques témoignent également de phases d'expansion pendant lesquelles le glacier du Louron atteignait plus de 500 m d'épaisseur.

#### **Gxb. Moraines de stationnement de la dernière grande glaciation.**

**Gxb1. *Moraines du stationnement principal.*** Pendant la dernière grande glaciation, la haute chaîne a été le domaine exclusif de l'érosion glaciaire et supraglaciaire. C'est seulement dans les montagnes moins élevées du Nord de la feuille qu'apparaissent les premières moraines de la dernière grande glaciation. De part et d'autre des grandes auges alors emplies de glace épaisse d'au moins 700 m dans la vallée de la Garonne, ces moraines et les dépôts glacio-lacustres qui leur sont associés obturent les vallons affluents dont le débouché était barré par le glacier.

Les moraines du stationnement principal sont particulièrement bien représentées dans la moitié ouest de la feuille, dans la vallée du Louron et la vallée du Larboust, ainsi que dans la vallée d'Oueil.

De part et d'autre de l'auge du Louron, des cordons morainiques retiennent des terrasses d'obturation bien développées. Celles du Pla Loudic, à 1 400 m d'altitude, et des granges de Verdort (1 384 m) font face à celles, non moins nettes, du Pla de Nabias, sur le côté gauche de la vallée du Louron (1 413 m). Elles se relient à l'aval à la moraine latérale de Mont. Ces moraines ont été construites pendant un stade de stationnement prolongé, où le glacier atteignait 1 400 m d'altitude.

Dans la vallée du Larboust, on peut rapporter au même stade de stationnement principal les placages morainiques épais, à grands blocs granitiques émoussés emballés par de l'argile grise, qui emplissent le fond des vallées de la soulane à Jurvielle, Poubeau, Cathervielle, et recouvrent les pentes au-dessus de Benqué-dessus.

C'est également lors de ce stade qu'une difflueuse, alimentée principalement par le glacier de la Pique, a remonté la vallée d'Oueil et déposé les moraines d'ablation qui occupent le fond de la vallée, jusqu'à Bourgd'Oueil (feuille Arreau). Les moraines qui emplissent le vallon de Gourron, en face du débouché de la vallée d'Oueil, au Sud des granges de Gourron, correspondent au même stade.

**Gxb2. *Moraines du début de la phase de retrait.*** Dans la vallée de la Garonne (Val d'Aran), occupée par le glacier le plus puissant, celui-ci envoyait une difflueuse vers le glacier de la Pique par le Portillon de Burbe. C'est seulement au moment de la décrue glaciaire que des

moraines d'ablation ont été abandonnées sur des versants et dans le vallon situé à l'Est du Portillon de Burbe.

Au même épistade peuvent être rapportées les banquettes d'obturation situées au-dessus de l'ancien ermitage d'Artiga de Lin et, dans l'angle nord-est de la carte, celles du vallon de Bausén, ainsi que les dépôts morainiques peu étendus qui, sur le versant droit de la vallée de la Garonne, s'accrochent sur des replats ou au fond de gouttières. Les banquettes morainiques des versants de l'auge de la Pique et celles du versant droit de l'auge du Louron vers Loudenvielle et Cazaux-Fréchet représentent le même épistade.

**Gy. Moraines des stades finaux de la dernière grande glaciation (moraines internes).** Les stades finaux de la dernière grande glaciation ont laissé, en position basse dans les grandes vallées en auge, des moraines disposées en cordons ou en banquettes associées à des alluvions de marge glaciaire et des terrasses de kame (sables et sablons à stratification fluvio-lacustre, petits galets peu roulés).

**Gy1. Stade de Garin.** Dans la vallée du Larboust au Sud de Garin, le ruisseau du Labach sépare les moraines externes de Jurvielle (1 273 m), Poubeau (1 238 m), Cathervielle (1 200 m) et Garin (1 120 m) d'un ensemble de cordons morainiques émoussés et peu saillants et de terrasses de kame, fractionnées en monticules.

Ces formes ont été construites sur un gradin schisteux bordant le glacier d'Oô, par suite d'une disposition topographique favorable, résultant du coude décrit par la vallée. La moraine la plus interne (1 189 m, hôtel des télécommunications) est un entassement de blocs de granite du Lis-Caillaouas dont quelques uns sont longs de 3-4 m ou plus. Sa crête assez bien dessinée domine de 10-20 m le creux qui la sépare de la butte de la chapelle Saint-Pierre, élément de terrasse de kame caractérisé par la petite taille du matériel (centile 39 cm) et l'absence de granite du Lis-Caillaouas. Les galets sont formés dans la proportion de 71 % de schistes d'origine locale.

La basse vallée d'Oueil, libérée par les glaces du stade de stationnement de la glaciation principale, restait barrée à l'aval par le glacier de la Neste d'Oô. Benqué-dessous (1 000 m), Saccourvielle (1 000 m) et Saint-Paul-d'Oueil sont construits sur une terrasse d'obturation glaciaire vigoureusement réentaillée par la Neste d'Oueil qui coule 80 m en contrebas. Cette terrasse est due à l'accumulation, sur une épaisseur d'au moins 80 m à l'aval, d'une formation argileuse de couleur grise emballant de très gros blocs anguleux, présentant une stratification grossière et un début de triage. Il s'agit d'un dépôt de marge glaciaire que recouvrent latéralement, entre Saint-Paul et Saccourvielle, des dépôts périglaciaires lités formés de plaquettes de schistes posées à plat dans le sens de la pente, et descendus du versant de la vallée exposé au Sud-Ouest (CGx).

**Gy2. Stade de Castillon.** Dans la vallée de la Neste d'Oô, la terrasse de Castillon (980-950 m) s'est édifiée après le retrait complet du glacier d'Oô, peut-être en rapport avec une obturation tardive de cette vallée par le glacier de la Pique, pendant la phase de disjonction.

## Gz. Moraines actuelles et tardiglaciaires.

● **Moraines tardiglaciaires (dites aussi néoglaciaires).** La partie haute des auges et le fond des cirques contiennent des accumulations morainiques en arcs et cordons emboîtés bien dessinés ou en feston au pied des parois. Sur les affleurements de roches grenues, les arcs sont formés de blocaille sans matrice fine, dont les matériaux ne sont pas fixés, sauf sur le versant de l'arc le plus externe, souvent occupé par une rhoderaie. On observe plusieurs stades successifs en retrait les uns par rapport aux autres, et dont les formations s'emboîtent. Les plus externes correspondent aux moraines de glaciers courts, très chargés de débris, les plus internes à de véritables glaciers rocheux. Ces formations diffèrent, par leur caractère très grossier et l'absence de matrice fine, des moraines plus récentes et des moraines des périodes plus anciennes (Gx et Gy). Leur formation dénote une ambiance climatique froide et sèche qui paraît avoir caractérisé le Dryas récent.

● **Moraines des glaciers actuels, moraines du Petit Age glaciaire.** Dans le massif de Luchon, à quelque distance du front des glaciers actuels qui ont subi une importante récession jusque vers 1950, les moraines frontales construites pendant le Petit Age glaciaire (XIV<sup>e</sup> - XVII<sup>e</sup> siècle) et au XIX<sup>e</sup> siècle forment des arcs et de grosses masses ébouleuses. Certaines de ces accumulations correspondent à des glaciers morts, coupés de leur zone d'alimentation par suite de la récession glaciaire de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle (cirque du Portillon). D'autres sont d'anciens glaciers rocheux. Il existe des passages d'une forme à l'autre, par exemple dans le massif des Posets (Espagne), où une grosse moraine séparée du glacier qui l'a construite a donné naissance, après l'amenuisement de celui-ci, à un glacier rocheux.

### Formations de pentes (ou de versants)

E. **Eboulis récents, cônes d'avalanche.** Dans la haute montagne, les éboulis couvrent de vastes surfaces, sous forme de cônes issus de couloirs de gélivation ou de nappes de débris drapant tout un versant. La plupart sont encore fonctionnels. On a représenté par le même signe les cônes d'avalanche, construits au débouché des couloirs d'avalanche particulièrement nombreux dans le haut bassin de la Neste de la Pez, le val d'Astau, la vallée du Lis qui doit son nom aux avalanches (*lits* dans le dialecte local).

S. **Colluvions solifluées.** Glissements de terrain et solifluxion affectent principalement les terrains morainiques gorgés d'eau, abandonnés par les glaciers en position instable sur les versants. Tantôt les glissements sont localisés (cicatrices d'arrachement et loupe de glissement), tantôt ils affectent l'ensemble du versant.

ES. **Formation complexe de versant comprenant des matériaux éboulés et des matériaux soliflués.** Lorsque les éboulis ou les brèches de pente périglaciaires ou tardiglaciaires (GP) ont recouvert des moraines ou des terrains instables, ils donnent naissance à une formation complexe où les matériaux éboulés sont repris par la solifluxion.

**Brèches de pente peu cimentées.** Au bas des escarpements en roche gélive, des brèches de pente forment des versants rectilignes, "réglés", dont la pente varie entre 30° et 40-45°. Ces brèches sont souvent constituées par une alternance de lits de petites plaquettes anguleuses dépourvues de matrice et de lits de matériaux fins. Elles se sont formées immédiatement après la disparition des grandes langues glaciaires et sont particulièrement développées aux expositions méridionales, où de nombreuses alternances gel-dégel favorisaient une intense gélifraction.

**CGx. Colluvions de la vallée d'Oueil.** Dans la vallée d'Oueil, les moraines d'ablation qui occupent le fond de la vallée et les dépôts glacio-lacustres qui lui sont associés sont recouverts ou ravinés par des colluvions de 1 à 2 m d'épaisseur, issus des versants voisins exposés au Sud. Ces colluvions se sont mises en place après le retrait de la diffluence du glacier de la Neste d'Oô.

### Formations fluviales et fluvio-lacustres

**J. Cônes de déjection post-glaciaires et tardiglaciaires.** Aujourd'hui le plus souvent fixés et réentaillés, ils forment des alignements au pied des versants des grandes vallées glaciaires (vallée de Luchon, vallée du Louron, Val d'Aran). Ils proviennent pour l'essentiel du ravinement torrentiel des accumulations alluviales ou morainiques déposées sur les marges des glaciers quaternaires. Ces formations meubles restent très exposées au ravinement, d'où la nécessité de travaux de protection (haute vallée de la Pique, vallée d'Oueil).

**Fy-Fz-FLz. Alluvions fluvio-lacustres post-glaciaires.** Alluvions généralement grossières occupant le fond des vallées en auge. Elles proviennent d'une part du remaniement, par les rivières tardi- et post-glaciaires, des moraines d'ablation (banquettes Fy), et d'autre part des apports longitudinaux de ces rivières. Elles forment des plaines d'accumulation (Fz) en pente forte dans le sens longitudinal et au-dessus desquelles émergent parfois des têtes de verrous (Louron). Dans la vallée de la Garonne et celle de la Neste de Louron, elles occupent le fond de bassins étagés, séparés par des verrous : bassins de Bordeta (800 m), de Bosost (720 m) et de Lès (640 m) pour la Garonne, bassins d'Artiguelongue (1 100 m), de Loudenvielle (960 m) et de Vielle-Louron (900-940 m) pour la Neste de Louron. Elles contiennent des nappes aquifères qui alimentent de grosses sources. Les rivières s'y divisent en bras divagants dont le déplacement a formé des terrasses locales.

Dans la même situation que les précédentes, la plus vaste et la plus continue de ces plaines s'étale à 600 m d'altitude au fond de la vallée de Luchon. Elle semble avoir succédé à un lac retenu derrière le verrou de Cierp et comporte des étendues mal drainées, en particulier au Nord-Est de Bagnères-de-Luchon.

**Tourbières.** Dans la haute chaîne, les lacs de creusement glaciaire les moins profonds ont été comblés, partiellement ou totalement, par des cônes de déjection torrentiels ou des cônes d'avalanche, et par des tourbières. Ces dernières ne sont pas représentées sur la carte.

## Formations d'altération

**A . Manteau d'altération de moyenne montagne.** Sous cette rubrique ont été cartographiées de relativement vastes zones, développées entre 1 200 m et 1 800 m environ, dépourvues d'affleurements rocheux, de pente moyenne et uniforme, porteuses de pâturages de l'étage subalpin. Certains secteurs forestiers, en pente plus accentuée, dans le bassin de la Pique, ont été traités sous le même figuré. Lorsque le substratum apparaît du fait d'une érosion locale, il s'agit habituellement de matériaux issus de l'altération des pélites, schistes et autres roches schisto-quartzeuses sous-jacentes, que la décomposition réduit en fragments anguleux dans une matrice argileuse brun-gris d'aspect terreux. Ces points d'affleurement localisés n'ont pas été détaillés cartographiquement.

Il convient de signaler la particulière fragilité, du point de vue des glissements de terrain et de la solifluxion en relation avec des précipitations de caractère paroxysmal, de certains versants exposés au Nord dans la haute vallée de la Pique. Cette fragilité est liée, entre autres facteurs, à une préparation interne du massif rocheux, dont la densité de fracturation est exceptionnellement élevée comme on peut le constater par exemple au Laou d'Esbat. Une cartographie des zones sensibles dans ce secteur a été donnée par C. Jacob et M. Casteras (1925). H. Gaussen (1975) a recensé les principaux événements, ceux de 1865 et 1925 notamment.

Deux glissements de terrain spectaculaires se sont produits dans les années récentes : celui qui a menacé la stabilité des constructions du village de Germ (Hautes-Pyrénées), bâti sur des terrains morainiques, et celui qui a effondré une partie du versant nord de l'incision de la Pique à l'aval de l'Hospice de France (1976), coupant la route de desserte tracée là dans les ampélites du Silurien et leurs altérites, dans un secteur déjà marqué par divers signes d'instabilité.

## TECTONIQUE

La feuille Bagnères-de-Luchon livre des indications d'ordre géométrique, chronologique et cinématique.

### ORGANISATION STRUCTURALE

#### Mégastructures

L'accident Gistaïn – Esera délimite un domaine méridional relativement simple et un domaine septentrional, plus complexe.

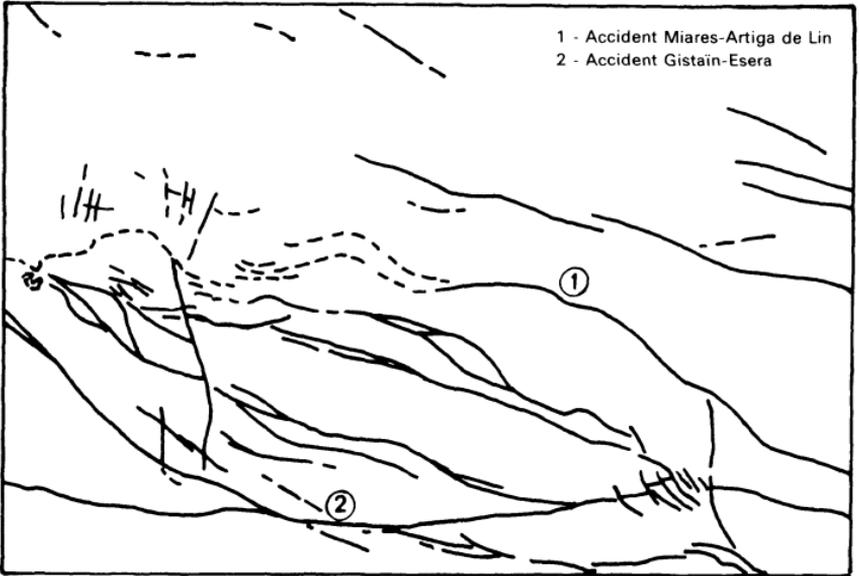
*Le domaine méridional* intéresse principalement le Paléozoïque supérieur. Le métamorphisme général y est peu évolué. Deux plutons, dont celui de la Maladetta, y sont représentés, avec leur auréole, au contact du Dévonien et du Carbonifère. Les sédiments du Paléozoïque supérieur sont fortement plissés en structures isoclinales redressées, à vergence locale nord, autour d'axes schématiquement alignés en Ouest-Est, mais épousant la forme des coupoles granitiques.

*Le domaine septentrional* est organisé selon deux orientations structurales différentes : l'orientation W-E et l'orientation WNW-ESE, celle-ci localement infléchiée en NW-SE (au Sud-Ouest de la feuille). Au Nord de l'accident alpin Miarès – Artiga de Lin, les plis dans le Dévonien et le Carbonifère sont orientés en Ouest-Est. Ils sont plus ou moins ouverts ou serrés selon les localités et la compétence des formations. Toutefois, la région de Saint-Paul-d'Oueil révèle des structures souples d'orientation WNW-ESE, orientation qui est celle à laquelle s'est surimposée la vallée d'Oueil.

L'organisation structurale de la région située entre l'accident Miarès – Artiga de Lin et la faille Gistaïn – Esera, à laquelle on peut adjoindre le dôme de Bosost, est la plus complexe de la feuille. Cette région est occupée essentiellement par le Cambro-Ordovicien métamorphique et les granitoïdes. On peut décrire cette organisation en soulignant l'existence d'un système hiérarchisé de corps de forme amygdalaire, ou en parallélogrammes, dont les contours répondent aux deux orientations ci-dessus (fig. 4). L'amygdale principale aurait pour points extrêmes le secteur de Sarrouyès à l'Ouest et le secteur de l'Escalette à l'Est. Ses deux marges orientées NW-SE à WNW-ESE seraient la faille NW-SE jalonnée par les pics de Lustou, de l'Abeillé et d'Aygues-Tortes et le contact WNW-ESE entre l'Ordovicien et le Silurien le long de la haute Pique en amont du pont de Ravi. Un faisceau de fractures quasi rectiligne en marque la diagonale. A l'intérieur même de cette structure de premier ordre, des objets d'ordre second répondent à la même forme générale : le massif du Lis-Caillaouas lui-même (si l'on fait abstraction de son extrémité ouest, qui est une limite d'érosion), la diorite quartzique du versant sud au sein de ce massif, la culmination de quartzites cambro-ordoviciens de la cascade d'Enfer à la vallée du Lis. Des failles délimitent en partie ou totalement ces objets. Leur forme est révélatrice de l'influence précoce, en tout cas effective lors de la granitisation, des deux systèmes liénementaires ci-dessus, W-E d'une part, NW-SE à WNW-ESE d'autre part.

Ces deux orientations impriment leur cachet aux structures souples, qui sont de deux sortes : plis en répétitions isoclinales à charnières d'ordre de grandeur décamétrique à hectométrique, synschisteux ; voissures régionales faillées. Parmi ces dernières, le *dôme de la Garonne*, d'axe général Ouest-Est, que le synclinal pincé de Superbagnères sépare d'un *antiforme du Lis* : celui-ci n'est autre que la mégastructure antiforme faillée, orientée sensiblement Ouest-Est, qui voit la succession, ou le relais, des culminations du leucogranite de Tramezaygues, de l'antiforme du lac d'Oô (fig. 5) et de celui de la cascade d'Enfer. Les mouvements synformes et antiformes qui ont été décrits dans le secteur du pic de Legnès, à la terminaison occidentale du massif du Lis-Caillaouas (p. 51) appartiennent à un système de voissures de même type, mais orienté NW-SE (anticlinal de Frédancon – Aygues-Tortes, Clin, 1959).

Il convient enfin de signaler le fait que la vallée moyenne de la Pique, à l'aval de Bagnères-de-Luchon, est le lieu d'un plongement axial accentué, vers l'Ouest, de tous les plis, synclinaux comme anticlinaux, qui affectent la série du Cambro-Ordovicien au Dévonien dans ce secteur. Cette disposition particulière est liée à l'ennoyage ouest de la mégastructure cambro-ordovicienne, développée au-delà du Val d'Aran, dont le dôme de Bosost, ainsi qu'il a été signalé (p. 39) constitue un diverticule occidental.



**Fig. 4 - Figuration des principales failles longitudinales de la feuille Bagnères-de-Luchon. En pointillés, accidents chevauchants vers le Sud**

### Microstructures

Leur description sera limitée aux principaux aspects de la schistosité, à quelques plis mineurs, et à la déformation ductile des carbonates.

Une *schistosité régionale* affecte la quasi totalité des formations sédimentaires, et métamorphiques (foliation), de la feuille. Elle est orientée W-E à WNW-ESE, et habituellement redressée, sauf dans le Cambro-Ordovicien métamorphique (dôme de la Garonne), où elle épouse la forme en voûte des structures. Elle accompagne la déformation plicative généralisée des séries, événement tectonique principal de l'histoire varisque ("main phase" de l'école hollandaise). Cet épisode est celui qui donne naissance aux répétitions isoclinales de plis déca et hectométriques évoqués ci-dessus, mais aussi à de nombreux plis mineurs. Les édifices sont, dans la haute Pique, à vergence nord, et au Nord de l'accident Mières - Artiga de Lin, ainsi que dans le Dévono-Carbonifère, à vergence sud ou à plan axial redressé (fig. 5). Dans le dôme de la Garonne, on peut identifier des charnières presque complètement laminées, ayant valeur relictuelle de cet épisode.

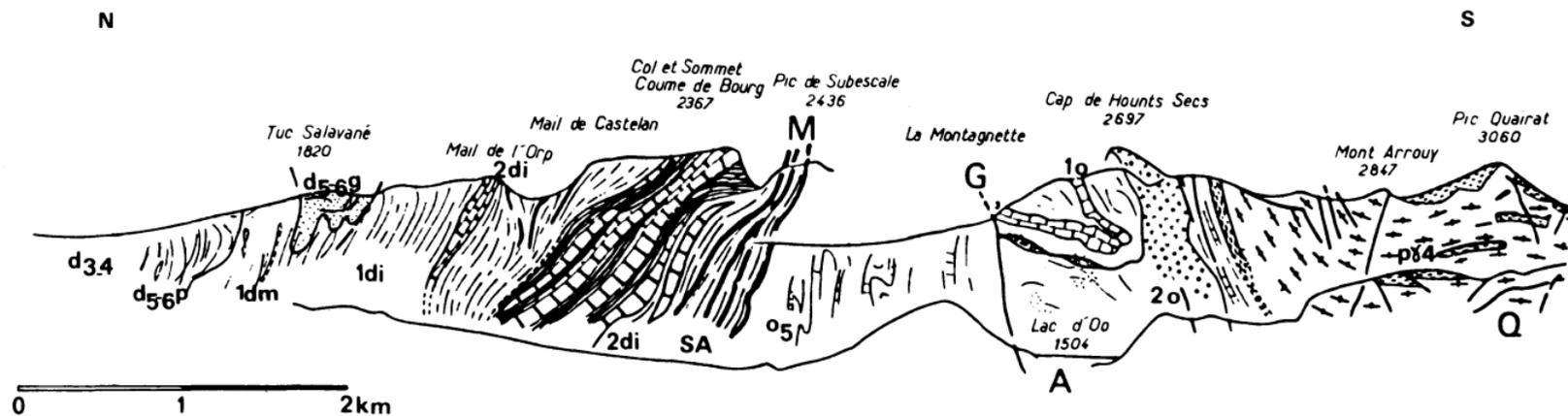
A la limite nord de la feuille en rive gauche de la vallée de la Pique, les falaises calcaires du Dévonien inférieur offrent de nombreux *plis mineurs*, particulièrement là où elles témoignent de surépaisseurs dues à des répétitions tectoniques, comme au pied du sommet d'Autenac (feuille Arreau). Les axes de plis mineurs obéissent à deux orientations principales, 130° E et 90-100° E avec des inclinaisons prononcées vers l'Ouest. La seconde famille paraît reprendre la première, donc lui être postérieure.

Dans les surfaces de clivage schisteux, est exprimée de façon souvent très marquée une linéation, dirigée comme ces surfaces, soit W-E à WNW-ESE et même NW-SE, mais dont les plongements sont très variables, tantôt vers l'Est et tantôt vers l'Ouest. Des plis mineurs répondent à une disposition identique.

Les épisodes plicatifs postérieurs à l'épisode synschisteux ont pu localement développer différentes schistosités, principalement mises en évidence dans les culminations métamorphiques, sur des critères de réorientation des feuillettes (crénulation, etc.).

La *déformation ductile des carbonates*, banale dans la chaîne primaire, sans relever d'une répartition zonéographique précise, est cependant de plus en plus marquée à l'approche des culminations métamorphiques et plutoniques. Elle se manifeste ici par une gamme de déformations disharmoniques à toutes les échelles. Celles-ci vont du simple boudinage des bancs gréseux compétents au sein d'une masse carbonatée incompétente, avec ou sans déplacement relatif des éléments tronçonnés, à l'expulsion pure et simple des carbonates à partir des strates de leurs horizons sédimentaires initiaux (vallon de Sadagouas). Dans ce cas, on peut parfois constater une migration de la masse carbonatée en direction de fractures obliques sur la stratification, fractures que viennent remplir les carbonates (Nord-Est du lac de Caillaouas, pic de Belle Sayette). Dans des stades intermédiaires, on peut observer des transpositions de schistosité avec formation de meneaux (Ordovicien de la route de Superbagnères, enclave à silicates calciques de la crête entre pic Belloc et pic Spont). Les barégiennes sont très sensibles à ce type de déformation et offrent de multiples figures contournées, à charnières décimétriques à métriques.

Dans le haut val d'Aube (secteur de l'Ourtiga, falaises en rive est du verrou du vallon de Hourgade), Clin (1959) a décrit, comme accidentant le Dévonien basal par déformation tectonique, un assemblage répétitif de motifs calcaires, schisto-quartzeux et ampéliteux, formant un mélange intime de lames, lentilles, corps étirés et masses polyédriques des diverses roches présentes dans les niveaux stratigraphiquement proches. Le mécanisme de la déformation participerait à la fois de la ductilité des carbonates et de la fragilité des ampélites. Pour Bouquet et Stopel (1975), il s'agit là, de façon plus banale, de figures de glissement synsédimentaire sous-aquatique, en relation possible avec la présence de reliefs sous-marins irréguliers et susceptibles de donner lieu à éboulements.



**Fig. 5 - Profil selon le flanc Est de la vallée d'Oô-Astau.** D'après M. Clin (1959), modif. Notations conformes à celles de la légende de la Feuille. G : Faille de Goueillerissés (in Astre, 1936). M : Accident de Mirars-Artiga de Lin : discontinuités d'âge alpin du val de Medassoles (schémat.). A : "Antiforme" du lac d'Oô. Q : Antiforme du Quairat.

## CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS

### Déformations varisques

La variabilité des plongements des linéations d'intersection et des axes de plis mineurs au sein de surfaces de clivage schisteux d'orientation quasi uniforme W-E à NNW-ESE, est interprétée (Muller et Roger, 1977) comme rendant compte de la superposition de ce clivage (et des plis majeurs qu'il accompagne) à des ondulations de grande amplitude pré-existantes, d'orientation sensiblement subméridienne, de même nature que celles qui ont été mises en évidence (Mey, 1967) sur le versant sud. On peut observer la matérialité de tels plongements dans la grande barre de calcaire éodévonien située dans le versant ouest de la vallée de la Pique au Nord de Moustajon.

A ce premier épisode de ploiement régional succède donc la déformation synschisteuse, observée dans l'Ordovicien comme dans le Paléozoïque supérieur sur des dispositions en plis isoclinaux à peu près générales. Cet épisode ("*main phase*" F1 de l'école hollandaise) est marqué dans les culminations métamorphiques par la naissance de foliations dans la zone à biotite-muscovite.

Un épisode de plissement d'orientation subméridienne, remaniant les foliations de l'épisode synschisteux, est observé dans les culminations métamorphiques, à l'ordre de grandeur macroscopique et dans les textures. Ainsi les nombreux replis subméridiens dans les barégiennes de la route de Superbagnères, ou dans l'encaissant septentrional du massif du Lis-Caillaouas. L'école hollandaise considère cet épisode comme succédant à l'épisode synschisteux, et bien marqué dans la zone à staurotide-andalousite - cordiérite, silicates de métamorphisme dont il jalonne la déstabilisation ou la croissance (p. 41 ci-dessus) : *phase F2*.

Par comparaison avec des plis mis en évidence en épisode F3 dans le massif de l'Aston - Hospitalet, Zwart date ainsi des plis mineurs, occasionnellement décimétriques, observés dans le dôme de la Garonne : *phase F3* discrète.

De la même façon, est reconnu un épisode marqué par des plis à plan axial redressé orienté E-W, qui remanient les schistosités de la première et localement de la seconde phase. Par comparaison, on l'attribue à la *phase F4*. Les plis, assez fréquents dans la région de Bosost, sont des plis mineurs, souvent en chevrons, et des crénulations ; quelques-uns peuvent avoir une amplitude de quelques centaines de mètres (Zwart, 1979).

C'est à cet épisode F4 qu'est rapportée par Zwart la formation des voissures régionales du dôme du Lis et du lac d'Oô, ainsi que d'Aygues-Tortes dont l'un des effets a été de basculer les plis isoclinaux de l'épisode F1, de part et d'autre de la voissure du lac d'Oô.

### Déformations alpines

La discontinuité Miarès - Artiga de Lin (fig. 5) jalonne le contact entre une unité structurale constituée de formations d'âge paléozoïque supérieur, au Nord, et une unité du Paléozoïque inférieur métamorphique, au Sud. Dans le détail, les orientations tectoniques sont distinctes. Le

contact correspond à un accident d'âge alpin, car vers l'Ouest, il est directement prolongé par le contact du chevauchement de Gèdre – Gavarnie. Cet élément structural est le seul dont l'âge alpin puisse être établi avec certitude. Encore convient-il de remarquer que les isogrades indicateurs de l'évolution varisque des dômes de la Garonne et du Lis ne paraissent pas affectés, au moins à l'Est, par un éventuel rejeu de cet accident.

La faille du lac de Caillaouas et de la Brèche des Spijeoles, dont on a noté certaines manifestations pré- ou syn- granitiques, a eu un rejeu postérieur et une bande mylonitique la jalonne sur plusieurs kilomètres dans l'Ouest du massif plutonique.

Il est probable que plusieurs des autres accidents cassants de la feuille ont eu un rejeu alpin, mais la démonstration en demeure à faire.

### *MOUVEMENTS COULISSANTS VARISQUES*

Peu d'indications de mouvements peuvent être décelées directement. Mention doit être faite cependant de la disposition révélatrice des corps filoniens leucogranitiques de la montagne de Couartaou, situés dans la partie apicale du système anatectique du haut Louron. Ces corps filoniens ont une orientation commune 50° E, et sont strictement parallèles à un réseau de diaclases très évident (p. 54), dont la répartition est limitée par les deux failles du lac de Caillaouas et du lac de Pouchergues : tout se passe comme si ces fractures avaient pris leur origine dans un cisaillement consécutif au coulissage de ces failles, et comme si certaines d'entre elles – ou des flexures associées – avaient été sélectivement granitisées (Clin, 1959).

### **PRÉHISTOIRE**

La préhistoire de la région de Luchon reste encore mal connue malgré de nombreuses découvertes. Des occupations paléolithiques sont probables, mais c'est la préhistoire récente qui fournit le plus grand nombre d'indices. Deux sites (Garin et Saint-Mamet) datent du Néolithique ancien. L'Age du Bronze est représenté par quelques dépôts (col de Peyresourde, Mayrègne – feuille Arreau) et une sépulture (Génos). La montagne semble avoir été surtout occupée à partir du Bronze final et du début de l'Age du Fer : nécropoles et habitats se multiplient alors dans les vallées et sur les hauts pâturages (Garin, Espiaup, Haut-Arrouy), ainsi que sur les crêtes entourant la vallée de la Garonne (Campsauze, Baren, etc.). Toutes ces découvertes témoignent d'activités agro-pastorales liées à des travaux miniers.

### **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

#### *HYDROGÉOLOGIE*

L'hydrogéologie de la feuille Bagnères-de-Luchon est caractérisée par le développement du système glacio-lacustre hérité, associé aux massifs d'altitude, par l'alimentation permanente liée aux abondants apports

pluvionivaux, par la présence des formations magmatiques et schisto-quartzeuses relativement imperméables. Les calcaires et calcschistes primaires eux-mêmes doivent plus être considérés comme des éléments de drainage souterrain que comme des réservoirs. Ils admettent une circulation karstique importante.

Les précipitations sont assez régulières avec des gradients pluviométriques importants et, comme dans d'autres parties de la chaîne, des épisodes paroxysmaux aux conséquences parfois catastrophiques (précipitations moyennes annuelles : 1 000 à 2 400 mm selon altitude ; précipitations efficaces moyennes annuelles : de l'ordre de 350 à 1 500 mm selon altitude).

Les aquifères susceptibles de constituer des réserves sont limités aux alluvions et aux dépôts glaciaires, dont la perméabilité est moyenne ou faible.

En moyenne montagne et en altitude, les zones d'éboulis, les dépôts de pente et les formations d'altération sont susceptibles de fournir des aquifères à caractère temporaire ou permanent qui donnent naissance aux petites sources montagnardes. Beaucoup de ces sources sont utilisées pour l'adduction des collectivités. Elles présentent du fait de leur origine une vulnérabilité certaine, aggravée par la fréquentation pastorale.

En altitude, des sources issues d'aquifères comparables mais liés aux schistes carburés pyriteux, se signalent de loin par les dépôts d'oxyde de fer de teinte rouille qui les entourent.

Le développement du réseau karstique a été évoqué dans l'introduction de cette notice. De nombreuses dolines existent dans les reliefs calcaires du Dévonien des régions frontalières et du Plan des Etangs ; elles sont plus rares sur le versant nord (Sud du Couret d'Esquierry). Les résurgences sont peu nombreuses, et appartiennent aux mêmes systèmes. Le problème de la perte des eaux du lac de Gistaïn au "Forau de Gistaïn" ne semble pas avoir été résolu. Une résurgence fonctionne occasionnellement dans le versant sud du río Astós à proximité du refuge du même nom.

### *HYDROTHERMALISME*

Trois points d'intérêt concernent l'hydrothermalisme : les Bains de Saussas près de Loudenvielle, les Baños de Benasque, et surtout les Thermes de Luchon.

Les émergences hydrothermales de Bagnères-de-Luchon sont constituées par environ 120 griffons naissant à l'emplacement des thermes ou à proximité. Deux forages de complément ont été effectués en 1982. Les thermes de Bagnères-de-Luchon sont clairement situés au cœur de la culmination tectonométamorphique méridionale du dôme de la Garonne, dans une zone où les corps leucogranitiques et pegmatitiques sont particulièrement abondants. De nombreux griffons sont captés au contact même des micaschistes et des pegmatites, contact vertical orienté Ouest-Est. Le vaporarium est creusé dans un corps blanc de pegmatites, auquel il doit sa spectaculaire luminosité.

Le débit quotidien atteint 450 à 500 m<sup>3</sup>, avec des fluctuations saisonnières. Les eaux sont sulfurées sodiques, et certaines d'entre elles sont en outre ferrugineuses-radioactives. Elles sont méso à hyperthermes : de 18° à 66° avec des variations saisonnières de température.

On les classe en trois groupes, qui répondent à une répartition géographique : eaux très sulfurées hyperthermales non radioactives ; eaux radioactives non sulfurées tièdes ou froides ; eaux intermédiaires hypothermales, radioactives et sulfurées dans de moindres proportions.

La variation, en sens inverse, d'une part de la radioactivité et d'autre part de la sulfuration et de la température, dans l'espace (d'une source à l'autre) et aussi dans le temps (variations saisonnières), conduit à interpréter les eaux du second et du troisième groupe comme résultant d'un mélange d'eaux d'origines distinctes : eaux d'origine profonde, de composition assez constante et recevant leur minéralisation de façon identique à celle des eaux du premier groupe, et eaux relativement superficielles responsables à l'émergence des variations de température, de débit et de radioactivité. Les variations de la teneur en radon des eaux radioactives ont été mises en corrélation avec le régime des eaux de surface de la montagne de Superbagnères.

L'analyse isotopique sur un petit nombre de prélèvements comparant des eaux thermales à des eaux superficielles, conduit à opposer des eaux thermales sans tritium, à cheminement lent (plus de 30 ans), qui seraient d'origine profonde, et des eaux tritiées, à cheminement rapide, qui seraient d'origine superficielle.

Un forage effectué près des thermes en 1982-83 a rencontré jusqu'à 76 m des pegmatites contenant des eaux à la température de 67°3 à 67°6, puis des micaschistes ou cornéennes contenant des eaux dont la température a décliné rapidement avec l'approfondissement de l'ouvrage : 62° à 107 m de profondeur. Cette investigation a démontré le rôle prééminent des corps filoniens pegmatitiques au sein desquels s'effectue la remontée des eaux thermales vers la surface, alors que les roches encaissantes adjacentes n'apparaissent chauffées que par conduction.

Les eaux thermales de Loudenvielle appartiennent au même type géochimique que celles de Bagnères-de-Luchon. H. et M. Schoeller (1982) semblent attribuer un rôle particulier aux formations sédimentaires du Dévonien dans l'acquisition de la minéralisation de ces eaux.

Les Baños de Benasque sont des thermes édifiés en altitude (vers 1 700 m) à proximité immédiate de la limite du massif plutonique de l'unité du Nethou (Massif de la Maladetta).

### *RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES*

Les ressources minérales sont d'une part les substances non métalliques exploitables à ciel ouvert et d'autre part les substances exploitables (ou l'ayant été) en travaux souterrains, pour la plupart sous forme de minerais métalliques.

## Substances utiles

*Les matériaux de construction* ou d'empierrement ne donnent pas lieu à exploitation permanente sur la feuille. Des matériaux pour agrégats (sables, graviers) sont disponibles en plaine alluviale. Quelques carrières ouvertes dans les calcaires dévoniens peuvent fournir des matériaux d'empierrement, et éventuellement des moellons. Tous les horizons gréseux suffisamment compacts de la série paléozoïque peuvent fournir des moellons, mais seuls les micaschistes cambro-ordoviciens constituent des pierres d'appareil de qualité appréciée. L'ardoise fut largement exploitée à Génos et à Pouchergues. Les blocs erratiques de la granodiorite du Lis-Caillaouas ont naguère largement servi, dans l'économie rurale, à construire les murs de soutènement appareillés des terrasses de culture. Avec les calcaires-griottes, faciles à creuser, ils ont aussi fourni les matériaux des abreuvoirs, et même ceux de sarcophages médiévaux (moraine de Garin).

Il convient de citer pour mémoire les *nodules phosphatés* associés aux lydienes. Un indice (2-4002) est répertorié à Jurvielle.

## Substances métalliques

Les substances métalliques sont l'étain, l'antimoine, le béryl, le cuivre, le fer, le fluor, le tungstène, le manganèse, le plomb et le zinc. Les données ci-dessous sont en majeure partie extraites de l'inventaire minier national.

*Etain.* Sous forme de cassitérite, il a été découvert par le BRGM dans la vallée de la Pique (alluvions) soit en association avec la scheelite, soit comme minéral secondaire dans la paragenèse de certains gisements de blende (Crabioules).

*Antimoine.* Il fut exploité, à raison de quelques dizaines de tonnes, au Nord de Poubeau et de Jurvielle (0-4001), dans les quartiers de Queou et d'Escoubet (les Courbets). Il s'agit d'un champ filonien dans les schistes dévoniens, renfermant stibine, pyrite, mispickel, quartz. Un indice est répertorié à Portet-de-Luchon (2-4011).

*Béryl.* Associé aux pegmatites du dôme de la Garonne, dans le val de Burbe (4-4002). Il serait disséminé, et la position des indices est imprécise.

*Cuivre.* Travaux d'Artigue (4-4003) : une reconnaissance ayant fourni 64 t de minerai sur 6 filons subparallèles dans le Silurien. Teneurs : cuivre, 5 à 10 % ; argent, 0,4 g/t.

*Fer.* Un seul gisement (4-4001) important fut exploité (de 1916 à 1930) à La Laque-Peraube au-dessus d'Artigue, dans un amas minéralisé au sein du Silurien, à hématite, limonite, pyrite.

*Fluor.* La fluorine accompagne la minéralisation sulfurée du champ filonien de Barcugnas (3-4001), dans les schistes ordoviciens en rive gauche de la Pique (Bernatzky, 1963). Les anciens travaux du filon sud ont fourni 3 à 4 000 t, ceux du filon nord, quelques centaines.

*Tungstène.* Plusieurs indices de minéralisation wolframifères existent sur la feuille. Ils ne correspondent pas à des gisements exploitables. On distingue deux types d'occurrences :

– en relation avec les calcaires et calcaires dolomitiques transformés en roches à silicates calciques (p. 37) ; cette transformation s'accompagne d'un épisode de minéralisation diffuse en scheelite et sulfures, ainsi qu'en témoigne l'inclusion de la scheelite dans certains silicates calciques ; ces indices sont notamment rencontrés au Couartaou (5-4001), en galerie, dans le Cirque du Lis (Destombes, Guitard et Lougnon, 1951) ;

– en association avec des niveaux de même nature que les précédents, mais au contact des granitoïdes filoniens à dominante albitique, orientés 120° E, appartenant au domaine cambro-ordovicien de la rive droite de la Pique au-dessus de Juzet-de-Luchon (série du bois d'Escalère de A. Cacard). Il s'agit là de minéralisation en scheelite, cassitérite, pyrite et chalcopyrite.

*Manganèse.* Le manganèse, dont les gisements sont localisés au contact du Dévonien et du Carbonifère, a été activement exploité par galeries dans la partie nord de la feuille, comme d'ailleurs en Ariège, dans les Hautes-Pyrénées et les Pyrénées des Gaves.

Il s'agit d'amas stratiformes, en relation avec des lydiennes éocarbonifères et des schistes versicolores qui les accompagnent. Braux (1980) souligne ici l'association du manganèse avec les cherts clairs surmontant stratigraphiquement les lydiennes. Les gisements obéissent à des structures redressées affectées de plis isoclinaux à différents ordres de grandeur, dont les charnières décamétriques sont localement apparentes. La minéralisation est constituée principalement de rhodonite et de rhodocrosite, accompagnées de divers oxydes, psilomélanes et terre de wad et de friedelite et tephroïte, hubnérite et sidérose, occasionnellement spessartite. La teneur des minerais, du fait de cette diversité et d'une charge variable en silice, varie de 12 à 50 % Mn (minerai marchand mélangé à 25-30 % mn). La minéralisation est considérée comme syngénétique (Péllissonnier, 1956).

De nombreuses exploitations ou de simples recherches en galerie ont été menées dans la vallée de Luron, dans la montagne de Peyresourde et dans le haut Larboust. D'Ouest en Est, on peut citer les principaux travaux suivants : (1-4001) Pouchergues (Adervielle), (1-4002) Plaïstrou (Adervielle), (1-4003) Nabias (Adervielle) où des poches, plus que des strates, ont été exploitées ; (1-4006) Génos (expl. 1919) ; montagne de Peyresourde, avec au Nord du col, Tramont (1-4007) et Cap de Matas (1-4008, 100 t de minerai marchand), et au Sud (1-4004, 1-4005) Germ, Loudenvielle, puis (2-4004) Balestas (anciens travaux visibles en versant ouest au début de la route de la station de ski de Peyresourde) et (2-4006) Sandiès (travaux, 1870) ; haut Larboust, avec Es Garados, Culège (minerais à près de 50% Mn), Portet de Luchon (2-4010). Les exploitations se sont poursuivies dans la région de Peyresourde et le Luron jusqu'à l'épuisement des gîtes connus en 1930.

*Plomb-Zinc.* Les minéralisations en blende dominante et galène sont stratiformes, en amas plus ou moins concordants ou en couches d'une certaine extension, rarement sécantes et épigénétiques. Il convient de distinguer les minéralisations de l'Ordovicien et celles du Dévonien, qui présentent quelques dissemblances dans les Pyrénées centrales.

**Minéralisations de l'Ordovicien.** Ce sont celles qui correspondent aux plus fortes accumulations. Elles s'intercalent dans toute la série ordovicienne. Les concentrations sont principalement zincifères, accompagnées du cortège sulfuré de plomb, fer, cuivre, argent. La blende se présente souvent sous forme de rubans millimétriques à métriques régulièrement interstratifiés au sein de schistes gréseux ou silteux, de quartzites, de calcschistes ou de calcaires ("schistes troués"). La plupart des minéralisations des Pyrénées centrales renferment des fines inclusions de cassitérite dans la blende, des sulfoarséniures et sulfoantimoniures à nickel et cobalt, du germanium et du gallium.

D'Ouest en Est, on citera les indices, travaux de recherche et exploitations suivants :

- indice de la crête de Parraouis à l'altitude 2750 m (Braux, 1980) ;
- lac glacé du Port d'Oô et/ou Seil de la Baque (6-4001, 6-4002), gisement filonien à galène argentifère et quartz, dans la granodiorite du Lis-Caillaouas, très anciennement exploité, à fleur d'eau (*in* de Dietrich, 1786), et déjà masqué par les éboulis au dix-neuvième siècle (de Charpentier, 1823), il semble actuellement perdu : la direction du filon était "à 11 heures" (id.) ;
- mine des Crabioules (7-4001), gîte à blende, galène, chalcopryrite, quartz, direction WSW-ENE dans la série ordovicienne à proximité des conglomérats de la série détritique de Hounts Secs, et très proche des calcaires associés en disposition synforme ; la mine a fourni jusqu'en 1912 6 000 t de minerai marchand ;
- indices du secteur Astau - Espingo : indices à blende dominante avec pyrite, pyrrhotite, souvent en rubannements au sein des calcaires et schistes troués, repérés dans l'Ordovicien terminal sur le versant sud du val d'Esquierry (fouilles), vers le pic de Subescale, dans le val d'Astau ; ou encore à rapporter à la proximité des conglomérats de la série détritique des Hounts Secs et aux calcaires rubanés voisins comme les rubans de blende dans schistes, calcschistes, calcaires du val d'Arouge, du pic d'Espingo, du col d'Espingo, du cap de Hounts Secs, du Troucet de Court, etc. (Braux, 1980) ;
- la Cassayde (3-4006), anciens travaux sur un filon SW-NE à galène et pyrite dans les schistes ordoviciens ;
- Barcugnas, Cazaril (3-4001, 3-4005), ancien travaux dans un champ filonien E-W à fluorine, blende, galène, chalcopryrite à proximité d'un accident cassant ; cinq localisations : filon sud, à fluorine, en bas de versant, et filons nord et nord-ouest au débouché du ruisseau de Moucharos en rive droite ; recherches en versant rive gauche du même ruisseau dans un filon NW-SE à quartz et calcite, minéralisé en blende, galène, pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite (minerai à 8% de cuivre) ; présence d'or ;
- Moustajon (3-4002, Sode, Juzet de Luchon (3-4003), Montauban-de-Luchon (3-4004) : indices à plomb et zinc dans des champs filoniens à quartz et calcite ; à Juzet, sur le prolongement de l'accident de Barcugnas ;
- Mail de Cricq, indice à blende et galène signalé par la cartographie par P. Brula à 1,5 km à l'Ouest du sommet, en connexion avec les schistes troués de l'Ordovicien supérieur ;
- Hospice de France - vallon du Port de Venasque, où d'anciens travaux ont fait l'objet de la reprise de recherches et de reconnaissances en galerie par le BRGM (Bouquet, 1966 ; Donnot et Guéragé, 1969 ; Pouit, 1975) ;

un amas stratiforme de plus de 300 m de long et d'une puissance minéralisée d'environ 20 m a pu être démontré et des zones minéralisées nouvelles ont été reconnues ; au Pont de Penjat (8-4002), des siltites à quartz, avec intercalations carbonatées et un conglomérat constituent l'encaisant de minéralisations à faciès rubané ou à faciès "nerf" plus massif, à blende dominante et quartz ; une roche volcanique filonienne (trachyandésite ?) a été rencontrée ; les indices minéralisés voisins (Cascade du Parisien, vallée de la Frèche) présentent des caractéristiques comparables ;

– pic de la Pique (8-4003), concentration stratiforme identifiée sur le contrefort ouest du pic, a également fait l'objet de travaux ;

– pic de la Mine (8-4005), où deux autres zones minéralisées ont été exploitées dès le 18<sup>e</sup> siècle à proximité du Port de Vénasque : filons Est-Ouest subconcordants de blende et galène ;

– en territoire espagnol, mine Victoria et (hors des limites de la feuille) mine Margalida, localisées dans les micaschistes à cordiérite à proximité de calcaires rubanés et massifs de l'Ordovicien terminal, à blende, galène et sulfures ; exploitées à une époque récente.

**Minéralisations du Dévonien.** Dans les Pyrénées centrales, leur milieu sédimentaire est presque toujours carbonaté, la disposition stratiforme à petite et à grande échelle est beaucoup plus stricte, le baryum est de plus en plus présent, voire abondant, alors que les éléments-traces (Ni, Co, Sn, Ge, Ga) se font rares (Brula, 1984). L'importance économique des gisements est moindre.

D'Ouest en Est, on citera les indices ou recherches suivantes :

– dans les "calcaires rubanés gris-souris" du Dévonien moyen, rubans ou amygdales à blende, au pic Sarrouyes, au val Lustou, au Pouy Ardun (Nord du val d'Esquierry) ;

– dans les horizons noirs du Dévonien inférieur, sulfures disséminés ; minéralisation stratiforme associée aux calcaires du Dévonien inférieur au val d'Esquierry ;

– galerie des Chèvres (8-4001), filon WNW-ESE anciennement reconnu dans les schistes et calcaires par des travaux en galerie, à galène, blende, pyrrhotite, pyrite.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements complémentaires sur la géologie de cette partie des Pyrénées dans le **Guide géologique régional : Pyrénées-Orientales, Corbières** par M. JAFFREZO, 1977, Masson, Paris.

## BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

### Géologie et recherche minière

ANDRÉ J.P. (1979) - Le Paléozoïque de la Vallée du Lys, Zone axiale des Pyrénées de Haute-Garonne. Essai d'interprétation sédimentologique. Thèse 3e cycle, Paris, pp. 1-348, 65 fig., 1 carte.

ASTRE G. - "Documents de géologie luchonnaise", 13 notes ill. au *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, dont :

ASTRE G. (1935) - Lac quaternaire et plaine de Luchon, t. 67, 281-315.

ASTRE G. (1936) - Le granite fluidal de Saint-Mamet, t. 69, pp. 283-296, 2 pl.

ASTRE G. (1941) - Lame calcaire entre les pics Crabioules et Lezat. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (3), 92-93.

BLANQUART P. (1981) - Etude géologique préliminaire de la haute vallée de l'Esera (Province de Huesca, Espagne). *Ann. Soc. géol. Nord*, 100, pp. 113-118, 1 carte.

BOUQUET C., STOPPEL D. (1975) - Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes Vallées de la Garonne et d'Aure). *Bull. BRGM* (2), sect. I, 1, 7-61, 22 fig. 4 pl.

BRAUX C. (1980) - Etude géologique des Hautes Vallées d'Astau et du Louron (Zone Primaire Axiale des Pyrénées Centrales). Les minéralisations Zn (Pb, Cu) et Mn. Thèse 3e cycle, Orléans, pp. 1-210, 67 fig. 1 carte.

BRULA P. (1984) - Les schistes noirs et la série paléozoïque du dôme de Bosost-Luchon (Pyrénées centrales). Etude cartographique, pétrographique et géochimique. Relations avec les minéralisations Zn (Pb). Thèse 3e cycle, Lyon, pp. 1-296, 1 carte, ann.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES  
Rapports de MM. BERNATZKY (62B13), BOUQUET (DRMM66A6),  
DONNOT et GUERANGÉ (69GSL080GEO), PRIAN (78SGN679GEO).

CACARD A. (1984) - Etude géologique et métallogénique des formations paléozoïques de la région de Juzet-de-Luchon, Pyrénées centrales (Haute-Garonne). Thèse 3e cycle, Besançon, 1 carte.

CHARLET J.M. (1982) - Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). *Pirineos*, 116, 57-66.

CHESNEY M. (1981) - Cristallisation des roches plutoniques de la vallée du Portillon, Lys-Caillaouas, Pyrénées centrales. Thèse 3e cycle, Toulouse, pp. 1-233.

CLIN M. (1956) - Sur la limite orientale du chevauchement de Gèdre-Gavarnie (Pyrénées françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 242, 2374 p..

CLIN M. (1959) - Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. Thèse Nancy, pp. 1-325, 27 pl., 48 fig., 1 carte à 1/50 000 et *Mém. BRGM*, n° 27, pp. 1-379 (1964).

CLIN M., de la ROCHE H., LELONG F., POTY B. (1963) - Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales). *Sc. de la Terre*, Nancy, IX, 2, pp. 149-174, 12 fig.

DEJARDIN J.M. (1977) - Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque, Province de Huesca, Espagne. Thèse 3e cycle, Lille, pp. 1-345.

DEJARDIN J.M. (1987) - Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie et paléogéographie. Thèse, Lille, pp. 1-525, 227 fig., 12 tabl., 16 pl.

de la ROCHE H. (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geol. Rundsch.*, 55, 274-301.

DESTOMBES J.P. (1952) - Chantiers hydroélectriques pyrénéens. Etudes géologiques des galeries du massif du Lys-Caillaouas. Rap. int. BRGM.

DESTOMBES J.P. (1953) - Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. XIXe Congr. géol. int., Alger, 2, 2, 107-131.

DESTOMBES J.P. (1959) - Position stratigraphique des schistes à Trilobites de Cathervielle (Haute-Garonne). *Bull. Soc. Etudes Sci. Angers*, NS, 2, 89e année, 111-113.

DESTOMBES J.P., VAYSSE A. (1947) - Sur le Gothlandien de la vallée de la Pique (Haute-Garonne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, V, 17, 403-409.

DESTOMBES J.P., GUITARD G., LOUGNON J. (1951) - Présence de la scheelite dans les zones de contact des granites hercyniens des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 233, 1380-1381.

FAURÉ J. (1963) - Etude structurale des granites à deux micas de la haute vallée du Louron (Hautes-Pyrénées). Thèse 3e cycle, Nancy, pp. 1-99, 30 pl., fig.

FAURÉ J., MACAUDIÈRE J. (1963) - La haute vallée du Louron (Hautes-Pyrénées). Structure des ensembles granitiques et métamorphiques. *Sc. de la Terre*, Nancy, IX, 2, 121-148, 11 fig., 2 tab., 1 carte.

GRANDCLAUDE P., de la ROCHE H. (1966) - Métamorphisme du Gothlandien de la haute vallée de l'Eséra au contact du massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales). *Sc. de la Terre*, Nancy, XI, 1, 55-67, 9 fig.

Inventaire minéralogique de la France, n° 8, Haute-Garonne par P. PIERROT, J.P. FORTUNE, R. PICOT, P. MONCHOUX, N° 8, pp. 1-153, Ed. du BRGM.

- JACOB C. (1927) - Département de la Haute-Garonne. Rapport géologique sur la morphologie des vallées luchonnaises. Leur aménagement et leur protection contre les dégâts dus aux transports par les inondations. D'après une étude de MM. C. JACOB et M. CASTERAS, poursuivie en juillet et août 1927, à la demande de Monsieur le Préfet de la Haute-Garonne, p. 1 à 40, 1 carte à 1/80 000. Toulouse, Imprimerie J. Bonnet.
- KLEINSMIEDE W.F.J. (1960) - Geology of the valle de Aran (Central Pyrenees). *Leidse Geol. Med.*, Leiden, 25, pp. 129-245.
- KRYLATOV S., STOPPEL D. (1968) - Découverte du Frasnien au Pla de Lasset (près de Germ, Hautes-Pyrénées), conséquences paléogéographiques et métallogéniques. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 267, 1921-22.
- LE FORT P. (1964) - Note pour servir à l'explication de la carte au 1/20 000, Mission Lys-Caillaouas 1964. Rap. Int. C.R.P.G., Nancy, pp. 1-6.
- LEYMERIE A. (1870) - Explication d'une coupe transversale des Pyrénées françaises passant par Luchon et Montréjeau, comprenant le massif de la Maladetta, avec projection du versant gauche des vallées de la Pique et de la Garonne. *Bull. Soc. géol. Fr. (2)*, XXVII, pp. 573-584.
- MACAUDIERE J. (1963) - Contribution à l'étude des terrains métamorphiques de la haute vallée du Louron (Hautes-Pyrénées). Dipl. Et. Sup. Sc. Nat. Nancy, pp. 1-105, 25 pl., tab.
- MAJOOR F.J.M. (1988) - A geochronological study of the axial zone of the Central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting. *Verhandeling nr. 6 zwo Laboratorium voor Isotopen-Geologie*. Amsterdam.
- MEY P.H.W. (1967) - The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 41, 1pp. 53-220, 1 carte.
- MEY P.H.W. (1968) - Geology of the uper Ribagorzana and Tor valeys, central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 229-292, 1 carte.
- PELISSONNIER H. (1956) - Observations géologiques sur la partie NW de la feuille de Luchon au 50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C.R. des collaborateurs, 56, 225, 181-187.
- POUIT G., ALSAC C. (1978) - Les faciès noirs tufacés du Dévonien et de l'Ordovicien des Pyrénées centrales et leurs minéralisations Zn-Pb. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 287, pp. 415-418.
- POUIT G., BOUQUET C., BOIS J.P. (1979) - Les principaux niveaux minéralisés (Zn, Pb, Cu, Ba) du Paléozoïque des Pyrénées centrales : éléments de synthèse. *Bull. BRGM (2)*, II, 1, pp. 23-33.
- PROUHET J.P. (1976) - Recherches des minéralisations plombo-zincifères de l'Ordovicien pyrénéen. *Mém. h. série Soc. géol. Fr.*, 7, pp. 351-354.

RAGUIN E. (1934) - Le granite du Lys (Haute-Garonne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, pp. 421-430.

RAGUIN E., DESTOMBES J.P. (1948) - Massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVIII, (5), pp. 75-88.

ROUBAULT M., de la ROCHE H. (1965) - Parallèle entre la géochimie des schistes paléozoïques et celle des formations granitiques dans le massif du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales). *Geol. Rundsch.*, 55, pp. 301-316.

RIOS L.M. (1977) - El paso devoniano-carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXVIII-IV, pp. 300-305.

RIOS L.M., BELTRAN F.J., LANAJA J.M., MARIN F.J. (1979) - Contribución a la geología de la Zona Axial Pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca. *Acta Geologica Hispanica*, 14, publ. 1982.

TAILLEFER F. (1966) - La Feuille de Bagnères-de-Luchon de la carte du relief glaciaire des Pyrénées. Pirineos 81-82, pp. 129-142, Actas V Conq. Intern. Est. Pir. Jaca-Pamplona.

TAILLEFER F. (1965) - Carte du relief des Pyrénées. Bagnères-de-Luchon Est et Bagnères-de-Luchon Ouest. Toulouse, Institut de Géographie de la Faculté des Lettres.

VEGAS G. (1982) - Les minéralisations plombo-zincifères de la concession de Baren (Haute-Garonne) : leur contexte lithologique et géochimique. Thèse 3e cycle, Toulouse, pp. 1 à 148, 1 carte géol.

WATERLOT M. (1969) - Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. Thèse Lille et *Mém. Inst. Géol. Min. España*, Madrid, t. 70, pp. 1-259.

WENNEKERS J.H.N. (1968) - The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas Massif, central Pyrenees, Spain, France. *Leidse geol. Med.*, 41, pp. 221-267.

ZWART H.J. (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (central Pyrenees). *Geol. Rundschau*, 52, pp. 38-65.

ZWART H.J. (1979) - The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50, pp. 1-74.

### Hydrothermalisme

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES - Rapport de MM. BOSCH B., RISLER J.J., SOULÉ J.C., TERNET Y. Etude hydrogéologique des sources minérales des thermes de Luchon (81 SGN 006 MPY).

DELRIEU B. (1983) - La recherche thermique à Bagnères-de-Luchon. Thèse Pharmacie, Bordeaux, pp. 1-100.

LEPAPE A. (1923) - Relation entre la radioactivité, la température et la sulfuration des sources de Bagnères-de-Luchon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 176, 1808 p.

SOULÉ J.C. (1981) - Les eaux thermales de Luchon. A.G.S.O., Coll. de Bagnères-de-Luchon, pp. 77-80.

### Préhistoire

LIZOP R. (1931) - Les Convenae et les Conseranii avant la domination romaine. Toulouse, pp. 1-287, 1 carte.

MOHEN J.P. (1980) - L'Age du Fer en Aquitaine. *Mém. Soc. préhist. Fr.*, t. 14, pp. 1-338, 201 pl.

MULLER A. (1985) - La nécropole protohistorique d'Arihouat à Garin. Périgueux, pp. 1-330, 200 pl.

### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latecoère, 31400 Toulouse ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

La Banque de données géochimiques du Centre de recherches pétrographiques et géochimiques du CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-nancy Cedex, archive les analyses des éléments majeurs effectués sur les méta-sédiments de la culmination de la haute Pique et les granitoides du massif du Lis-Caillaouas (environ 1 200 analyses).

## AUTEURS DE LA NOTICE

M. CLIN, pour les formations du substratum et la coordination de l'ensemble de la notice.

F. TAILLEFER, pour les formations superficielles.

P. POUCHAN, pour l'hydrothermalisme.

A. MULLER, pour la préhistoire.

Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- pour la carte: CLIN M., LELONG F., POTY B., de la ROCHE H., FAURÉ J., MACAUDIÈRE J., PÉLISSONNIER H., KLEINSMIEDE J.W., BLANQUART P., RIO ARAGÜES L.M., VALERO J. (1986) Carte géol. France (1/50 000), feuille BAGNÈRES-DE-LUCHON (1084) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières.

Notice explicative par CLIN M., TAILLEFER F., POUCHAN P., MULLER A. (1989), 80 p.

- pour la notice: CLIN M., TAILLEFER F., POUCHAN P., MULLER A. (1989) - Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille BAGNÈRES-DE-LUCHON (1084) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 80 p.

Carte géologique par CLIN M., LELONG F., POTY B., de la ROCHE H., FAURÉ J., MACAUDIÈRE J., PÉLISSONNIER H., KLEINSMIEDE J.W., BLANQUART P., RIO ARAGÜES L.M., VALERO J. (1986).

Réalisation BRGM

Dépôt légal : 1er trimestre 1989

N° ISBN 2 - 7159 - 2084 - 9