

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

**ARGELÈS-
GAZOST**

XVI-47

ARGELÈS-GAZOST

La carte géologique à 1/50 000
ARGELÈS-GAZOST est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au nord : TARBES (N°240)
au sud : LUZ (N°251)

Oloron- ste Marie	Lourdes	Bagnères- de-Bigorre
Laruns Somport	ARGELÈS- GAZOST	Campan
	Gavarnie	Vielle-Aure

*Parc national
des Pyrénées*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	2
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉSUMÉE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	7
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES</i>	25
MÉTAMORPHISME	28
GÉOLOGIE STRUCTURALE	29
ÉVOLUTION STRUCTURALE	34
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	35
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	35
<i>MINÉRAIS MÉTALLIQUES</i>	36
<i>SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES</i>	44
DONNÉES GÉOTECHNIQUES SUCCINCTES	44
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	44
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	44
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	44
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	46
AUTEURS	46

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Argelès-Gazost est situé sur le versant nord des Pyrénées, dans le département des Hautes-Pyrénées pour la plus grande partie et dans celui des Pyrénées-Atlantiques pour la partie située à l'Ouest de la vallée de l'Ouzom et de la ligne de crête joignant le Grand Gabizos, le col d'Uzious, le pic Estibère et le Palas. Sur ce sommet cette limite rejoint la ligne de partage des eaux qui marque la frontière avec l'Espagne dont une parcelle de 0,75 km² environ est ainsi représentée sur cette carte.

Principaux ensembles géologiques

La série stratigraphique va de l'Ordovicien au Campanien mais ce sont les terrains paléozoïques qui occupent la plus grande surface. Des massifs intrusifs granodioritiques occupent à peu près le tiers méridional de la feuille où sont situés les sommets les plus élevés.

Les terrains ordoviciens et siluriens forment dans le centre est de la carte une vaste structure anticlinale allongée sensiblement selon la direction W.NW—E.SE. Les formations dévoniennes entourent cette structure et sont surmontées par le Carbonifère près de la limite nord de la feuille ainsi qu'à la périphérie des massifs granodioritiques méridionaux. A l'Ouest s'étendent des terrains d'âge crétacé supérieur témoins de la couverture post-hercynienne des terrains paléozoïques. Des lambeaux de cette couverture sont conservés le long de la bordure nord de la feuille en étroites synclinaux pincés par le jeu de cassures du substratum paléozoïque, tout comme les terrains triasiques situés dans la partie nord-occidentale. Tous ces terrains sont plissés selon une direction générale E—W à W.NW—E.SE avec fréquents déversements vers le Sud.

Une frange de terrains jurassiques de quelques centaines de mètres de large borde la feuille le long de la partie ouest de sa limite nord. Ces terrains, très développés sur la feuille Lourdes, appartiennent à un ensemble structural de la chaîne pyrénéenne distinct de celui auquel appartiennent les terrains paléozoïques et leur couverture de Crétacé supérieur.

Classiquement, ces derniers font partie de la Zone primaire axiale de la chaîne et les premiers dépendent de la Zone nord-pyrénéenne, un grand accident subvertical, l'« accident frontal de la Zone axiale », connu tout au long de la chaîne, les séparant. Longtemps considéré comme une cassure hercynienne à rejeu vertical très important lors de la phase alpine, cet accident est depuis quelques années, sous la dénomination de « faille nord-pyrénéenne », l'objet de controverses dans le cadre de l'application aux Pyrénées de la théorie des plaques.

Pour les uns il s'agit d'un important décrochement senestre (plusieurs centaines de kilomètres de coulissage) actif au Crétacé et ayant valeur de faille transformante liée à l'ouverture de l'Atlantique. Pour d'autres elle sépare sans coulissage important la « Haute chaîne primaire » et des « unités de marge sud » dépendant du craton ibérique d'une zone septentrionale appartenant au craton européen. Dans ce schéma les terrains jurassiques de la feuille Argelès-Gazost font partie de la marge sud, l'accident principal marquant le véritable axe de la chaîne, étant situé plus au Nord, à hauteur de Lourdes. Les auteurs de ce schéma découpent la chaîne en tronçons par des accidents SW—NE; l'un d'eux, la « faille de Bigorre », à valeur de faille transcurrente, sépare un « tronçon basco-béarnais » au Nord-Ouest d'un « tronçon navarro-languedocien » au Sud-Est; son tracé aborde la feuille Argelès-Gazost à l'Ouest du Bergons, dans la

montagne de Chavarrou où elle vient se confondre avec le classique accident frontal de la Zone primaire axiale.

Ces théories qui s'opposent totalement montrent, en passant, combien est délicate la reconstitution des phénomènes liés à l'édification d'une chaîne de montagnes. Mais tout ceci n'affecte pas le schéma structural de l'ensemble paléozoïque affleurant sur le territoire de cette feuille et qui se résume à des plis et des cassures orientés W—E à W.NW—E.SE, d'âge hercynien, repris et déversés au Sud, sauf exception, lors des compressions orientées N—S qui au cours du cycle alpin ont résulté du rapprochement du bloc ibérique et du bloc européen.

Stratigraphie

Les terrains ordoviciens sont des quartzo-phyllasses surmontées d'un ensemble carbonaté; ils comportent de nombreuses coulées volcaniques.

Le Silurien est surtout constitué par des schistes noirs.

La base du Dévonien comporte des horizons volcano-sédimentaires dans la vallée du gave de Pau. Ailleurs il s'agit surtout de quartzites. Des schistes et des grès à intercalations calcaires montent plus ou moins haut dans le Dévonien et sont surmontés par des calcaires souvent à caractères récifaux. Le Dévonien terminal est représenté par des calcaires noduleux versicolores ayant dans la partie sud de la carte le faciès *griotte*. Dans l'angle sud-ouest il s'agit de pélites et de grès.

Le Carbonifère débute dans ses affleurements méridionaux par des radiolarites associées à des schistes noirs et renfermant des nodules phosphatés, horizon bien connu tout au long des Pyrénées. Viennent ensuite des calcaires noduleux versicolores peu épais, des calcaires finement lités, puis une puissante série de schistes et de grès. Vers Cauterets cette dernière succède cependant à un ensemble calcaréo-schisteux connu sous le nom de Formation de Cambasque. Un peu plus au Sud et d'une façon générale tout autour des massifs granodioritiques, un puissant complexe détritique, la série de Sia, représenterait tout ou partie du Carbonifère, pourrait aussi débiter dans le Dévonien supérieur, ou encore, selon certains auteurs, ne dépasserait pas la limite supérieure du Dévonien.

Le Trias est représenté par des conglomérats et des grès discordants sur le Paléozoïque, par de rares calcaires, et surtout par des argiles bariolées, des dolomies et des cargneules auxquelles sont associées d'importantes masses de roches éruptives ophitiques.

Les terrains jurassiques sont surtout des calcaires et des dolomies.

Le Crétacé supérieur discordant sur le Paléozoïque est constitué de brèches, de calcaires zoogènes souvent détritiques, de dolomies et, vers le haut, par des alternances marno-gréseuses très peu représentées sur la carte.

Le fluvio-glaciaire occupe le fond des principales vallées. Des moraines tapissent leurs flancs jusqu'à une altitude importante.

Orographie, hydrographie, rôle morphologique des diverses formations géologiques

Le point culminant de la feuille est le Palas (2 974 m) situé dans la partie sud-occidentale de la région granitique. Les granites forment des sommets élevés et déchiquetés entre lesquels l'érosion glaciaire a creusé de nombreux cirques et des vallées suspendues où sont conservés de nombreux cordons morainiques. Cette région renferme de très nombreux lacs.

Les grandes vallées subparallèles et orientées vers le Nord-Est du gave d'Arrens, du gave de Labat de Bun et du gave de Cauterets drainent toute la partie centrale de la feuille vers le gave de Pau, né plus au Sud des neiges de la crête

frontière et qui traverse du Sud vers le Nord la bordure orientale de la région. Ces gaves drainent les plus vastes bassins versants des Pyrénées occidentales et ceux qui possèdent les plus hauts sommets de la partie française de la chaîne. Rejoignent également le gave de Pau les eaux de l'Ouzom qui draine la dépression comprise entre le col de Soulor et le col d'Aubisque. Mais celles qui ruissellent à l'Ouest de la crête joignant ce col au col d'Uzious et au Palas rejoignent par le Valentin le gave d'Ossau, puis le gave d'Oloron. Tous ces torrents sont tributaires de l'Adour. Leur débit est en grande partie régularisé par les nombreuses retenues aménagées pour le fonctionnement des usines hydroélectriques.

Le tracé de ces grandes vallées qui recoupe perpendiculairement les grandes structures semble avoir été imposé par les failles et les diaclases d'orientation submérienne à S.SW—N.NE.

Par contre l'aspect des crêtes qui les séparent est fortement influencé par ces structures transverses et par la nature lithologique des terrains. L'Ordovicien donne des pics élancés comme le Viscos, des abrupts comme ceux du Cabalirros et des crêtes dentelées comme au pic Arrouy. Ces reliefs contrastent avec les croupes arrondies formées par les schistes siluriens ou les ravins creusés dans ce matériel. Les schistes dévoniens correspondent à des reliefs assez mous, à des dépressions et à des cols souvent empruntés par les voies de communication comme les cols de Soulor, d'Aubisque, de Spandelles, de Riou. Les calcaires dévoniens forment des crêtes comme celle du pic de Navaillo, d'imposantes murailles comme celles qui dominent le cirque du Litor, et des pics élancés comme le Gabizos. Les calcaires carbonifères ont un rôle orographique beaucoup plus discret que celui des précédents dont ils peuvent être séparés par la combe des schistes phosphatés. La série schisto-gréseuse donne des reliefs mous d'aspect comparable à celui des montagnes de schistes dévoniens. Mais la formation de Cambasque et la série de Sia donnent des sommets trapus comme le Soum de Grum.

Dans les formations tendres du Trias supérieur l'érosion a aisément creusé les ravins de la région du col de Louvie.

Les calcaires crétacés ont au Sud de la forêt d'Arragnat un rôle orographique assez comparable à celui des calcaires dévoniens. Mais au Sud de Gourette ils forment un vaste ensemble de crêtes et de falaises contrastant par la vigueur de leurs traits et par leur teinte claire avec le Dévonien schisto-gréseux environnant. Plus encore que dans les calcaires dévoniens s'y est développé un important système de circulation karstique.

Dans les vallées du gave d'Azun, d'Argelès et du Bergons sont conservées les formes caractéristiques des dépôts fluvio-glaciaires : arcs et cordons morainiques, banquettes, obturations latérales.

Economie

L'élevage fut autrefois l'activité essentielle de ces vallées qui vécurent longtemps en autarcie. A leur débouché, Argelès-Gazost assurait les échanges indispensables avec le piémont pyrénéen. Au 19^{ème} siècle elles s'ouvrirent au tourisme et au thermalisme qui provoquèrent le développement des principaux bourgs, établis en général au confluent des vallées, et l'ouverture de voies carrossables. L'exploitation des mines de Ferrières, de Pierrefitte et de Chèze et l'équipement hydroélectrique des vallées y apportèrent dans la première moitié du 20^{ème} siècle une certaine activité industrielle. De nos jours l'activité pastorale a beaucoup diminué et l'industrie extractive a disparu. L'exploitation de la forêt n'est guère possible que dans la frange nord de la feuille. L'économie de la région repose sur le tourisme estival que relaie en hiver et au printemps la pratique des sports d'hiver.

Le parc national des Pyrénées occidentales, dont le rôle est de veiller au développement harmonieux des diverses activités humaines en fonction de la conservation de la nature, englobe la presque totalité de la feuille dans sa zone périphérique, les limites du parc proprement dit épousant approximativement celles de la région granitique.

Climat

Il est dans l'ensemble tempéré océanique mais bien entendu soumis à l'influence de l'altitude; le nombre de jours de gel dépasse en effet 200 au-delà de 2 500 m d'altitude. Les vents dominants d'Ouest, doux et humides, et du Nord-Ouest, humides et froids, amènent de l'Atlantique d'abondantes précipitations; il tombe en moyenne 1 000 à 1 500 mm d'eau par an (plus de 1 500 mm en haute montagne), avec deux périodes plus particulièrement pluvieuses, au printemps et à la fin de l'automne. La neige persiste généralement de novembre à fin mai au-dessus de 2 000 m d'altitude, mais les chutes de neige parfois importantes peuvent se produire jusqu'à la moyenne montagne pendant l'été et l'automne. Cette dernière saison est fréquemment la plus belle car exempte des brouillards qui stationnent trop souvent l'été aux altitudes moyennes.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Lever une zone géologiquement complexe comme celle-ci nécessite une analyse détaillée : cependant cette dernière dépend des conditions d'observation et d'accessibilité. Dans cette région montagneuse le couvert forestier rend imprécis les contours géologiques en dessous de 1 800 mètres. Au-dessus les conditions d'affleurement sont meilleures mais on se heurte alors aux difficultés d'accès (relief, climat).

Ces raisons, jointes au fait que la présente feuille a été réalisée à partir de documents cartographiques établis par divers auteurs dans des buts et dans des délais bien différents, font que la précision des contours varie notablement selon les secteurs.

Les terrains paléozoïques à l'Ouest du gave de Pau furent cartographiés par R. Mirouse sur le fond au 1/50 000 ancien en hachures; les levés intéressant la haute montagne ont été transposés sur le fond moderne à l'aide des photos aériennes, mais il ne pouvait en être de même dans les secteurs boisés situés au Nord de la vallée du gave d'Azun et des cols de Soulor et d'Aubisque dont le levé systématique dût être à nouveau réalisé.

Pour la région des anciennes mines d'Arre et d'Anglas ont été utilisés les levés détaillés réalisés par J. Reyx pour une étude des concentrations métalliques. L'étude des minéralisations plombo-zincifères dans l'anticlinorium de Pierrefitte a nécessité également l'établissement par J.-P. Bois d'une carte très détaillée dont la réduction a été reproduite sur cette feuille.

Excepté pour cette dernière zone ce sont les attributions stratigraphiques et les conceptions structurales de R. Mirouse qui ont été reproduites avec toutefois quelques modifications. L'une d'elles consiste dans l'attribution d'un âge éodévonien aux calcaires marmoréens des mines d'Arre. D'autres calcaires situés sur le pourtour de l'anticlinorium de Pierrefitte, et pour le moment azoïques, ont été dissociés des calcaires du Dévonien moyen à supérieur quand leur situation structurale n'apportait pas clairement la preuve de leur appartenance à cet ensemble. Près d'Arbéost, des brèches précédemment attribuées au Carbonifère se sont révélées d'âge albien. L'attribution au Carbonifère de la totalité de la série de Sia a été conservée, aucun travail cartographique n'ayant été réalisé dans les secteurs où elle affleure depuis la remise en question de son âge (Dévonien d'après certains auteurs).

Dans l'angle nord-est de la feuille ont été utilisés les levés à 1/20 000 de A. Nicolaï partiellement modifiés au niveau du Carbonifère. Cependant les contours adoptés pour le massif de Nerbiou sont issus de la seule observation des photos aériennes.

D'une façon générale, cette feuille n'a pas bénéficié pour la cartographie du Paléozoïque des observations que permettent les nombreuses pistes tracées pendant les 20 dernières années. Par ailleurs, la technique de datation des calcaires à l'aide des Conodontes était encore peu répandue à l'époque des principaux levés.

La cartographie détaillée des granites par F. Debon, appuyée sur l'étude pétrographique et l'analyse chimique de nombreux échantillons, apporte une grande nouveauté en individualisant plusieurs massifs différenciés dans un ensemble autrefois considéré comme homogène.

La frange de terrains mésozoïques du bord nord de la feuille, de même que le Crétacé supérieur du massif du pic de Ger et du Soum de la Pène, ont fait l'objet de levés détaillés sur photos aériennes et de nombreuses études de microfaciès.

Les formations quaternaires ont été cartographiées à l'aide des photos aériennes, contrôlées et analysées sur le terrain par P. Barrère.

La déformation des roches et l'évolution structurale ont fait l'objet d'études ponctuelles dans la région des cols d'Aubisque et de Soulor (C. Majesté-Menjoulas) et dans l'anticlinorium de Pierrefitte (B. Guérangé).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉSUMÉE

La sédimentation détritique ordovicienne s'est produite dans des conditions d'instabilité tectonique associée à un volcanisme sous-marin important. Le jeu des failles, en amenant la formation de horsts et de graben, provoqua des émergences momentanées et contrôla l'importance du dépôt en milieu peu profond et agité des carbonates de l'Ordovicien supérieur.

Les horsts de quartzites ordoviciens étaient arasés au moment où les schistes carburés siluriens recouvrent la région; cette formation, connue dans toute la chaîne, correspond à un changement rapide et total des conditions de sédimentation : mer peu agitée et peu profonde, sédiments surtout argileux riches en matière organique, milieu réducteur permettant le dépôt de sulfures métalliques.

Le Dévonien inférieur contient localement des tufs volcaniques indiquant des manifestations éruptives probablement liées à une activité tectonique. Après le dépôt de calcaires connus au moins dans la partie sud-occidentale de la feuille, la région connut une sédimentation détritique à épisodes carbonatés néritiques en particulier dans la partie septentrionale. Il lui succéda, plus ou moins tôt selon les secteurs, une sédimentation carbonatée importante à caractère souvent subrécifal. L'accumulation de ces dépôts de mer peu profonde implique une subsidence active de la région. Quant à l'établissement rapide de la sédimentation carbonatée il est probablement dû à la diminution de la profondeur de la mer combinée à une modification du régime des apports en provenance des régions émergées. Le dépôt des calcaires griottes correspondrait à la diminution sensible de la profondeur de la mer en bordure de ces terres émergées dont peuvent provenir à la même époque les grès de la série du pic Lariste.

Dès le début du Carbonifère, s'établirent les conditions du dépôt, sur une grande partie des Pyrénées, de l'horizon des schistes noirs et des lydiennes à nodules phosphatés : mer peu profonde, sans apport détritique, riche en silice et en phosphore vraisemblablement d'origine volcanique, sédimentation lente permettant une condensation des séries. Les calcaires viséens qui leur succèdent paraissent marquer un retour à des conditions pélagiques. Elles furent interrompues au Namurien par le dépôt de sédiments schisto-gréseux qui se

poursuivit au Westphalien et dont l'afflux résulte de la destruction de reliefs dus à des déformations épirogéniques annonciatrices du plissement hercynien. Vers le Sud ces dépôts sont en partie considérés comme transgressifs sur des zones restées émergées.

L'orogénèse hercynienne se produisit à la fin du Carbonifère et est marquée par une série d'événements qui imprimèrent aux Pyrénées leur individualité structurale : d'abord des déformations; la première, peu importante donna de petits plis subméridiens, mais les suivantes amenèrent la formation de plis parallèles d'axe W.NW—E.SE accompagnés d'une schistosité plan axial; puis des cassures verticales longitudinales.

Les massifs granodioritiques montèrent de la profondeur à la fin de la phase majeure du plissement.

Puis la région demeura probablement émergée jusqu'au dépôt des conglomérats du Trias dont les éléments proviennent de l'érosion de la chaîne nouvellement formée. Avec le Trias supérieur s'installèrent des conditions marines peu profondes et calmes. Mais à cette époque le rejeu en distention de failles hercyniennes permit la montée du volcanisme ophitique.

On ne connaît pas, faute de dépôts, l'histoire de cette portion de la Zone primaire axiale pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Pour la frange de la Zone nord-pyrénéenne comprise sur la feuille, le Jurassique fut une période de dépôt de carbonates sur une plate-forme épicontinentale subsidente.

La mer revint sur la Zone primaire axiale à partir de l'Albien; des brèches chaotiques et des grès s'accumulèrent dans un sillon déterminé sur le front nord de la Zone axiale par le rejeu des vieilles failles hercyniennes. Au Cénomanién inférieur la mer avait atteint le secteur de la forêt d'Arragnat puis au Cénomanién supérieur la région du pic de Ger recouvrant probablement l'ensemble de la Zone axiale. C'était une mer chaude et peu profonde où se sont déposés des calcaires zoogènes, parfois détritiques, jusqu'au début du Campanien.

Les mouvements pyrénéens se produisirent à la fin de l'Eocène en trois phases successives :

— une première phase, majeure, qui d'une part a resserré dans le sens N—S les plis hercyniens et les a entraînés, à quelques exceptions près, ainsi que les calcaires crétacés, dans un mouvement de déversement vers le Sud et d'autre part a provoqué le rejeu des accidents hercyniens;

— une deuxième phase aux effets plus localisés a donné des plis subméridiens;

— la troisième phase a donné une schistosité et des cassures N—S.

Le relief qui résultait des phases d'érosion du Néogène et du Quaternaire ancien a été réaménagé au Quaternaire moyen par d'énormes glaciers qui atteignaient au Nord la région de Lourdes. Ils ont laissé lors de leurs phases de retrait successives de nombreux dépôts morainiques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Ordovicien et Silurien

Les terrains les plus anciens affleurent dans la zone anticlinale de Pierrefitte, d'Arrens à l'Ouest jusqu'à Chèze à l'Est. Il s'agit d'une puissante formation de quartzo-phyllasses à intercalations volcaniques et d'un complexe volcano-sédimentaire carbonaté, surmontés par les schistes ampéliteux du Silurien.

o1-4. Ordovicien inférieur. Quartzo-phyllades et rhyolites. On ne connaît pas la base de cette série dont la puissance est de 400 à 500 m au moins et qui est parfois surmontée par des niveaux à faune du Caradoc.

Il s'agit surtout de quartzo-phyllades caractérisées par une succession rythmique pélique et gréseuse, à granoclassement et stratifications entrecroisées fréquentes. Des bancs et lits argilo-silteux gris foncé alternent avec des grès quartzites de teinte claire. La monotonie de cette série bien représentée au-dessus des mines de Pierrefitte, du Soum d'Arrouyes jusqu'au pic Araillé, est rompue par des intercalations de rhyolites de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de puissance, concordantes avec la stratification, affectées par la schistosité et plus ou moins associées à des niveaux volcano-détritiques. Ces derniers, microconglomératiques à grossiers, contiennent des éléments de roches volcaniques et de quartzites. Cette série se termine parfois par des siltites et des schistes gris-noir.

Les rhyolites correspondent soit à des coulées de laves, soit à des sills pénécemporains de la sédimentation, en partie érodés et redéposés dans l'eau sous forme de niveaux détritiques polygéniques. Elles sont concentrées suivant un axe orienté W—E (Estaing, pic Araillé, pic de Viscos) et sont absentes ou rares de part et d'autre de cet axe.

o5-6. Ordovicien supérieur. Complexe volcano-sédimentaire carbonaté. Sa puissance (0 à 250 m) et sa lithologie sont très variables, les seuls caractères assez généraux étant l'abondance des carbonates et la présence de brèches.

Le volcanisme essentiellement intermédiaire à basique, contrairement à celui de la série inférieure, se manifeste de deux façons : par des laves basaltiques albitiques (spilites) parfois à structures en coussins (*pillow lavas*) présentes sporadiquement suivant le même axe W—E que le volcanisme acide (Chèze, Pierrefitte, Couledous, Malinat, Banciole); par des dépôts volcanoclastiques souvent plus ou moins carbonatés et qui débordent largement l'axe précédent. Ces dépôts sont de deux sortes : des dépôts pyroclastiques riches en chlorite, séricite, albite, minéraux du titane, épidote, apatite et tourmaline, mais pauvres en quartz, et des dépôts volcano-détritiques où le quartz est plus ou moins abondant.

Les laves et tufs admettent des intercalations de roches sombres, très dures, constituées essentiellement d'albite. Il s'agit d'albitites primaires associées au volcanisme basique car on les retrouve en galets dans les formations volcano-détritiques.

Des calcaires à intercalations bréchiques peuvent constituer, de part et d'autre de l'axe volcanique, l'ensemble de la série. Les éléments des brèches sont centimétriques à pluridécimétriques et sont constitués de calcaire, parfois de tufs, plus rarement de basaltes. L'ensemble est assez bien stratifié, parfois grossièrement classé. Vers le sommet du complexe existent localement des lentilles conglomératiques dont certains éléments sont teintés en vert vif par un mica chromifère, la fuchsite. Outre de nombreux éléments de calcaires provenant des couches sous-jacentes, ces conglomérats contiennent des galets de siltites et de rhyolites de l'Ordovicien inférieur.

Des schistes et grauwackes, à l'aspect caractéristique de « schistes troués », associés aux calcaires, ont fourni dans le massif du pic Arrouy *Orthis actoniae*, *O. elegantula*, *O. vespertilio*, *Plectambonites sericea* et de nombreux autres Brachiopodes dont l'association caractérise le Caradoc, accompagnés de Tentaculites et de divers Bryozoaires, Polypiers et Gastropodes. D'autres occurrences lumachelliques existent çà et là, en particulier au pic du Cabaliros.

s. Silurien. Schistes ampéliteux à Graptolites et calcaires à Orthocères. Il s'agit d'un ensemble de 200 m de puissance de « schistes noirs carburés »

pyriteux, à intercalations de calcaires noirs, que des Graptolites datent de la partie inférieure du Silurien. Dans le massif du Cabaliros il est transgressif sur divers termes de l'Ordovicien.

Aux abords du Turon de Bène situé à l'Ouest de Pierrefitte-Nestalas les terrains siluriens montrent la succession suivante de bas en haut :

- des schistes noirs ampéliteux et pyriteux à nombreuses empreintes de Monograptidés (20 à 30 m),
- des schistes noirs et gris, ardoisiers, légèrement gréseux, intercalés de minces lits gréseux clairs donnant à l'ensemble un aspect rubané (100 m),
- des schistes pyriteux, graphiteux, légèrement gréseux, à *Monograptus priodon*, *M. halli*, *M. vesiculosus*, *M. spiralis* qui correspondent au Llandoveryen supérieur (50 m).

Des couches identiques sont surmontées le long de la route d'Uz à Saint-Savin par :

- des schistes noirs à mauvaises empreintes de Graptolites (30 à 40 m),
- des ampélites très noires à intercalations décimétriques de calcaires gris foncé pyriteux (40 à 60 m),
- des schistes gris clair et rouille à intercalations graphiteuses.

Au Nord du pic de Habouret et dans la vallée du gave d'Azun existent, au sein de schistes à Graptolites assez élevés dans la série, de petits niveaux calcaires à sections d'Orthocères. Ces couches et les niveaux supérieurs de la série des environs de Saint-Savin pourraient représenter le *Wenlockien*.

Les limites cartographiques du Silurien avec l'Ordovicien et le Dévonien sont affectées d'une certaine indétermination en raison du développement de faciès noirs non fossilifères au-dessous et au-dessus de l'ensemble des schistes carburés, en particulier dans le Dévonien inférieur.

Dévonien

Deux grands ensembles lithologiques constituent le Dévonien : l'un à dominante grés-pélitique, représente le Dévonien inférieur et, localement, la base du Dévonien moyen, l'autre, calcaire, représente la majeure partie du Dévonien moyen et le Dévonien supérieur. Leur limite, utilisée pour la cartographie, n'a pas, dans son ensemble, la valeur d'une coupure stratigraphique, l'établissement de la sédimentation calcaire ne s'étant pas produit partout au même moment.

d1C. Calcaires marmoréens éodévoniens. Ces calcaires, épais d'environ 150 m, sont intercalés dans la série grés-pélitique du Dévonien inférieur de la région des anciennes mines d'Arre, au Sud du Crétacé supérieur du pic de Ger. Ils affleurent également à l'Est du Pène Sarrière.

Ce sont des calcaires massifs, à patine gris clair et cassure blanche, largement recristallisés, à lits et rubans siliceux, fréquemment dolomitisés le long des plans de stratification et de fracture. Des roches d'origine volcanique, à composition minéralogique du type spilites - kératophyres, y sont interstratifiées en lentilles d'épaisseur décimétrique à hectométrique.

d1-2. Dévonien inférieur et base du Dévonien moyen. Pélites et grès. Il s'agit d'une série de 500 m de puissance environ de grès, de pélites gréseuses micacées, de pélites à fins rubanements gréseux, de pélites ardoisières, de grauweekes souvent fossilifères, comportant, surtout vers le sommet, des intercalations plus ou moins importantes de calcaires.

Les couches les plus anciennes affleurent dans la vallée du gave de Pau : ce sont des grès et schistes sombres surmontés de pélites carbonatées gris-vert à intercalations calcaires et renfermant de nombreux fossiles dont *Acrospirifer*

primaevus qui caractérise le Siegenien. Plus à l'Ouest, la bande septentrionale montre des quartzites et pélites gréseuses, des grès et pélites en alternance millimétrique, représentant l'Emsien; au dessus, viennent des pélites calcaréo-gréseuses intercalées de calcaires et de grauwackes localement très fossilifères, à *Acrospirifer paradoxus* et *Paraspirifer cultrijugatus*, Brachiopodes dont l'association caractérise la base de l'Eifélien. Dans la région de Luz, ce sont des pélites schisteuses, sériciteuses et chloriteuses, à rares intercalations calcaires, très peu fossilifères. De la vallée du gave d'Arrens à la région du lac d'Uzious ce sont des formations sombres de quartzites, pélites gréseuses et micacées, pélites à fins lits gréseux, à rares intercalations calcaires à *Acrospirifer paradoxus*, attribuées à l'Emsien.

Il n'existe pas, du fait de la tectonique et des dépôts glaciaires, de coupe offrant une succession complète de la série. L'observation porte seulement sur des coupes fragmentaires à raccordement hasardeux.

• **Siegenien.** Dans la tranchée de la route d'Uz à Saint-Savin, affleurent, apparemment en continuité avec le Silurien :

- des phyllades et quartzites gris foncé et noirs (50 à 100 m),
- des pélites calcaréo-gréseuses grises à gris-vert à fréquentes alternances centimétriques de lits phylliteux et de lits calcaires et à intercalations de calcaires gris-bleu à patine claire, à entroques et Brachiopodes (50 à 100 m),
- des calcschistes sériciteux gris, intercalés de bancs de calcaire gris clair ou ocre à cassure gris bleuté (40 m),
- des schistes sériciteux et des calcschistes gris verdâtre.

Le premier terme de cette série est à rapprocher d'une formation noire connue dans la région de Chèze et au Sud du pic de Nerbiou et qui n'a pas été distinguée sur la carte des schistes carburés noirs du Silurien. Riche en pyrrhotite, elle est constituée de siltites quartzzeuses, de tufs volcaniques, de calcaires noirs rubanés et présente, dans la moitié supérieure, des lentilles de calcaires massifs gris-blanc datés par Conodontes du Siegenien. Elle précède la série schistogréseuse de 300 m de puissance qui représente l'Emsien. On retrouve le deuxième terme de cette coupe près d'Arcizans-avant, dans les gorges du gave d'Azun au Sud d'Arras-en-Lavedan, à Nouaux et à Caillabets, et en rive droite du gave de Pau, au Nord de Souin. Ils y trouve, parfois en abondance, *Acrospirifer primaevus* dont la répartition se limite à peu près au Siegenien, *Stropheodonta tricultra*, *Schizophoria valvularia*, *Pleurodyctium problematicum* ainsi que des Tentaculites.

Dans la région de Luz-Saint-Sauveur on observe, entre le Silurien et l'Emsien, des métapélites grises à verdâtres à minces niveaux gréseux ou calcaires de teinte claire (100 m ?) et des schistes ardoisiers sombres surmontés de dalles calcaires intercalées de calcschistes.

Le Siegenien est donc représenté aux abords de la vallée du gave de Pau; la présence du Gédinnien n'est pas prouvée, mais rien ne permet d'envisager une discontinuité entre les assises du Dévonien inférieur et celles du Silurien sous-jacent.

• **Emsien et base de l'Eifélien.** Au col d'Aubisque, sur les pentes du Soum de Grum, et au col du Soulor, sur la crête du Cap d'Aout, on observe, de bas en haut :

- des quartzo-phyllades et quartzites à patine ocre et cassure sombre (arête orientale du Soum de Grum) en bancs métriques, à minces intercalations de pélites sombres et à rares niveaux carbonatés (> 80 m),
- un ensemble de pélites gréseuses et de pélites argileuses micacées, caractérisé par l'alternance de lits millimétriques de grès et pélites (50 à 100 m),
- un ensemble de pélites gréseuses et calcaréo-gréseuses micacées (50 à

100 m) qui présentent souvent un aspect de « grauwackes » par suite de décalcification superficielle, et qui sont intercalées de niveaux de 1 à 2 m d'épaisseur de calcaires cristallins à entroques et de barres plus ou moins lenticulaires pouvant atteindre 30 m de puissance (C) de calcaires microcristallins à patine gris ocre et cassure bleu-noir,

— enfin des pélites argileuses et micacées, sombres, encore intercalées de calcaires (30 à 40 m).

Les pélites calcaréo-gréseuses et les calcaires qui leur sont associés ont fourni en abondance *Paraspirifer cultrijugatus*, *Hysterolites alatiformis*, *Stropheodonta taeniolata*, *Dalmanella opercularis*, *Phacops fecundus degener* et *Asteropyge punctata* dont l'association caractérise la base de l'Eifélien, des *Pleurotomariidae*, des Bryozoaires.

Au Soum de Grum, les niveaux calcaires supérieurs renferment des Conodontes, des Tentaculites, des Polypiers, des Gastropodes, des Lamellibranches, des Bryozoaires du genre *Fistulipora* et de rares Goniates dont les caractères semblent être ceux d'un groupe du Dévonien moyen.

En conséquence, les pélites à microrhythmes gréseux et les quartzites situés sous les calcaires représentent l'Emsien et, comme les premiers niveaux fossilifères eiféliens sont loin du sommet de l'ensemble grés-pélitique, une grande partie de celui-ci appartient probablement au Dévonien moyen.

Les divers termes de cette série affleurent au col de Soum, au col de Spandelles et au col de Couraduque, avec des épaisseurs variables. On remarque, en particulier, les pélites à microrhythmes gréseux. Ce faciès est caractérisé par l'alternance, répétée un grand nombre de fois, de lits millimétriques sombres de minéraux phylliteux et de lits clairs généralement plus minces, parfois amygdalaires, granoclassés, où domine le quartz. Une telle stratification peut résulter d'un écoulement progressif du matériel détritique terrigène en fonction de la pente, mais on a aussi évoqué l'étalement d'un matériel sableux fin par des courants de marée ce qui indiquerait alors un milieu de dépôt très peu profond. Les lits gréseux peuvent atteindre, sur quelques mètres ou quelques dizaines de mètres de puissance, plusieurs millimètres d'épaisseur ou même plus d'un centimètre, les lits phylliteux demeurant très discrets; ces horizons quartzeux ont été localement représentés sur la carte.

Notons enfin la présence d'un tuf rhyolitique vraisemblablement vers le haut de la série, au Sud de Ferrières (x : 388,30; y : 79,85).

Dans la région du lac d'Uzious, l'Emsien est représenté par des pélites gréseuses et micacées de teinte rouille, riches en pyrite, passant à des quartzites, et par des pélites à microrhythmes gréseux à petites intercalations carbonatées de 0,50 m à 2 m d'épaisseur, fréquemment décalcifiées en surface, ce qui leur donne un aspect poreux caractéristique. Les bancs fossilifères, fréquents, renferment *Atrypa reticularis* et *Acrospirifer paradoxus*. Au sommet de la série, on observe soit une alternance de niveaux calcaires décimétriques et de pélites gréseuses, par exemple à la Géougue d'Arre, soit l'apparition progressive de calcaires feuilletés ou en dalles minces, comme au pic de la Latte de Bazen. L'ensemble atteint 200 m d'épaisseur au pic Sanctus. Ces formations s'étendent vers l'Est jusqu'à la vallée du gave d'Estaing.

Vers Cauterets et Luz-Saint-Sauveur on attribue à l'Emsien des formations non fossilifères mais lithologiquement analogues à celles de la région des cols d'Aubisque et du Soulor.

d3-6. Calcaires non subdivisés du Dévonien moyen et supérieur;

d3-4. Calcaires à Polypiers du Dévonien moyen;

d5-6a. Calcaires limoniteux du pic de Navaillo. Dans la partie septentrionale de la feuille, le Dévonien moyen et supérieur est représenté par des calcaires

massifs de teinte claire à Polypiers et par des calcaires à Brachiopodes surmontés localement par des calcaires ocre, des calcschistes versicolores et des calcaires amygdalaires rappelant le faciès *griotte* (20 à 100 m).

Vers le Sud, le Dévonien moyen et supérieur est constitué de calcaires massifs à rubans siliceux (100 à 200 m) surmontés, dans les affleurements les plus méridionaux, de calcaires *griottes*.

Au pic de Navaillo, situé dans la bande septentrionale, on observe du Nord au Sud, à partir des pélites emsiennes du col de Spandelles :

- des calcaires en dalles,
- des calcaires massifs, clairs, à nombreux Polypiers caractéristiques de l'Eifélien et du Givétien dont *Alveolites* sp., *Thamnophyllum* sp., *Acanthophyllum heterophyllum*, *Heliophyllum* (70 m),
- des calcaires clairs à intercalations calcschisteuses, à Crinoïdes, Polypiers, Lamellibranches et Brachiopodes dont des Rhynchonellidés du genre *Pugnax*, représentant le Frasnien inférieur (30 m),
- des calcaires et calcschistes ocre, limoniteux, à nombreux débris de Gastropodes, Lamellibranches, Orthocères et Goniatites dont *Cheiloceras verneuili*, *Ch. planilobum*, *Tornoceras simplex*, *Aulaenoceras kayserlingi*, dont l'association correspond au Frasnien supérieur et au Famennien inférieur (30 m).

Cette dernière formation est discontinue. Elle est surmontée plus à l'Ouest (feuille Laruns) par des calcaires à pâte fine, teintés de vert et de rose, à texture rubanée ou amygdalaire, rappelant le faciès *griotte* et situés sous les lydiennes de la base du Carbonifère. Des couches similaires couronnent l'ensemble calcaire dévonien au Nord de Marsous et d'Aucun. Tout ou partie de cette série est en de nombreux endroits, comme dans le bois d'Arragnat, au mont de Gez, à l'Ouest d'Arbéost et à la crête d'Andreyt, transformée en dolomie grise, à patine rousse, largement cristalline.

A l'Est du gave de Pau, à Beaucens, au pic de Nerbiou et aux pics de Yéous, l'ensemble calcaire, épais de 150 m environ, est constitué, de bas en haut, par des calcaires à Encrines en petits bancs (45 m), des calcaires en bancs massifs gris bleuâtre à patine blanchâtre (20 m) et des calcaires dolomitiques gris. Ils passeraient latéralement, à la Courade de Maucasau, à une alternance de pélites gréseuses et de bancs calcaires. Ces formations gréso-pélitiques, incluses sur la carte dans le Dévonien « inférieur », représenteraient donc des niveaux élevés du Dévonien, mais aucun argument paléontologique n'a encore confirmé cette hypothèse.

De part et d'autre de la vallée du Soussouéou, par exemple près du col d'Arrious (Sud-Ouest de la feuille), le Dévonien moyen et tout ou partie du Dévonien supérieur sont représentés par des calcaires gris en dalles et par des calcaires zonés que surmontent des calcaires à rubans siliceux et des calcaires manganésifères (100 m). Vers Cauterets et Luz-Saint-Sauveur il leur correspond une série réduite de calcaires gris, en dalles à la base, puis massifs et à accidents ou rubans siliceux vers le haut (50 à 60 m), surmontés de calcaires et calcschistes versicolores localement amygdalaires (10 à 20 m). En l'absence d'arguments paléontologiques, l'attribution au Dévonien moyen et supérieur de ces formations reposait encore récemment sur leur situation entre l'ensemble gréso-pélitique du Dévonien inférieur et la base du Carbonifère. La découverte de Conodontes des zones à *Polygnathus asymmetricus* dans les calcaires rubanés du pic Larrue (feuille Vielle-Aure voisine) a prouvé la présence du Frasnien moyen.

d5-6b. Dévonien supérieur. Pélites et grès. Dans l'angle sud-ouest de la feuille, les pentes situées aux alentours de la cabane d'Arrious sont constituées de pélites micacées gris-vert à gris sombre, à intercalations de minces lits gréseux légèrement calcareux. Cette formation est largement développée sur la feuille

Laruns voisine, entre les calcaires massifs à Polypiers du Dévonien moyen et soit les calcaires griottes du Dévonien terminal, soit les calcaires de la base du Carbonifère. Renfermant *Cyrtospirifer verneuili*, *Productella subaculeata*, *Atrypa aspera* et de nombreux Conodontes, elle représente le Frasnien et le Famennien inférieur.

Carbonifère

Les terrains carbonifères affleurent le long de la limite nord de la feuille, où ils constituent d'étroits synclinaux, et dans la partie méridionale en une large bande synclinale bordant les massifs granitiques de Cauterets.

Dans les synclinaux septentrionaux ils débutent par des calcaires amygdalaires versicolores à Goniates suivis de calcaires finement stratifiés sombres. Les surmonte une formation schisto-gréseuse. Au voisinage des granites, ils débutent par un horizon de schistes noirs et de lydiennes à nodules phosphatés que surmontent des calcaires ou une formation calcaréo-schisteuse (Cambasque) puis une formation schisto-gréseuse et, enfin, un ensemble transgressif de quartzites verts intercalés de grès et de schistes qui, plus près des granites, représente seul le Carbonifère et, au moins en quelques points, le Dévonien terminal.

hL. Schistes noirs et lydiennes à nodules phosphatés. Cette formation de 10 à 20 m de puissance est constituée de jaspes et schistes noirs alternant avec de minces niveaux de lydiennes à Radiolaires et renfermant en proportion variable des nodules sombres, de quelques centimètres de diamètre, riches en phosphate (25 à 65 % de phosphate tricalcique). On y rencontre aussi, localement, des couches riches en oxyde de manganèse.

L'horizon à lydiennes repose en concordance sur les calcaires griottes du Dévonien terminal près de Luz-Saint-Sauveur, dans la région du lac d'Ilhéou, au pic de l'Arcoèche et à proximité du col de Taouseilla. Il n'existe pas là où les calcaires griottes sont absents.

Ces couches représentaient classiquement la base du Viséen, le Tournaisien correspondant à un retrait de la mer. Cependant, des recherches sur la zonation biostratigraphique des Conodontes ont conduit, en certains points de la feuille Laruns, à les situer à des niveaux variables entre le Famennien supérieur et le Viséen; elles représentent donc là, au moins partiellement, le Tournaisien.

h1-2. Dinantien. Calcaires à Goniates et calcschistes versicolores, calcaires lités. A l'Ouest d'Argelès-Gazost, le Carbonifère débute par un niveau où alternent des grès ocre, des schistes verts et de minces lits calcaires (2 m). Il est suivi de calcaires blancs à blanc rosé, à grain très fin, à texture amygdalaire (2 m), qui contiennent, au Sud-Est du mont de Gez, les associations de Conodontes caractéristiques du Tournaisien moyen et supérieur (zones à *Siphonodella* - *Pseudo-polygnathus triangulus triangulus* et *Scaliognathus anchoralis*). Ces calcaires sont surmontés par des calcaires amygdalaires blancs veinés ou tachés de rose, rouge ou vert (*), à intercalations de calcschistes verts, passant vers le haut à des calcaires à patine ocre parcourus de joints phylliteux, limoniteux, entrelacés, et à cassure grise ou violacée (10 à 15 m). Ils renferment les zones de Conodontes (*Gnathodus*) du Viséen et montrent de nombreuses sections de Goniates; à l'Est, d'Argelès-Gazost, ils ont fourni *Pericyclus virgatus*, *Merocanites djaprakensis*, *Munsteroceras occidentale* et *Goniates baylei*. Après quelques mètres de schistes gris-vert, rougeâtres ou violacés, viennent des calcaires sombres d'abord en minces plaquettes puis en bancs décimétriques,

(*) Ils sont parfois appelés « fausses griottes ».

caractérisés par une texture très finement rubanée due à l'alternance microrhythmique de lits de calcite claire et de lits de calcite mêlée de fines inclusions charbonneuses (30 m). Ils n'ont pas fourni de fossiles mais on sait que dans la vallée du Brousset (feuille Laruns) des calcaires présentant les mêmes caractères pétrographiques d'une part, également situés au-dessus de calcaires viséens à Goniatisites d'autre part, et classiquement attribués, quoiqu'avec doute, au Viséen supérieur, ont fourni récemment des Conodontes du Namurien.

Les couches précédentes ne sont pas connues à la base du Carbonifère schisto-gréseux de la haute vallée du Bergons peut-être, en partie, du fait des mauvaises conditions d'affleurement. Mais les calcaires amygdalaires à Goniatisites affleurent un peu plus à l'Ouest, dans le ravin de la Chourrière puis, çà et là, jusque dans le bois du Sarrat de Grum. Au Nord du bois d'Andreyt, quelques mètres de calcaires gris clair peu distincts des calcaires dévoniens ont fourni des Conodontes (*Gnathodus semiglaber*, *G. texanus*) du Tournaisien supérieur — Viséen inférieur. A la crête d'Andreyt existent en disposition renversée sous les calcaires dévoniens quelques mètres de calcaires clairs plus ou moins amygdalaires à joints phylliteux ocre et de schistes verts et rougeâtres non distingués sur la carte du fait de leur exigüité.

Au Sud de Luz-Saint-Sauveur et dans la région du col d'Ilhéou on attribue au Viséen des calcschistes griotteux verts ou violacés (10 à 20 m) situés au-dessus des lydiennes et des calcaires gris ou teintés comme les niveaux précédents, plus massifs, à rubans et accidents siliceux, localement amygdalaires, qui les surmontent (30 m).

Au col de Paloumère, il s'agit de calcaires gris ou de calcschistes (20 m). Au col de Taouseilla on observe des calcschistes violacés, verdâtres et ocre auxquels succèdent plus à l'Ouest des calcaires à patine ocre à joints phylliteux entrelacés et des calcaires à accidents siliceux. Ces formations n'ayant pas été cartographiées avec suffisamment de précision sont incluses sur la carte dans le Carbonifère indifférencié (h).

hC. Formation calcaréo-schisteuse de Cambasque. A l'Ouest de Cauterets, une formation à aspect de flysch, constituée d'une alternance de calcschistes, de calcaires en petits bancs et de schistes sombres ou gris verdâtre, surmonte les calcaires amygdalaires à rubans siliceux. Des horizons calcaires massifs, de 10 m ou plus de puissance, s'y intercalent à des niveaux variables. L'épaisseur totale est de l'ordre de 150 à 200 mètres. On admet qu'elle représente une partie du Viséen.

Elle s'étend dans les mêmes conditions et avec les mêmes caractères vers Saint-Sauveur et vers le pic Monesté. Plus à l'Ouest, elle est incluse sur la carte dans le Carbonifère indifférencié (h).

Une formation analogue affleure dans les pentes sud de la crête d'Andreyt, avec cependant des intercalations gréseuses, et dans la forêt de la Herrère à l'Ouest d'Arbéost.

h3-4. Namuro-Westphalien. Schistes et grès à plantes. Il s'agit, au Sud de Luz-Saint-Sauveur, vers Cauterets, dans la vallée du gave d'Ilhéou et au pic Monesté, d'un ensemble de 100 à 200 m de puissance environ, de grès micacés de teinte sombre, gris verdâtre ou ocre, et de schistes noirs ardoisiers. Les minces bancs de grès montrent de nombreuses figures de sédimentation et présentent fréquemment des empreintes de végétaux flottés, en particulier des *Calamites* et des pistes de *Vers Nereites*. Ces caractères rapprochent cette série de celle qui renferme des *Calamites* et des Sigillaires du Namurien et du Westphalien sur la feuille Laruns.

Au mont de Gez et dans la forêt d'Arragnat, un ensemble analogue, débutant cependant par des schistes gris-vert localement suivis de minces bancs de calcaires à Crinoïdes, repose sur les calcaires viséens.

Plus au Nord, à hauteur de Chavarou, on observe dès la base une brèche de plusieurs mètres de puissance caractérisée par l'abondance d'éléments de lydiennes. Au Nord du bois d'Andreyt de telles brèches en lentilles ou niveaux atteignant plusieurs mètres d'épaisseur, s'intercalent dans les cinquante premiers mètres d'un ensemble de schistes sombres et de grès où l'on remarque aussi quelques horizons calcaires. Ces brèches renferment dans un ciment carbonaté des éléments de la taille du millimètre ou du centimètre, parfois du décimètre, de calcaires, dolomies et schistes dévoniens, des quartz blancs roulés et des jaspes de la base du Carbonifère. Cet ensemble qui vient au-dessus de calcaires du Viséen inférieur très réduits représente peut-être à la base le Viséen supérieur.

hS. Quartzites de la série de Sia. Sia est un hameau situé dans la vallée du gave de Pau, sur le territoire de la feuille Vielle-Aure, très près de l'angle sud-est de la feuille Argelès-Gazost. La vallée y recoupe jusqu'à 400 m en amont du pont Napoléon un ensemble aux caractères lithologiques très particuliers.

Il s'agit d'un complexe de 400 à 500 m de puissance environ de grès quartzitiques de teinte verdâtre à ocre en bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Les bancs sont parfois séparés par des niveaux où alternent des lits gréseux ocre et des lits pélitiques sombres. Dans le massif du Lurien s'y associent des conglomérats à galets centimétriques de quartz et à ciment quartzitique. Dans ce même massif des niveaux de calcaires versicolores sont intercalés dans la partie inférieure de la série.

Les grès montrent souvent un granoclassement vertical et des figures de stratification oblique ou entrecroisée. Ils sont constitués de grains de quartz relativement usés de 0,1 mm à plus de 2 mm de diamètre accompagnés de paillettes de muscovite et de chlorite, et d'un ciment phylliteux surtout chloriteux.

La série de Sia repose apparemment en concordance sur : les schistes et grès à plantes namuriens au Sud de Luz-Saint-Sauveur et au Sud-Ouest de Cauterets, la formation de Cambasque dans le cirque du Lis, les calcaires de la base du Carbonifère au pic de l'Arcoèche et, enfin, sur les calcaires rubanés ou manganésifères du Dévonien dans les secteurs plus méridionaux du pic Péguère, du pic Estibère et de la vallée du Soussouéou. Elle apparaît donc transgressive. Par ailleurs, elle semble constituer l'équivalent méridional de la formation des schistes et grès à plantes namuro-westphaliens.

Sur cette feuille la série de Sia n'a pas fourni de restes fossiles. Mais sur la feuille Gavarnie, dans la région d'Estom-Soubiran, on y a recueilli des restes de *Calamites* (*Macrostachya*) connus au Carbonifère moyen et supérieur. Par ailleurs, l'un des rares bancs calcaires de la partie inférieure de la série, situé près de la cabane de Séous, à l'Ouest de la vallée du Soussouéou, a fourni une association de Conodontes caractérisant le Frasnien. Ce fait s'accorde avec l'âge frasnien moyen des calcaires rubanés sur lesquels repose également la série de Sia au pic Larrue (feuille Vielle-Aure). Ainsi, la série de Sia débiterait dans les régions du Péguère, du pic Estibère et du Lurien avec le Frasnien supérieur, et se poursuivrait durant le Carbonifère. Dans ses affleurements de Luz-Saint-Sauveur, de la vallée du gave d'Ilhéou, du Soum de Grum et du pic de l'Arcoèche elle ne correspondrait qu'au Carbonifère supérieur.

Remarque :

L'âge carbonifère de cette série lui fut attribué par A. Bresson et confirmé par R. Mirouse. Depuis lors des auteurs s'appuyant sur une analyse stratigraphique fine et sur des datations à l'aide des Conodontes ont conclu, après étude de secteurs situés au voisinage de la feuille Argelès-Gazost, que cette série était entièrement dévonienne (Frasnien-Famennien) et supportait les niveaux de base (lydiennes) du Carbonifère. On voit qu'il y a opposition totale entre les deux conceptions.

Trias

Le Trias soit repose en discordance sur les terrains paléozoïques, soit forme des synclinaux très pincés soulignant les accidents du socle.

ti. Trias inférieur. Conglomérats à galets centimétriques à décimétriques peu roulés de quartz blanc et de quartzite rosé ou gris, à ciment constitué de microconglomérat ou de grès quartzeux verdâtres à violacés, en bancs pouvant atteindre 1,50 m d'épaisseur; microconglomérats et grès quartzitiques blanc verdâtre à violets; pélites vertes, violettes ou noires intercalées. Epaisseur : 5 à 30 mètres.

tm. Trias moyen. Calcaires blancs à rosés, cristallins souvent mouchetés de magnétite, à débit en plaquettes, et dolomies gris clair, classiquement rapportés au Muschelkalk.

ts. Trias supérieur. Marnes bariolées, brèches, calcaires jaunes ou ocre, cargneules jaunes, en masses discontinues associées à de l'ophite.

Il n'est pas possible d'évaluer des épaisseurs dans ce matériel toujours situé dans des zones intensément tectonisées.

Jurassique

Les terrains jurassiques de la bordure nord-ouest de la feuille sont essentiellement constitués de dolomies et de calcaires zoogènes.

11-3. Lias inférieur (Hettangien — Sinémurien). Dolomies grises très fines, localement à nodules de calcite, parcourues de filonnets de calcite (au Nord du col de Louvie et du col d'Ansan). Epaisseur : 100 mètres.

15-6. Lias moyen (Charmouthien). Dolomies gris-bleu, très fines, azoïques, à débit en plaquettes, affleurant au Nord du col d'Ansan. **Calcaires** noirs, gréseux, à Bélemnites, reconnus seulement en éboulis dans la région du col de Louvie (non cartographiés). C'est l'aspect le plus fréquent du Lias moyen sur la feuille Lourdes (massif du Pibeste). Epaisseur : 15 mètres.

17-j2. Lias supérieur [Toarcien *pro parte* - Aalénien, Dogger (Callovien *pro parte*)]. De bas en haut :

- calcaires sombres à patine claire, à microfilaments (probablement des Algues) et débris d'Echinodermes : 100 mètres;
- calcaires gris-beige à Polypiers : 0,40 mètre;
- calcaires gris-beige lités, à débit en plaquettes : 5 mètres.

Le banc à Polypiers a fourni sur la feuille Lourdes *Trocholina* sp. qui situe ce niveau au passage Bathonien-Callovien.

j 3-6. Callovo-Oxfordien. Dolomies noires à patine sombre, largement cristallines, fétides au choc, pyriteuses, localement à gravelles centimétriques de calcite, admettant, surtout vers le haut, des intercalations calcaires ou calcaréodolomitiques à Trocholines. Certains niveaux montrent une accumulation de débris d'Echinodermes, de Gastropodes (Nérinées), de Lamellibranches, de Polypiers, de Bélemnites. Epaisseur : 400 mètres.

j 7-8. Kimméridgien. Calcaires et dolomies. Calcaires noirs, à patine grise, compacts, finement cristallins, généralement en bancs de 0,30 m à 0,50 m d'épaisseur, à débris d'Echinodermes et de Lamellibranches, constituant fréquemment de véritables lumachelles, à *Pseudocyclamina* sp., et intercalations marneuses azoïques de 0,20 m à 0,40 m d'épaisseur, plus ou moins espacées. Epaisseur : 250 mètres.

Localement, à l'Est des cabanes de Bat-Bielh, les calcaires cèdent la place, sur toute la hauteur de la série et sur 300 m d'Est en Ouest environ, à une dolomie cristalline noire d'origine secondaire liée à l'existence d'une faille à la faveur de laquelle des eaux magnésiennes venues des dolomies sous-jacentes ont pu épigéniser les calcaires.

Crétacé supérieur

Les terrains d'âge crétacé supérieur, discordants sur le Paléozoïque sont conservés dans trois secteurs de surfaces très inégales : le massif du pic de Ger, le chaînon pic de Bazès—Soum-de-la-Pène et l'affleurement d'Arbéost. A chacun de ces secteurs correspond une série particulière.

n7 - c2Br. Albien à Cénomanién. Brèches, marnes et calcaires d'Arbéost. Il s'agit d'un ensemble de calcaires microbréchiques, de microbrèches, de brèches chaotiques et de pélites ayant fourni en un point des Orbitolines de grande taille.

Il disparaît au Nord sous du matériel triasique chevauchant; son contact sud avec les terrains paléozoïques n'est pas évident, mais des granoclassements observés à plusieurs niveaux permettent d'envisager sa base dans cette direction.

On observe dans un escarpement culminant à 965 m à l'Ouest d'Arbéost ($x = 385,30$; $y = 80,90$), de bas en haut :

- des calcaires légèrement détritiques en bancs de 0,05 à 0,20 m d'épaisseur séparés par de minces niveaux de marnes noires micacées (10 m);

- des bancs de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur de brèches et microbrèches à ciment calcareux et éléments de schistes noirs anguleux et éléments roulés, presque sphériques, épars, de quartzite gris-vert (5 m);

- des bancs peu distincts où des blocs de taille variable de calcaires dévoniens sont emballés dans des schistes bleu-noir.

Ces couches ont fourni de grandes Orbitolines, des tests de Bivalves, des débris d'Algues Mélobésiées. Elles trouvent leur prolongement vers l'Est dans les brèches quartzeuses qui franchissent l'Ouzom un peu en amont de la passerelle d'Arbéost puis recoupent les premiers lacets de la route du col de Soulor.

Vient ensuite un ensemble puissant de « schistes » sombres à fins niveaux calcaires et gréseux, des bancs de brèches et de conglomérats, et des décharges localement très importantes (au Nord du confluent du ravin de Groute et de l'Ouzom) d'éléments centimétriques à métriques de calcaires, de dolomies, de pélites à microrhythmes dévoniens et contenant des petits quartz blancs bien roulés et de rares roches éruptives.

L'attribution à l'Albien-Cénomanién de cet ensemble ne s'appuie que sur la seule faune d'Orbitolines reconnue à l'Ouest d'Arbéost et sur la similitude de sa situation structurale avec celle des calcaires du pic de Bazès.

n7-c2. Albien à Cénomanién. Calcaires détritiques et bioclastiques, conglomérats du pic de Bazès et du Soum-de-la-Pène. La masse du pic de Bazès est constituée par environ 500 m de calcaires à patine et cassure jaunâtres ou grises, en bancs de 0,50 m à 1 m d'épaisseur ou massifs, très recristallisés et laminés, bioclastiques, légèrement gréseux (biomicrosparite à biosparite), renfermant de rares Orbitolines, des débris d'Inocérames, d'Echinodermes, de

Bryozoaires et d'Algues. Ils sont interrompus au Sud du sommet par des grès et microconglomérats quartzeux à patine sombre et cassure blanche débutant, au Nord, par un conglomérat à éléments de 1 à 10 cm de diamètre remaniant les calcaires sous-jacents.

Au Soum-de-la-Pène, les calcaires sont moins cristallisés dans l'ensemble. La succession semble être la suivante :

— brèche à éléments de calcaires dévono-carbonifères dans un ciment argileux verdâtre et grès grossier (Nord du pic de Peyre; bois de l'Abédet), ou bien conglomérat à éléments de quartzites gris-vert et de calcaires dévoniens dans un ciment carbonaté (Sud du pic de Peyre), l'épaisseur ne dépassant pas 2 m;

— calcaires à patine jaunâtre ou grise, à cassure jaunâtre, grise ou violacée, à débris de Mollusques et d'Encrines, et à grains de quartz, dans un ciment spathique [n7-c2(a)]. Les lits de grès à ciment carbonaté, de brèches à ciment argilo-ferrugineux rougeâtre, de conglomérats à éléments de quartz roulés centimétriques et de calcaires, sont nombreux. Un niveau de 10 à 15 m de puissance de grès, de microbrèches et brèches quartzieuses situé entre le Soum-de-la-Pène et le Soum-de-Laya est à rapprocher du niveau détritique grossier du pic de Bazès.

L'ensemble renferme des Orbitolines généralement de grande taille. De petites Préalvéolines apparaissent au-dessus de l'épisode détritique mentionné ci-dessus;

— calcaires à patine claire et cassure grise, à rares fantômes de tests et de débris d'Encrines [n7-c2(b)].

c1-3. Cénomanien à Turonien. Calcaires à Préalvéolines, calcaires micritiques. De bas en haut :

— brèche ou microbrèche à ciment calcaire et éléments centimétriques peu roulés de schistes, de grès et de quartzites provenant des terrains paléozoïques sur lesquels elle repose en discordance stratigraphique (0,20 m);

— calcaires gréseux et grès à ciment calcaire, à patine ocre et cassure grise à noire, en bancs de 0,05 à 0,30 m, à lits rougeâtres, à débris et sections d'Huîtres, de Rudistes (Caprines), d'Encrines et d'Algues, et renfermant des Lituolidés, de petites Préalvéolines, des Cunéolines, et des Miliolites (5 à 8 m);

— calcaires noirs à patine sombre, lités, en bancs peu nets de 0,50 m de puissance, cryptocristallins, légèrement gréseux, fournissant, surtout vers la base, des Préalvéolines (*Praealveolina brevis*), des Cunéolines, des Miliolites, des Lituolidés, des Trochamminidés, où s'intercalent deux bancs de calcaire à patine claire et cassure noire, très durs, de 0,20 m à 0,40 m d'épaisseur (10 à 20 m);

— calcaires massifs formant ressaut, à patine blanche et cassure noire, à grain très fin, parfois un peu dolomitiques, renfermant des Radiolaires, des spicules de Spongiaires, des débris d'Echinodermes et de Mollusques, de rares Globigérines et surtout de nombreux Lagénidés (25 m).

Les trois premiers termes représentent le Cénomanien supérieur. Les calcaires massifs correspondent au Turonien.

c4. Coniacien. Calcaires à Hippurites, dolomies. La succession lithologique présente des variations latérales rapides. Elle comprend les faciès suivants : calcaires dolomitiques, calcaires graveleux à débris d'organismes subrécifaux, calcaires à Polypiers, à Radiolitidés et à Hippuritidés, dolomies, toujours très recristallisés.

Au Nord de la Pène-Blanche, on observe, de bas en haut, la succession suivante :

— calcaires sombres, légèrement dolomitiques, en bancs de 0,50 à 1 m de puissance, à rares débris d'Echinodermes (25 m);

— calcaires gris ou noirs, lités, cryptocristallins, dolomitiques, à Hippuritidés et Radiolitidés, alternant vers le haut avec des bancs métriques de dolomie grise (12 m);

— dolomie grise cristalline, plus ou moins calcarifère et légèrement pyriteuse (25 m);

— calcaires dolomitiques noirs puis gris ou jaunâtres, devenant légèrement gréseux vers le haut, à Hippuritidés, Radiolitidés et Polypiers, et admettant de minces niveaux de dolomie cristalline grise (20 m).

Les calcaires renferment une microfaune relativement abondante à Ammodiscidés (*Glomospira*), Trochamminidés, Textulariidés, Cunéolines, Miliolles, ainsi que des débris de Bryozoaires, d'Echinodermes et de Mollusques.

Sur le territoire de la feuille Laruns, près des Eaux-Bonnes, ils ont fourni une faune d'Hippurites caractéristiques de l'étage (*Vaccinites giganteus*, *V. corbaricus*, *Orbignya socialis*) tandis que la microfaune comporte souvent des *Vidalina*.

c5a. Santonien inférieur. Calcaires détritiques. Il s'agit de calcaires détritiques, localement de microbrèches ou de brèches à éléments de quartz et de schistes (pouvant atteindre 2 cm de long), à patine jaune et cassure jaunâtre ou violacée, à joints ferrugineux rougeâtres, en bancs de 0,50 m à 1 m, alternant vers le haut avec des bancs métriques de calcaire gris à grain fin (40 à 50 m).

La plupart des décollements qui accidentent le massif du pic de Ger se produisent au niveau de cette formation qui, sur la feuille d'Argelès, est incomplète et très recristallisée.

Sur la feuille Laruns, ces calcaires renferment, à la base surtout, de nombreux Foraminifères (*Vidalina*, *Nummofallotia*, Cunéolines, Miliolles) et des Hippurites (*Orbignya*).

c5b. Santonien moyen. Calcaires subrécifaux. On a successivement :

— des calcaires gris, massifs, à nombreux joints stylolithiques rougeâtres, graveleux, légèrement gréseux, à Hippurites et Polypiers, à *Nummofallotia cretacea* et à Miliolles (100 m);

— des calcaires noirs, fins, à Lacazines abondantes (20 m).

c5c. Santonien supérieur. Calcaires à silex. Ce sont des calcaires à patine sombre, à cassure gris foncé, gréseux, à Lacazines, Cunéolines et Miliolles, à rognons siliceux abondants allongés dans le plan de stratification. Ils sont surmontés par des calcaires gris clair, lités, à rares rognons siliceux (20 à 30 m).

c1-5. Crétacé supérieur indifférencié. Calcaires massifs recristallisés. Sont rangés dans cette rubrique des calcaires massifs impossibles à ranger dans les coupures précédentes soit que leur étude reste à faire, soit que leur recristallisation trop intense ait détruit les éléments figurés. Cependant, dans la barre de calcaires qui monte de Gourette au pic Esquerra, le Cénomanién-Turonien et le Coniacien sont probablement représentés avec les mêmes caractères qu'au Sud du Pène Médée. Vers Gourette, ces calcaires doivent correspondre au Santonien moyen.

c6a. Campanien (passage Santonien—Campanien). Calcaires lités. Il s'agit de calcaires à patine blanchâtre ou grise et à cassure grise, lités, à débit en plaquettes, recristallisés, légèrement gréseux, à rares débris d'Echinodermes (30 m).

La limite entre le Santonien et le Campanien se situe vraisemblablement au sein de ce membre calcaire.

c6b. Campanien. Pélites et grès. Au-dessus d'un niveau décimétrique de brèches polygéniques à ciment calcaréo-argileux, pyriteux, renfermant *Orbitoides tissoti*, *Siderolites vidali*, *Nummofallotia* et à éléments calcaires empruntés au substrat, vient une alternance de lits de pélites sombres, azoïques, et de bancs de calcaires gréseux de 0,20 m à 0,50 m d'épaisseur, à patine brune et à cassure bleu-noir, ferrugineux, à Miliolites, Pithonelles et débris de Mollusques et d'Echinodermes.

La feuille Argelès-Gazost ne possède que l'extrême base de cette formation (20 à 30 m).

Quaternaire

Après une phase brutale de submersion du relief par le glacier en crue, qui ne laisse de traces importantes que dans les vallées les plus basses, le maximum d'extension glaciaire (Riss ?) est marqué par le stationnement dans le bassin d'Argelès d'un glacier de près de 1 000 mètres d'épaisseur et de 7 à 8 km de large. Des transfluences existent sur les langues affluentes et de profondes diffuences remontent de la glace sur les talwegs affluents. La ligne d'équilibre glaciaire peut être estimée à 1 600 mètres. La langue glaciaire, très engagée au-dessous de ce niveau, est soumise à une forte ablation et dispose sur les versants au-dessous de 1 300 m des moraines très volumineuses, auxquelles sont associées dans les obturations latérales des formations marginales très variées.

Après une phase de retrait qui entraîne la disjonction des grandes langues glaciaires, la fixation de la ligne d'équilibre glaciaire aux environs de 1 700 m détermine un nouveau stationnement (Würm ?) pour de grandes langues de 25 à 40 km de long, qui se terminaient dans les bassins d'Arrens et d'Argelès, où elles ont laissé des moraines terminales remarquablement formées. Entre l'extrémité des appareils du val d'Azun et la marge du glacier du Lavedan, un grand lac de barrage glaciaire a permis la conservation d'un important complexe interglaciaire.

Le Tardiglaciaire est encore marqué par l'existence de quelques glaciers de haute vallée du type alpin actuel, mais le Postglaciaire ne compte pratiquement plus que des glaciers de cirque. Si ces appareils sont modestes, ils n'en ont pas moins considérablement marqué le paysage de la haute montagne dont ils ont aiguisé les formes et où ils ont accumulé des quantités considérables de moraines à grosse blocaille. Par étapes successives, la ligne d'équilibre glaciaire s'est élevée jusqu'à son niveau actuel que l'on peut fixer à 2 700 m sur les faces nord et à 3 000 m ou plus sur les faces sud.

Gx. Stade d'extension maximal (Riss ?). C'est le moment où le glacier du Lavedan, qui a alors plus de 70 km de long depuis la crête frontière de Gavarnie, déborde largement de la montagne par le lobe de piémont de Lourdes. Sur les avant-chaînes elles-mêmes (Soum-de-Grum, pic de Bazès), il existait alors de petits appareils dans des cirques faiblement indiqués exposés au Nord ou à l'Est; ils ont laissé de petits arcs morainiques aux formes très émoussées par la solifluxion et qui permettent de situer la ligne d'équilibre glaciaire vers 1 500-1 600 m en ces lieux. Les grandes langues glaciaires qui s'étaient dans les bassins des grandes vallées étaient soumises à une forte ablation et déposaient d'abondantes moraines latérales, d'autant plus différenciées que l'on se trouve plus à l'aval. Le glacier envoyait de profondes diffuences dans les vallées affluentes déjà complètement modelées par l'érosion pré-glaciaire.

Gxa. Phase d'expansion du maximum glaciaire. Moraines à gros blocs de granite émoussés et très abondants et à matrice fine altérée. Elles tapissent de façon continue les bas versants du haut Bergons et les fonds de vallon au Nord d'Aucun. Elles pourraient être prises comme témoins d'une glaciation ancienne

(Mindel ?) mais ne présentent aucune forme construite caractéristique d'un stationnement. L'hypothèse d'un effacement complet des formes par l'érosion est invraisemblable, contredite par la permanence d'arcs et cordons anciens en situation beaucoup plus exposée. Ces moraines doivent être interprétées comme l'avancée première du glacier du maximum d'extension, submergeant un relief déjà différencié avant le stationnement de l'épistade du Bergons.

GFLxb1. Obturation glacio-lacustre du Bergons. Argiles et formations litées argilo-sableuses, comblant un ancien lac de marge glaciaire contemporain du stationnement au niveau le plus élevé.

Gxb1. Epistade du Bergons. Ensemble de deux arcs morainiques à forte convexité tournée vers l'amont de la vallée de Bergons; ils marquent le stationnement d'une langue diffuente du glacier principal suralimentée par la transfluence locale du glacier d'Azun à l'Ouest du mont de Gez. Ce vallum a une forme très émousée portant des sols évolués au sommet d'une zone d'altération ocre clair de 1 à 2 m d'épaisseur selon les lieux.

A cet épisode correspondent les banquettes marginales et les petites obturations latérales les plus élevées sur les massifs du Hautacam et du Cabaliros, entre 1 100 m et 1 300 mètres. Compte tenu du surcreusement du bassin d'Argelès, cela fixe au glacier du Lavedan une épaisseur de plus de 800 m entre Pierrefitte et Argelès-Gazost.

C'est au même moment que fonctionne au mieux la transfluence du col des Bordères, entre Arrens et Labat-de-Bun.

Gxb2. Epistade de Sère et moraines latérales du val d'Azun. Puissant arc morainique d'obturation de la vallée du Bergons, à proximité du village de Sère (cf. carte Lourdes); moraines latérales en cordons, banquettes et placages épais soliflués sur les deux versants du val d'Azun, mieux dessinés sur la rive gauche à plus faible pente. Les banquettes qui jalonnent l'amaigrissement saccadé de l'appareil sont particulièrement bien marquées à l'entrée de la transfluence du mont de Gez.

On peut rapporter aussi à cet épistade les obturations basses au Sud-Est d'Artalens-Souin et les placages morainiques situés au même niveau autour du bassin d'Argelès-Gazost vers 900-1 000 m d'altitude.

LGx-y. Complexe interglaciaire de Bun—Arras. Formations glacio-lacustres épaisses de 120 à 150 m, déposées dans un lac de barrage glaciaire marginal compris entre le glacier principal du Lavedan, appuyé sur sa rive gauche au verrou d'Arcizans-avant et l'extrémité des glaciers désormais disjoints du val d'Azun et du Labat.

Les dépôts purement lacustres sont, à la base, des argiles bleues à varves légèrement sablonneuses (LGx-ya), qui passent progressivement, à proximité du talweg, à d'épaisses moraines de retrait du maximum glaciaire (Gx). Au sommet sont d'épais cailloutis roulés et des sables grossiers bien stratifiés (LGx-yb), qui correspondent à la phase de progression du stade de disjonction.

Les dépôts lacustres sont coiffés au sommet par des formations diverses : sables et graviers d'un delta sous-lacustre au Sud de Bun (LGx-yc), à stratification entrecroisée et dans lesquels on note la présence de « galets de sable »; matériaux morainiques (LGx-yd) soit remaniés des moraines de versant du maximum d'extension glaciaire, soit déposés en milieu lacustre au cours de la réavancée qui prélude au stationnement Gya.

Avant le remaniement des moraines couronnant la formation, celle-ci a été tronquée à sa partie supérieure par une phase d'érosion correspondant sans

doute à la période froide et sèche du retrait wurmien, et qui donne à la surface topographique de cette fausse terrasse une pente longitudinale très forte et régulière (30 °/∞). La réalisation de ce plan incliné accompagne sans doute le retrait progressif du lac, dont le niveau s'abaissa de 820 m à 680 m à hauteur des cordons morainiques d'Arcizans-avant; après quoi, le retrait brutal du glacier du Lavedan entraîna la vidange rapide du lac et la création de la gorge d'Arras, en partie épigénique.

Placages morainiques sur versants, sans formes bien définies. En bas-Lavedan, ces formations proviennent pour une part de moraines de fond et pour l'essentiel de moraines d'ablation du glacier du maximum en décrue rapide; mais il n'est pas exclu qu'elles soient dans leur partie basse des moraines d'expansion de la phase de disjonction génétiquement comparables à **Gxa**. En haut-Ouzom, l'importance de la matrice argileuse provenant des schistes a provoqué de très fortes solifluxions, qui perturbent les formes initiales et rendent incertaine l'attribution à la phase **Gx** où à la phase **Gy**.

Gy. Stade de disjonction (Würm ?). Moraines totalement fixées portant des sols bruns épais et bien formés. Si le dessin des arcs et cordons reste très net, leur profil est cependant adouci par rapport aux constructions ultérieures.

Gya. Epistade d'Aucun et d'Argelès-Gazost.

— Moraines latérales en cordons et banquettes étagées sur les bas-versants du bassin d'Argelès; elles sont particulièrement bien formées sur la rive gauche, où des verrous structuraux de roche en place multipliaient les points d'appui pour le glacier moribond. Les cordons alternent là avec autant de chenaux marginaux par où s'échappaient les eaux pro-glaciaires.

— Ensemble de 7 arcs morainiques emboîtés sur deux kilomètres de largeur à l'aval du bassin d'Arrens; il est possible que les deux arcs internes soient identifiables à l'épistade d'Isaby (**Gyb**).

Les petits appareils de la crête de Viscos, attribuables à ce stade, fixent la ligne d'équilibre glaciaire vers 1 750 mètres.

Gyb. Epistade de Villelongue—Isaby. Arcs morainiques des vallées affluentes du gave de Pau en amont de Pierrefitte. La disjonction des glaciers affluents y fut tardive par rapport à celle du val d'Azun. Les volumineuses moraines de confluence à l'Est de Villelongue, placées en déséquilibre par la fusion du glacier principal, ont soliflué en une énorme coulée boueuse.

Gz. Moraines d'altitude

Gza. Arcs et cordons du Tardiglaciaire (stade d'Estaing). Moraines à forte proportion de matériaux fins, totalement fixées par la végétation. Dans la haute chaîne, elles correspondent à des glaciers de langue de 5 à 7 km, qui bâtaient de puissants arcs à l'issue des auges supérieures. Paradoxalement, dans les vallées les plus importantes, ces constructions sont plus rares, car les conditions d'étroitesse de la vallée et de pente des versants d'auge empêchaient leur dépôt organisé. En vallée d'Arrens, elles sont peut-être confondues avec les dépôts soliflués de l'ombilic du Tech. Dans les vallées du massif de Cauterets où l'alimentation était exceptionnellement forte, on peut attribuer à cette phase les accumulations informes mais très volumineuses échelonnées de la Raillère à l'aval de Cauterets.

Sur les reliefs plus avancés (massif du Gabizos et du Cabaliros), la phase est au mieux responsable de quelques festons de névés aux environs de 1 800 à 2 000 mètres.

Gzb. Arcs et cordons du Postglaciaire ancien. Moraines fixées situées dans les auges supérieures et dans les vallées-cirques. La blocaille qui constitue l'essentiel de ces formations est de calibre légèrement inférieur à celui des moraines des appareils plus tardifs et est emballée dans une matrice sablo-argileuse qui a facilité la fixation générale par la végétation. Dans les zones schisteuses, ces moraines portent de bonnes pelouses.

Les constructions les mieux individualisées de cette phase correspondent à des langues glaciaires de 3 à 4 km, qui s'achevaient dans les auges supérieures où elles ont laissé 2 ou 3 arcs bien marqués et de fortes moraines latérales entre 1 600 et 1 800 mètres.

Gzc. Arcs et cordons du Postglaciaire récent. Fortes accumulations morainiques du fond des cirques, en arcs et cordons emboîtés très bien dessinés ou en feston au pied des crêtes latérales. Dans les secteurs de roches grenues, les arcs morainiques sont formés de très grosse blocaille anguleuse sans matrice fine; les matériaux ne sont pas fixés, sinon sur le versant externe des arcs où existe en général une *rhodéraie*. Ces moraines sont réparties entre 2 100 et 2 300 m à exposition nord. Les petits appareils ont fonctionné comme des *glaciers rocheux*; les appareils moyens comportent en général 2 ou 3 arcs bien distincts; exceptionnellement, les glaciers de cette phase ont pu descendre jusqu'à 1 700 m d'altitude lorsque les conditions d'alimentation et de pente étaient très favorables, comme c'est le cas à l'issue du cirque de Las Néous sur la haute vallée d'Arrens.

Gzd. Moraines subactuelles. Limitées au versant nord du Balaitous, ou à quelques névés très abrités sur des faces nord (pic Maleshores), ces moraines à blocs anguleux et à abondante matrice sablo-argileuse gris clair, dessinent des festons de crêtes aiguës entre deux versants d'équilibre aux matériaux croulants, soumis à de petits ravinements et non fixés par la végétation. Les glaciers (Las Néous, Pabat) étaient encore à leur contact à la fin du XIX^{ème} siècle.

GFL. Alluvions des obturations latérales et des couloirs marginaux : GFLx, du maximum d'extension glaciaire; GFLy, du stade de disjonction. Ces formations permettent de repérer le niveau atteint par la glace lors des phases principales de stationnement des grands glaciers de langues, et de marquer, à l'égal des moraines bien dessinées, les étapes de la décrue glaciaire. Dans les angles morts bien marqués par des vallons non englacés sur des versants à forte pente, des *plaines d'obturation latérale* se sont formées entre le versant et les moraines latérales; elles combinent les argiles bleues et les sables issus du lavage des moraines et les apports clastiques du versant supra-glaciaire, qui évoluait alors dans des conditions périglaciaires rigoureuses. Le dépôt s'effectuait généralement dans de petits lacs de barrage marginaux.

Dans les *couloirs marginaux* compris entre les cordons de moraines latérales et les grands versants de pente moyenne, la sédimentation était plus complexe : passées morainiques, argiles de décantation, sables et graviers entrecroisés issus des *chenaux proglaciaires* et des *bédières* de l'énorme appareil qui eut jusqu'à 8 km de large à la latitude d'Argelès-Gazost. Lorsque la pente d'appui du versant était plus forte, ces mêmes formations marginales mixtes ne sont plus limitées par des cordons morainiques, mais donnent une ou plusieurs *banquettes* (terrasses de Kame) limitées par un talus d'équilibre souvent propice aux ravinements (ex. Escorne Crabe).

FLy-z. Alluvions fluvio-lacustres de la plaine d'Arrens-Aucun. En amont des vallums d'Aucun, la plaine d'Arrens est une ancienne cuvette terminale glaciaire comblée, au-dessus de moraines de fond, par des argiles lacustres et des

dépôts fluviatiles interstratifiés (les sondages effectués pour la construction de la centrale hydroélectrique les ont rencontrés sur plus de 12 m). Cette formation passe sur ses marges et à son sommet à des matériaux argilo-sableux provenant du lavage des moraines de versant.

Fy. Terrasse fluviatile du Lavedan. Sur la rive gauche du bassin d'Argelès-Gazost, cette terrasse à forte pente longitudinale remanie à sa base des éléments fluvio-glaciaires à gros galets granitiques frais; elle porte au sommet de façon irrégulière des formations torrentielles gravelo-sableuses combinées avec d'importants apports de versants; elle peut être mise en rapport soit avec le retrait de la phase de disjonction, soit de préférence avec les récurrences froides du Tardiglaciaire.

Fz. Alluvions fluviatiles subactuelles. Le lit majeur actuel du gave de Pau est caractérisé dans la traversée des bassins par la présence d'îles de graviers frais et de chenaux anastomosés. Ce système était aussi caractéristique d'un passé récent, qui a laissé un grand nombre de chenaux abandonnés, aujourd'hui colmatés, séparés par des croissants de graviers et de sable. De nouvelles divagations torrentielles sont encore à craindre dans ces secteurs, sans qu'on puisse pour autant, étant donné la forte pente longitudinale (8‰), parler de « plaine inondable ».

FG. Alluvions fluviatiles récentes remaniant des moraines; alluvions indifférenciées des fonds de vallées. Le fond des auges en berceau dans les secteurs à pente longitudinale faible est occupé par des alluvions à caractères très mixtes, remaniant des matériaux hétérométriques d'origine morainique; dans les anciens *ombilics*, s'y juxtaposent ou s'y substituent des plaines alluviales à matériaux moins grossiers, caillouteux et sableux, à chenaux multiples et sols *hydromorphes* (oulettes fixées).

L. Alluvions lacustres, tourbes. Dans la haute chaîne, quelques petits lacs de surcreusement ou de barrage morainique ont été colmatés par des alluvions fines à intercalations de tourbe et supportant des tourbières actives, de même en amont du lac d'Estaing, barré par un cône de déjections.

Des sédiments lacustres plus anciens sont associés aux formations d'obturation latérale des glaciers quaternaires (voir ci-dessus : **LGx-y**).

J, Jz, Jy. Cônes de déjection fonctionnels, postglaciaires et tardiglaciaires. Les cônes les plus anciens localisés dans la grande auge remblayée du gave de Pau (bassins de Luz et de Pierrefitte—Argelès) sont de grande taille, mais très surbaissés et totalement fixés. Les mieux dessinés résultent du remaniement post-wurmien de moraines en déséquilibre sur les versants (**Jy**, Tardiglaciaire); les plus vastes et les plus aplatis correspondent au débouché des grands affluents, gave de Cauterets, gave d'Azun, gave de Bastan, et résultent pour l'essentiel d'une phase torrentielle plus tardive (**Jz**, Postglaciaire).

Les cônes en éventail, répartis dans les vallées de deuxième ordre entre 800 m et 1200 m d'altitude au débouché des vallons affluents assez importants, sont alimentés par des ravinements de versants, très actifs dans les masses morainiques perchées : en grande partie fixés, ces cônes ne représentent que la fin d'une évolution (**J**).

Solifluxion. La solifluxion est fréquente sur les versants schisteux, où elle crée de nombreuses formes de détail; elle affecte aussi largement les édifices

morainiques anciens fixés par des pelouses, surtout lorsqu'ils contiennent une forte proportion de matériaux fins; c'est le cas des moraines du haut Ouzom et de la grande moraine remaniée en coulée à l'issue de la vallée d'Isaby.

Ex, Ey. Franges d'éboulis fixés. A moyenne et basse altitude, les anciennes formations de versants fixées portent des sols peu épais, dont l'évolution a été freinée par la perméabilité globale de la formation; simples *rankers* sur les franges d'éboulis les plus élevées (**Ey**), ces sols sont beaucoup plus évolués dans les basses vallées et sur les versants des avant-chaînes. Sur les éboulis d'origine cristalline, des sols bruns forestiers acides tendent parfois au micropodzol. Sur les éboulis calcaires contemporains du maximum glaciaire (**Ex**) qui tapissent les versants exposés au Sud, les sols fortement rubéfiés ont tendance à la cimentation.

E. Cônes et franges d'éboulis vifs; cônes d'avalanches. Formes fonctionnelles de la haute montagne; éboulis ordonnés non fixés ou très faiblement fixés par la végétation. Ils sont courants au-dessus de 1900 m au pied des crêtes glaciaires et des murailles de fond de cirques. Ils peuvent exister à plus basse altitude sur de grands versants à forte pente (la Raillère de Cauterets).

Les cônes d'avalanche actuels sont particulièrement bien formés sur les versants des grandes vallées du massif granitique (gaves d'Arrens, du Marcadau, de Gaube). Fixés sur leurs marges par des conifères, ils sont ravinés sur leur axe non seulement par les avalanches mais aussi par des laves torrentielles estivales. Ils présentent à leur base une topographie bosselée (laves digitées et grelots d'avalanches terreuses). Les transitions sont très ménagées vers les cônes de déjections.

FORMATIONS ÉRUPTIVES

La région granitique de Cauterets comprend plusieurs massifs bien individualisés : le massif occidental de Cauterets, le massif oriental de Cauterets, le massif du Grand Arroubert et le massif d'Aynis. La feuille Argelès-Gazost ne comprend que la partie septentrionale des massifs de Cauterets.

(Nota : la classification employée pour les granites de Cauterets est celle de Streckeisen).

γ. Granites indifférenciés. Sont rassemblés sous cette notation des granites moyennement ou finement grenus à biotite, plagioclases zonés, apatite et sphène, en petits massifs au Sud de Pène Blanque et au Nord du lac d'Anglas, et des granodiorites à grands cristaux de hornblende, parfois à structure orbiculaire, en pointements au Sud de la Grande Arcizette. La biotite est en général chloritisée et les plagioclases sont largement séricitisés par une forte altération hydrothermale.

γ¹. Granites leucocrates à grain fin. Roches très claires, à muscovite et biotite rares, renfermant parfois de la cordiérite (pic de Clot de Bédout). En amont de Doumbas, ils ont une structure microgrenue porphyrique et granophyrique.

Sur cette carte, ces granites sont localisés dans des zones plus ou moins tectonisées en bordure ou au sein du granite central du massif occidental de Cauterets. Mais ils n'appartiennent pas spécifiquement à ce massif : ils existent dans les granites situés sur la feuille Gavarnie.

Massif du Grand Arroubert

$\gamma_{b,a}^4$. **Granodiorite à biotite et amphibole.** Roche sombre, finement grenue à quartz, feldspaths plagioclases abondants à composition moyenne d'andésine, orthose, biotite et hornblende.

La partie nord-ouest du massif est surtout formée par une association hétérogène de diorites et de gabbros quartziques. A ce massif se rattachent probablement les pointements granodioritiques très cataclasés du vallon de Labas.

Site de prélèvement favorable : éboulis près du point coté 1344 ($x = 387,41$; $y = 69,90$).

Massif occidental de Cauterets

γ^{3M} . **Granite porphyroïde monzonitique.** Roche grenue (3 à 4 mm), claire, à nombreux phénocristaux de feldspath potassique (association microcline — orthose) dont la taille atteint 3 cm, à quartz, feldspath plagioclase, biotite, muscovite et cordiérite altérée rares. Ce granite est remarquablement uniforme. Il renferme de discrètes enclaves sombres de diorites quartziques.

Son contact avec la granodiorite γ_b^4 est net et fréquemment jalonné par une pegmatite à tourmaline épaisse de quelques centimètres ou décimètres. On considère, d'après divers critères géométriques observables près de ce contact, que ce granite central du massif s'est mis en place postérieurement à la granodiorite γ_b^4 .

Site de prélèvement favorable : éboulis en amont de Cayan ($x = 395,50$; $y = 63,65$).

γ_b^4 . **Granodiorite à biotite.** Roche à grain moyen (2 mm) constituée de quartz en larges plages arrondies, d'orthose parfois accompagnée de microcline, de plagioclases à composition moyenne d'andésine et de biotite relativement abondante. Elle renferme, en faible proportion, des enclaves sombres, de formes arrondies et de taille décimétrique, de diorites quartziques.

Site de prélèvement favorable : carrière près du barrage du lac de Migouélou ($x = 384,75$; $y = 68,63$).

γ^{2M} . **Granite monzonitique à biotite.** Roche à grain moyen, à quartz, phénocristaux d'orthose, plagioclases nettement zonés à composition d'oligoclase, muscovite et cordiérite très rares. Les enclaves sombres de diorites quartziques sont très rares sauf à l'Ouest du lac de Migouélou.

La limite avec la granodiorite γ_b^4 est en général assez peu nette; il s'agit d'un passage progressif dans une zone puissante de quelques décimètres à une cinquantaine de mètres.

Site de prélèvement favorable : carrière près du lac d'Artouste ($x = 381,92$; $y = 66,14$).

$\gamma\eta_b^{1-2}$. **Granites, granodiorites et diorites quartziques clairs associés à des roches éruptives basiques sombres.** Ensemble hétérogène de roches éruptives très variées, les unes claires, acides, les autres sombres, basiques, et d'enclaves métasédimentaires.

Les roches acides constituent environ 60 % de l'ensemble. Elles sont comprises entre un pôle granitique *s.l.* et un pôle tonalitique leucocrate (trondhjémites) les passages entre les différents termes étant progressifs ou brutaux. Les granites sont en général analogues aux granites γ^{2M} et γ^{3M} . Les granodiorites et tonalites ressemblent à la granodiorite γ_b^4 , mais sont plus claires,

dépourvues d'amphibole, à quartz non globuleux et parfois orientées. Elles constituent la matrice des roches éruptives sombres avec lesquelles les limites sont en général brutales, et celle de la majorité des enclaves métasédimentaires.

Les roches basiques constituent environ 30 % de l'ensemble. Ce sont des diorites et des gabbros quartziques presque toujours à structure grenue mais parfois orientée, microgrenue ou doléritique, à biotite et amphibole, parfois à biotite seule. Elles constituent soit des masses de grandes dimensions, d'ordre kilométrique, de roches hétérogènes grenues, soit des enclaves de taille décimétrique à métrique, de formes variées, de roches souvent hétérogènes en général à grain fin, dans une matrice de roches acides, soit des filons de roches microgrenues recoupant les roches basiques en grandes masses et parfois les roches acides. Les masses de grandes dimensions contiennent quelques enclaves métasédimentaires. Des amphibolites ont été rencontrées sur le versant ouest de la brèche des Géodésiens.

Les enclaves métasédimentaires, très nombreuses, ont des dimensions très variables, d'ordre millimétrique à kilométrique, la plus importante étant celle qui, au Sud du Palas, atteint 1,5 km de longueur (en partie sur la feuille Gavarnie). La recristallisation n'ayant pas effacé totalement les caractères lithologiques et structuraux originels, on les rattache aisément aux formations paléozoïques voisines du massif. Elles s'ordonnent de façon cohérente, sauf parfois les petites enclaves, aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle de la carte. Elles n'ont donc pas été déplacées lors de la mise en place du granite.

Massif d'Aynis

γ^4 . **Granodiorite claire à grain moyen.** Roche grenue (2 mm), constituée de quartz, de plagioclases zonés à composition moyenne d'andésine, d'orthose et de microcline associés, de biotite et d'amphibole rare. Les enclaves de roches éruptives sombres sont très rares. Cette roche et la granodiorite γ^4 présentent une grande similitude minéralogique et chimique.

Site de prélèvement favorable : Latarets ($x = 406,3$; $y = 66,6$).

Massif oriental de Cauterets

γ^4 . **Granodiorite claire à grain fin.** Roche grenue (1 à 2 mm), à quartz souvent subautomorphe, feldspaths plagioclases zonés à composition moyenne d'andésine, orthose, biotite et hornblende rare. Elle renferme de rares enclaves de roches éruptives sombres (tonalites). Sa mise en place semble postérieure à celle de la granodiorite γ^4 .

Site de prélèvement favorable : alentours de la Fruitière.

γ^4 . **Granodiorite à biotite et amphibole.** Roche à grain moyen (2 à 3 mm) à quartz, plagioclases zonés à composition moyenne d'andésine, orthose, biotite et amphibole. Elle renferme quelques petites enclaves de roches éruptives sombres.

Le contact avec γ^4 est net et parfois souligné par une frange centimétrique enrichie en biotite et amphibole.

Site de prélèvement favorable : route entre les Bains du Bois et Pont-d'Espagne.

γ^4_{η} . **Granodiorite à diorite quartzique sombre.** Ensemble de roches grenues (2 à 3 mm) plus foncées que γ^4 , à quartz, plagioclases zonés à composition variant de l'andésine au labrador, un peu d'orthose, biotite abondante en larges paillettes et amphibole. Des enclaves sombres, peu nombreuses, sont constituées par des gabbros quartziques.

Le passage à γ^4 est progressif par une zone de transition puissante de 50 à 250 m, ce qui permet de considérer ces deux faciès comme contemporains.

Laccolites, filons, coulées

ω. **Ophites.** Roche sombre à patine vert foncé, à surface altérée à aspect de peau de serpent (d'où le nom), et à structure doléritique plutôt poecilitique : les grands cristaux de pyroxène augite qui forment le fond de la roche renferment de minces baguettes de plagioclase basique. L'ouralitisé du pyroxène donne sa teinte verte à la roche altérée.

Les ophites constituent des massifs laccolitiques relativement importants, associés aux terrains triasiques, et de petits pointements dans les terrains paléozoïques (à l'Est de Ferrières).

K². **Kératophyres.** Roches constituées de quartz, de séricite provenant de la transformation presque complète du feldspath potassique, de biotite chloritisée, d'albite, et accessoirement de calcite, épidote, sphène et pyrite. Anciens trachytes hydrothermalisés, elles sont interstratifiées en lentilles d'importance variable (seule la plus importante a été figurée) dans les calcaires d1C.

v. **Lamprophyres, diabases.** Roches sombres ou verdâtres, à patine brune, riches en ferromagnésiens. Il s'agit le plus souvent de dolérites dont les pyroxènes sont ouralitisés (diabases). Les lamprophyres sont caractérisés par des amas d'amphibole et de séricite issue de phénocristaux de feldspath, de pyroxène et d'amphibole, dans un fond microlitique de feldspath et d'amphibole.

μ_{γρ}. **Microgranites, rhyolites.** En dykes et sills d'épaisseur centimétrique à décimétrique, plus rarement métrique, abondants dans la région d'Arre et d'Uzious. Roches riches en silice, à structure aphanitique ou porphyrique (phénocristaux de quartz et de feldspaths). Le quartz est souvent corrodé. Certains filons ont un caractère rhyolitique avec phénocristaux de quartz et de feldspaths dans un fond vitreux recristallisé ou non. L'altération hydrothermale a provoqué le blanchiment des épontes.

Les rhyolites du massif ordovicien correspondent soit à des coulées soit à des sills et affleurent en général plus largement.

La rhyolite blanche qui affleure près des Crêtes blanches sur la route du col d'Aubisque est constituée de phénocristaux de quartz entaillés typiquement par des golfes de corrosion et parfois brisés (ce qui peut suggérer le tuf) et de phénocristaux d'albite séricitisée dans une mésostase quartzo-feldspathique comportant un peu de séricite et de chlorite.

μ_η¹⁻². **Microdiorites quartzifères.** Roches à quartz, biotite, amphibole et plagioclases, en dykes et sills dépendant du volcanisme tardi-hercynien de la région Ossau-Somport (feuille Laruns-Somport).

MÉTAMORPHISME

Lors des *déformations hercyniennes*, les terrains paléozoïques ont subi un *métamorphisme régional* d'intensité assez faible. Dans les formations dévono-carbonifères il ne dépasse pas le domaine de l'épizone supérieure (pas de biotite). Dans les terrains ordoviciens on peut distinguer, en gros, une zone située à l'Ouest du gave d'Estaing où existe une association épizonale à quartz, albite, muscovite, chlorite (faciès schistes verts) et à l'Est, en particulier à Pierrefitte-Nestlas et Chèze, une zone à biotite, épidote, amphibole et grenat, avec coexistence de la muscovite et de la chlorite, donc à métamorphisme plus fort (début de la mésozone).

Lors de la *mise en place des granites*, les terrains situés à proximité ou enclavés ont subi un important *métamorphisme de contact* qui, en général, n'a pas effacé les structures sédimentaires originelles. Parmi les minéraux néoformés l'andalousite est particulièrement reconnaissable; on a choisi sa limite d'apparition pour repérer la zone métamorphisée. On constate alors qu'au Nord de la région d'Arre existe une zone métamorphique distincte de l'auréole plus ou moins large qui borde les granites; elle indique probablement la présence proche, sous cette région, d'un dôme éruptif.

Les *roches pélitiques* ont été transformées en *cornéennes s.l.* avec des associations minérales variées dont la plus fréquente est la paragenèse quartz, plagioclases, biotite, muscovite, andalousite, tourmaline en proportions variables. La paragenèse qui associe la cordiérite aux minéraux précités est bien moins fréquente. La sillimanite, le corindon, le feldspath potassique sont rares. Localement (col d'Aouseilla), les cornéennes sont riches en grenat almandin. Certaines ont la structure isotrope des cornéennes typiques, alors que d'autres ont leurs biotites orientées parallèlement à la stratification qui aurait guidé, en quelque sorte, leur cristallisation.

Les *roches carbonatées* ont été transformées en *marbres*, en *cipolins* à grenat grossulaire, épidote, pyroxène, amphibole, sphène, etc. (observables au col d'Arrious) et en *skarns sulfurés* d'extension réduite (cf. chapitre Minerais métalliques).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les terrains jurassiques qui bordent la limite nord de la feuille à l'Ouest du Bergons appartiennent aux chaînons calcaires de la classique zone nord-pyrénéenne qui occupent la partie méridionale de la feuille Lourdes. Au Nord du col d'Ansan les couches font partie du flanc sud très redressé du synclinal du pic de l'Estibette. A ce pli correspond à l'Ouest de l'Ouzom le synclinal dissymétrique de la montagne de Jaut dont le flanc sud inverse comprend sur cette feuille les pentes qui s'étendent de Courralas aux cabanes de Bat-Bielh.

Dans la partie de la *zone primaire axiale* couverte par cette feuille on distingue plusieurs grands ensembles structuraux, ou *compartiments*, séparés par des accidents longitudinaux d'orientation W—E à W.NW—E.SE.

• *Le compartiment de Ferrières* est le plus septentrional d'entre eux. Sa limite nord correspond à la limite de la zone primaire axiale et de la zone nord-pyrénéenne; il s'agit d'un accident subvertical qui met en contact différentes formations de la série nord-pyrénéenne avec des terrains triasiques qui paraissent en maints endroits, en particulier au Nord-Ouest de Ferrières, appartenir au revêtement des terrains paléozoïques. Sa limite sud correspond, à l'Ouest du Soum de Grum, au chevauchement du Dévonien du col d'Aubisque par le Carbonifère et le Dévonien de la crête d'Andreyt. Elle passe ensuite dans les contreforts nord de ce sommet puis par les ophites et terrains triasiques, associés à des brèches albiennes, qui affleurent des cabanes de Bouzieste à la forêt d'Arragnat, et enfin par les calcaires crétacés du pic de Bazès et du Soum de la Pène. Ces terrains triasiques et crétacés constituent d'étroites écailles synclinales resserrées entre les compartiments du socle. A l'Est de la région du col de Liar, la limite sud du compartiment n'apparaît plus nettement. On remarque surtout les décrochements subméridiens affectant le Paléozoïque et le Crétacé supérieur. Toutefois quelques constatations incitent à rattacher au compartiment de Ferrières les affleurements d'Argelès et du mont de Gez et aussi, mais de façon moins certaine, le massif du Hautacam au Nord du ravin de Bariquères: la présence de Carbonifère semble être un caractère du compartiment de Ferrières; la succession lithostratigraphique est pratiquement la même dans les secteurs de

la forêt d'Arragnat, du mont de Gez et de Peyre Duffau; les synclinaux à cœur carbonifère du Hautacam, déversés vers le N.NE, semblent correspondre aux replis synclinaux situés à l'Ouest d'Argelès-Gazost qui sont également déjetés ou déversés vers le N.NE, par exemple celui qui, plusieurs fois faillé, forme le sommet du mont de Gez.

Dans la forêt d'Arragnat les replis des terrains dévonien et carbonifères prennent une direction remarquable, nettement SW—NE, et peuvent être séparés par des failles de même orientation localement jalonnées d'ophite. Cette complication structurale s'atténue relativement vers le col de Spandelles où se dessinent de grands plis déversés au Sud, à l'inverse des précédents. Mais le Carbonifère de la cabane du Billé est nettement séparé du Crétacé et de l'ophite du pic de Bazès par une étroite bande de Dévonien avec laquelle il est en contact faillé jalonné par l'ophite de Sarramitou. A l'approche de la vallée de l'Ouzom les couches plongent au Sud, ce qui marque un déversement vers le Nord, tandis que le synclinal de la cabane du Billé est tronqué par l'ophite du Sarraz de Grum à laquelle sont associées les brèches albiennes d'Arbéost.

A l'Ouest de l'Ouzom le compartiment de Ferrières est scindé par de profondes lames synclinales de Trias ophitique qui, au Nord du col de Louvie et comme une partie des terrains paléozoïques qu'elles séparent, prennent une direction subméridienne très particulière.

Notons encore au Nord de Ferrières l'opposition des pendages de part et d'autre de l'Ouzom dont la vallée est peut-être située sur un accident prolongeant la lame triasique qui disparaît au confluent du ruisseau du Laussès.

● *Le compartiment du col d'Aubisque* est limité au Sud, dans les pentes sud-occidentales de ce col, par l'accident qui passe au Sud des cabanes de Puchéoux et aux Crêtes blanches où il est jalonné par un pointement de rhyolite. Cet accident se poursuit, par le col de Tortes et la limite septentrionale de la masse calcaire de la Latte de Bazen, vers le col de Saucède où l'on observe un cisaillement le long duquel les pélites dévoniennes du col de Soulor recoupent les nombreux replis des schistes et calcaires dévoniens de Suberlie. Son prolongement vers l'Est passe probablement par la vallée du val d'Azun; en effet, à hauteur d'Aucun les plis de calcaires dévoniens de la crête de Caubère et de Gélous, orientés W.NW—E.SE, paraissent recoupés par les formations ordoviciennes orientées W—E de la rive droite. L'existence d'un tel accident paraît confirmée par le contact anormal entre l'Ordovicien, au Sud, et le Silurien, au Nord, observable au Nord de Sirieux et dans le ravin situé au Sud d'Uz. Vers le Sud-Est, le même genre de relations existe entre l'Ordovicien ou le Dévonien du pic d'Aube et le Silurien d'Ortiac, le long de l'importante fracture qui, par le Pas des Clos atteint la limite orientale de la feuille au Nord du point coté 1865.

Dans le secteur du col d'Aubisque, de nombreux plis de ce compartiment ont une orientation NW—SE ou même N—S dont l'origine ne peut certainement pas être dissociée des contraintes qui ont provoqué les structures subméridiennes situées juste au Nord dans le compartiment de Ferrières. Leurs effets sont encore sensibles dans les synclinaux complexes de calcaires dévoniens déversés au S.SW, du mont Laid et du col d'Arbaze.

A partir du méridien du Couret d'Arbaze ces calcaires forment un grand nombre de plis déversés vers le Nord, tout comme dans le secteur de Hougarou du compartiment de Ferrières. Au pic de Cantau reparait le déversement au S.SW qui s'affirme dans les plis à plongement axial vers l'E.SE du pic de Berbeillet, de la crête de Caubère et de Gélous. Tous ces plis, auxquels il faut probablement rattacher les calcaires à plongement ouest et nord situés à l'Ouest d'Arrens, isolent l'aire anticlinale complexe du col de Soulor. On remarque dans celle-ci l'orientation SW—NE des grès éodévonien de la région du col de Soum. Vers le Nord-Est, si jusqu'au col de la Serre la direction des pélites et quartzites dévoniens concorde plus ou moins avec celle des synclinaux calcaires, il en est

différemment dans le secteur du col de Couraduque où semble s'individualiser une autre aire anticlinale plus restreinte, d'axe subméridien.

Dans le secteur de Saint-Savin on observe, malgré la couverture glaciaire, des plis déversés vers le N.NE. Mais on ressent vers le Nord l'imprécision, déjà mentionnée, de la limite sud du compartiment de Ferrières à supposer qu'elle se justifie ici : en effet on peut envisager le prolongement des calcaires dévoniens du pic d'Arragnat dans les affleurements situés à l'Ouest de Lau-Balagnas.

Sur la rive droite du gave de Pau, le massif de Nerbiou est constitué par l'empilement de replis isoclinaux déversés vers le S.SW.

● *Le compartiment de Laruns* est limité au Sud, dans la région de Gourette, par l'accident chevauchant incliné vers le Nord qui amène le Paléozoïque de la vallée du Valentin sur le Crétacé supérieur du massif du pic de Ger. A l'Est de Gourette, l'accident se poursuit par le Sud de la Latte de Bazen et la cabane de Larue où disparaît, complètement laminé, le Crétacé supérieur de revêtement des formations paléozoïques situées plus au Sud. Il passe ensuite par le col de Hourquet où la surface de contact anormal plonge de 45° à 60° vers le N.NE, par le Sud de la montagne de Peyresèque et par les pentes sud du pic du Midi d'Arrens. A l'Est de la vallée du Labat de Bun il se prolonge par la fracture subverticale orientée E—W et jalonnée de Silurien qui recoupe les plis de direction W.NW—E.SE des formations dévoniennes situées au Sud. Cette fracture sépare, plus à l'Est, l'Ordovicien faiblement incliné vers le N.NE du pic de Viscos du Dévonien subvertical orienté W.NW—E.SE du Tuc des Arribans. Jalonnée d'un mince liséré de Silurien elle s'infléchit vers le Sud-Est à hauteur du village de Viscos. Au-delà de la vallée du gave de Pau, son tracé n'est pas connu avec précision mais on pense qu'il rejoint par Vizos et Viella (feuille Campan) le massif de granite du Néouvielle.

Dans le secteur des pics de Viscos, du Cabaliros et du pic Arrouy affleurent presque uniquement des terrains ordoviciens et siluriens. Cette « aire anticlinale de Pierrefitte » est constituée de grands plis parallèles orientés approximativement W—E. Subverticaux dans l'axe de l'anticlinorium, ils sont déversés vers le N.NE au Nord de cet axe et vers le S.SW au Sud, dessinant ainsi un large éventail. Ces plis sont découpés par des failles subdirectionnelles. Dans le secteur des mines de Pierrefitte, la structure est compliquée par un fort déversement vers le Nord-Est se traduisant localement par un empilement de plis à axes subhorizontaux, à flancs inverses faillés.

Du fait d'un ennoyage axial assez prononcé vers l'W.NW les terrains ordoviciens disparaissent dans la région d'Estaing à l'Est de laquelle le Silurien est encore visible, en étroites lames anticlinales dans les terrains dévoniens. Les nombreux replis qui forment les massifs du pic du Midi d'Arrens, du Petit Gabizos et de la Latte de Bazen sont serrés, isoclinaux et plus ou moins déversés vers le S.SW. Au pic du Midi d'Arrens ils sont parfois séparés par des accidents parallèles à la fracture majeure qui limite au Sud le compartiment. Le déversement s'accroît au Petit Gabizos et à la Latte de Bazen. L'inflexion des couches en direction du N.NW dans le secteur de Gourette se produit, comme dans les compartiments septentrionaux, sur le méridien du col de Louvie.

A l'Est du gave de Pau, les terrains ordoviciens et siluriens disparaissent sous le Dévonien du pic d'Aube et du bois de Massilère, plissé de façon isoclinale, avec déversement prononcé vers le Sud-Ouest.

● *Le compartiment d'Uzious* est limité au Sud par la faille qui, au col de Sayette, sépare les terrains dévoniens du pic de Sarret des terrains carbonifères du pic Monesté. Elle se poursuit vers l'Ouest dans le vallon de Labas où elle passe au Nord d'un alignement d'apophyses granitiques. Puis, du col d'Auseilla à la vallée du Soussouéou, les formations dévoniennes de Géougue d'Arre butent le long de son tracé contre les formations carbonifères du Soum d'Arre. Vers l'Est, elle se prolonge par l'accident plongeant au N.NE qui, dans les pentes nord du cirque du

Lis, amène sur le Carbonifère du Soum de Grum le Dévonien calcaire du Moun Né et le Dévonien schisteux du pic de Liou. Par le Sud du pic de Peyre Nère l'accident rejoint la vallée du gave de Cauterets près de Canceru. Plus à l'Est, il amène les diverses formations dévoniennes du col de Riou en position de recouvrement sur le Carbonifère du col de Lisey. En direction de la vallée du gave de Pau l'accident est marqué par la disparition quasi totale des calcaires du Dévonien moyen et supérieur entre les couches éodévoniennes et le Carbonifère. Comme dans le cas des failles majeures limitant les compartiments septentrionaux, on observe l'inflexion de celle-ci en direction du Sud-Est à hauteur du gave de Pau.

Dans la partie de ce compartiment comprise entre le méridien du Grand Gabizos et le gave de Cauterets, les plis sont presque tous déversés au S.SW et en général de style isoclinal. La plupart d'entre eux se biseautent au contact des fractures qui limitent au Nord et au Sud le compartiment. A l'Est de la vallée du gave de Cauterets, les plis s'ordonnent en un éventail dissymétrique de part et d'autre de l'anticlinal de terrains siluriens de Pène Nère d'orientation W.NW—E.SE; ils sont largement déversés au Sud, comme l'ensemble de l'édifice dans le flanc méridional de la structure et légèrement déversés au Nord-Est près de sa limite nord. A hauteur de la vallée du gave de Pau leur direction s'infléchit vers le Sud-Est. A l'Ouest du Grand Gabizos, s'individualise une large voûte anticlinale de terrains éodévoniens bien visible autour du lac d'Uzious. Ce pli est légèrement déjeté au Sud et son axe est orienté W—E. Il est bordé au Nord par les replis isoclinaux déversés au Sud de schistes et calcaires dévoniens du pic de Louesque. Au Nord-Ouest il disparaît sous le Crétacé supérieur discordant de Pène Sarrière et de la Pène-Blanque. Au Sud il est bordé par le synclinal, aux nombreux replis couchés vers le Sud, des calcaires dévoniens de Géougue d'Arre. A l'Ouest, l'axe du pli, bien marqué par les calcaires de la base du Dévonien, s'infléchit vers le Sud-Ouest. Les nombreux filons et apophyses de granitoïdes qui recoupent cette structure et le métamorphisme qui s'y est développé indiquent la présence probable en profondeur d'un dôme de granite vraisemblablement en relation avec les granites des Eaux-Chaudes (feuille Laruns). Celui-ci aurait constitué un môle relativement résistant à l'action des contraintes.

- *Le massif de calcaires crétacés du pic de Ger* constitue la terminaison orientale du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (feuille Laruns). Il s'agit de terrains de couverture du Paléozoïque du compartiment d'Uzious et, probablement, pour partie, du compartiment de Laruns, plissés pendant le cycle alpin. Sur la bordure sud, les calcaires de la Pène-Blanque, fortement inclinés vers le N.NW, reposent en discordance de stratification sur le Paléozoïque. Ils se prolongent par Pène Sarrière et le pic Esquerra jusqu'à la cabane de Larue où ils disparaissent contre l'accident qui limite le compartiment d'Uzious au Nord. Les synclinaux de la Grande Arcizette, de l'Amoulat, du flanc sud du Ger, d'orientation proche de N 110° E, et les plis étirés, déversés au Sud-Est des Coutchets, sont séparés par des accidents subverticaux jalonnés de Trias ophitique résultant vraisemblablement de l'évolution d'anticlinaux aigus. Ces plis se resserrent et se laminent dans le secteur de Plaa Ségouné et de Pène Medaa.

- *Le compartiment de Cauterets* comprend, au Sud de la faille du col de Sayette, les terrains paléozoïques situés au voisinage des granites de Cauterets et ces granites eux-mêmes.

Parmi ces *terrains paléozoïques*, le Carbonifère occupe la plus grande place, les terrains dévoniens ne réapparaissant qu'en bordure des granites à la faveur de plis anticlinaux très aigus, le plus souvent faillés comme en aval du lac d'Ilhéou. Tous les plis paraissent plus ou moins parallèles à la limite des granites, que ce soit à l'Est dans la vallée du gave de Pau, au Nord entre le Péguère et le pic de l'Arcoèche et à l'Ouest dans le massif du Lurien où ils prennent des directions subméridiennes bien particulières. Cette disposition pourrait s'expliquer par une

certaine concomitance entre la phase plastique des granites et l'action des contraintes hercyniennes (R. Mirouse). Alors, l'inflexion qui, à la hauteur de la vallée du gave de Pau, caractérise les plis des compartiments septentrionaux pourrait aussi être hercynienne. Cependant, dans le détail, ce type de relation entre granite et encaissant n'est pas systématique et très souvent le granite est sécant par rapport aux directions des plis (F. Debon).

De la vallée du gave de Pau à celle du Soussouéou, les plis, isoclinaux, sont plus ou moins déversés en direction des massifs granitiques. Ce mouvement est maximal entre le pic de Larcouèche et le pic Monesté où les plans axiaux plongent de 30° vers le N.NE. Dans le massif du Lurien les plis sont déversés vers l'W.SW.

● *L'ensemble granitique de Cauterets* est formé de deux grands massifs distincts, juxtaposés, de forme circulaire, dont la feuille Argelès ne comprend que les moitiés septentrionales, et de deux petits massifs celui d'Aynis au Nord-Est du massif oriental et celui du Grand Arroubert au Nord du massif occidental.

Le contact entre les roches granitiques et les formations paléozoïques est net : ce sont des *granites circonscrits*. Cependant, cette limite correspond parfois à une zone d'épaisseur plus ou moins importante où le granite et l'encaissant, tout en restant distincts, sont plus ou moins étroitement mêlés. Cette surface de contact est subverticale et parfois inclinée vers l'extérieur des massifs.

Les grands massifs ont une *structure zonée concentrique* en ce sens que les différents faciès sont répartis en zones annulaires concentriques. L'étude des relations entre ces zones montre que les faciès sont d'autant plus tardifs qu'on se rapproche du centre du massif.

Dans le massif occidental se sont mis en place successivement, un granite monzonitique (γ^{2M}) renfermant localement de nombreuses enclaves sédimentaires, une granodiorite (γ_b^4) puis un granite porphyroïde central, monzonitique (γ^{3M}).

Dans le massif oriental on rencontre de la périphérie vers le centre, une granodiorite à diorite quartzique sombre (γ_n^4) puis une granodiorite à biotite et amphibole un peu plus acide (γ^4) et enfin une granodiorite claire à quartz subautomorphe (γ^4).

Cette succession de faciès traduit une *évolution dans chaque massif depuis des roches basiques vers des roches acides*.

Une évolution comparable apparaît aussi si l'on considère les relations chronologiques entre les massifs; le granite central du massif occidental apparaît, en effet, d'après des critères géométriques, postérieur aux granodiorites du massif oriental; la granodiorite du Grand Arroubert est antérieure au granite monzonitique de bordure du massif occidental; quant au massif d'Aynis, on pense que sa mise en place est antérieure à celle des granodiorites externes du massif oriental en raison de la légère concavité dessinée par leur limite avec l'encaissant paléozoïque dans le secteur de Naou Costes.

Les granites et les granodiorites renferment de très nombreuses *enclaves de roches basiques*. On pense (F. Debon, J. Leterrier, 1978) qu'elles proviennent d'un magma basique d'origine différente (manteau ?) mais synchrone de celle des granites. L'absence de mélange serait dû soit à la différence de viscosité des magmas, soit à l'immiscibilité due à leurs compositions chimiques différentes. Ceci n'exclut pas des réactions entre eux par un processus de transfert d'éléments, par exemple grâce à la phase fluide, en particulier l'eau. En effet, de telles réactions métasomatiques ont été constatées dans les zones riches en enclaves; elles se traduisent sur le plan minéralogique par une décroissance de la proportion du quartz et du feldspath alcalin et une augmentation du plagioclase et de la biotite (et apparition d'amphibole) dans le granite à l'approche de l'enclave. Des modifications se produisent également dans l'enclave. Il semble d'ailleurs que chaque faciès granitique puisse être caractérisé par la qualité et la quantité des enclaves qu'il contient.

La mise en place des granites est postérieure au Carbonifère et à une partie des phases majeures de l'orogénèse hercynienne (dont ils recoupent certaines structures). Elle est antérieure au Trias et au Crétacé supérieur. Par ailleurs, la texture des granites généralement isotrope permet de penser qu'ils n'ont pas cristallisé en présence de contraintes orogéniques. Ils apparaissent ainsi comme étant d'âge hercynien, tardi- ou post-tectoniques. Ceci paraît aller à l'encontre de l'hypothèse de la concomitance de la phase plastique des granites et de l'action de certaines contraintes hercyniennes. Néanmoins la liaison entre la tectonique hercynienne et les conditions de mise en place des granites demeure probable.

ÉVOLUTION STRUCTURALE

De nombreuses informations recueillies dans les terrains paléozoïques et dans leur couverture mésozoïque permettent de reconstituer la chronologie des déformations au cours des cycles hercynien et alpin. Aucune preuve d'un cycle orogénique antérieur n'est connue.

En effet le jeu de failles pendant l'Ordovicien n'est pas accompagné de plissement; il peut s'agir du contrecoup d'une phase orogénique se développant hors du domaine pyrénéen.

Une première phase de déformation, connue dans la vallée du gave d'Estaing, s'est traduite par des plis isoclinaux N—S présentant une schistosité de flux plan axial.

La phase hercynienne majeure est responsable des grandes structures; elle a provoqué la formation de plis de grandes dimensions, d'orientation en général N 100° à N 120° E ou sensiblement E—W dans l'anticlinorium de Pierrefitte, droits ou déjetés au Sud, accompagnés d'une schistosité de flux ou de fracture qui est la schistosité principale de la région.

A suivi une tectonique cassante donnant des accidents subverticaux N 110° E, les principaux divisant la région en compartiments parallèles. Ils sont fréquemment obliques par rapport aux plis et à la schistosité de la phase précédente. La composante verticale de leur déplacement est importante; elle peut dépasser 500 m dans l'aire anticlinale de Pierrefitte. Leur jeu en décrochement sénestre est également important. Dans les secteurs des cols d'Aubisque et de Soulor et dans l'anticlinorium de Pierrefitte, un resserrement de direction W—E, peut-être en relation avec les décrochements évoqués précédemment, s'est traduit par des plis décimétriques serrés à axes N—S à N 70° E plongeant fortement au Nord, droits ou déversés à l'Est ou à l'Ouest. Leur formation s'est accompagnée d'une schistosité plan axial en général parallèle à la schistosité de la phase majeure de plissement et qui n'apparaît nettement que dans les zones de charnière. Cette déformation inconnue dans le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne et dans le Crétacé supérieur du massif du pic de Ger dépend donc encore du cycle hercynien.

Pendant le Trias le rejeu probablement en distension des accidents longitudinaux N 110° E permet la mise en place des ophites dans la partie septentrionale de la feuille.

La phase majeure du cycle alpin correspond à un resserrement N—S des structures héritées du cycle hercynien; il y a rejeu des accidents E—W à N 110° E, formation de plis de même direction dans le Crétacé inférieur mais aussi dans le Paléozoïque (où, en l'absence de marqueurs, ils sont difficiles à distinguer des plis de la phase majeure hercynienne) et développement d'une schistosité de fracture. Ce plissement s'est accompagné, ou a été immédiatement suivi, d'un déversement des plis vers le Sud, sauf en certains points de la feuille, au Nord du col de Soulor et près de Ferrières, où se sont produits des déversements vers le Nord.

Les nouvelles structures sont fortement influencées par les anisotropies créées par les structures hercyniennes dans le matériel paléozoïque. Ainsi, dans la région du lac d'Uzious le granite situé en profondeur aurait constitué un môle relativement résistant à l'action des contraintes pyrénéennes; à son voisinage la large structure W—E du lac d'Uzious, d'origine hercynienne, a été conservée tandis qu'à l'Est les terrains dévonien et crétacés ont été plissés dans le même style de plis serrés, isoclinaux, déversés au Sud. Dans l'aire anticlinale de Pierrefitte les terrains ordoviciens compétents ont également conservés les grands plis hercyniens. Dans la partie méridionale de la feuille le bloc résistant des granites aurait provoqué sous l'action des contraintes subméridiennes les déversements au Sud très accentués localisés sur leur bord nord. Les massifs granitiques eux-mêmes ont réagi par une tectonique cassante qui se manifeste par un très dense réseau de failles le plus souvent verticales. Pour certaines, cependant, il s'agit seulement d'un rejeu, leur remplissage filonien tardigranitique attestant leur préexistence. Leurs directions sont N—S, SW—NE et W—E. Elles ont permis des basculements et des déplacements des blocs qu'elles délimitent, ce qui a provoqué le long de leur tracé un laminage et une cataclase plus ou moins importante.

La phase suivante se traduit dans le secteur du col d'Aubisque et dans celui du col de Louvie par des plis d'axe N 20° E et N 160° E déversés à l'Est ou à l'Ouest, et par des cassures méridiennes. A cette phase correspondent peut-être les cassures subméridiennes de la forêt d'Arragnat. Ces déformations résultent de contraintes W—E vraisemblablement liées au rejeu des grands accidents N 110° E.

Une dernière phase, cassante, est marquée par une schistosité de fracture, des *kink bands* et par des cassures verticales et orientées N—S.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les aquifères

L'hydrogéologie de ce secteur est spécifique de la montagne; les réservoirs y sont de faible extension, étroits et compartimentés, mais la quasi-permanence des apports pluvio-niveaux assure une alimentation telle que les sources sont pérennes malgré les faibles capacités des aquifères.

Les vallées et les dépôts glaciaires. Les alluvions quaternaires forment dans la vallée du gave de Pau un aquifère d'extension limitée mais de bonne perméabilité facile à exploiter (puits pour eau potable à Soulom).

Les dépôts glaciaires ne constituent pas des aquifères de bonne qualité. Les débits des sources sont en général faibles et dans de nombreux cas les émergences visibles dans ces terrains sont les exutoires d'aquifères sous-jacents.

Les aquifères calcaires. Les calcaires crétacés du massif du pic de Ger sont très karstifiés et forment un aquifère important donnant des sources à gros débits.

Les calcaires primaires qui présentent des affleurements étroits et allongés n'offrent pas de grosses possibilités de stockage. Les sources y sont peu nombreuses et les débits d'étiage sont toujours inférieurs à 200 m³/h.

Les quartzites et les schistes. Ces terrains peu perméables donnent cependant naissance à de petites sources grâce à leur fissuration.

Les granites. Grâce aux apports pluvio-niveaux importants, à la fracturation de ces terrains et aux éboulis très développés, de grosses sources peuvent se former (sources de Cauterets dans les éboulis granitiques).

Qualité des eaux et vulnérabilité à la pollution

Ces eaux sont en général de bonne qualité et peuvent répondre à la demande locale pour l'eau potable et les autres usages.

En dehors des alluvions et des dépôts glaciaires les autres aquifères sont très vulnérables à la pollution.

Les eaux thermo-minérales

Cette zone des Pyrénées est particulièrement riche en eaux thermo-minérales et de nombreuses sources sont exploitées.

Les principales stations thermo-minérales sont : Argelès-Gazost, Beaucens, Cauterets, Luz-Saint-Sauveur.

Toutes ces sources peuvent être classées dans le groupe chimique chloruré sodique. Les gaz prédominants sont constitués par l'acide sulfhydrique pour Gazost, Cauterets et Luz-Saint-Sauveur.

MINERAIS MÉTALLIQUES

Les indices et gisements de minerais métalliques (Zn, Pb, Cu, Fe, W) connus sur le territoire de la feuille Argelès sont nombreux. Les principaux d'entre eux se signalent par des travaux plus ou moins anciens, sauf en ce qui concerne le tungstène, dont l'utilisation et la découverte du minerai sont modernes.

Ils se répartissent selon quelques grandes familles, correspondant à des âges de dépôt de plus en plus récent.

Gîtes Zn-Pb d'âge ordovicien supérieur

Trois anciens secteurs miniers (Chèze, Pierrefitte, Estaing) et de nombreux autres indices à Zn-Pb sont localisés dans l'unité volcano-sédimentaire carbonatée de l'Ordovicien supérieur. Ces minéralisations se caractérisent par l'existence d'une association de divers types morphologiques, sécants ou concordants par rapport à la stratification. Leur mise en place est pénéccontemporaine du dépôt de cette unité, lors d'une période d'activité volcanique, tectonique et hydrothermale, d'où leur appellation d'hydrothermales-sédimentaires.

Trois types principaux sont à distinguer.

Type 1 — Filons à épontes assez franches. Un bon exemple en est donné par le filon exploité avant 1914 à Arrouy-Estaing, dont les caractères s'observent encore sur les affleurements de surface :

- sur plusieurs mètres d'épaisseur, de part et d'autre d'un cœur de quartz, blende et galène massives dans une gangue quartzo-chloriteuse;

- imprégnation des calcaires encaissants en chlorite et carbonates (ankérite) par altération hydrothermale;

- direction de schistosité oblique sur celle du filon, elle-même sécante sur la stratification.

De tels filons ou assez voisins ont fait l'objet des principales exploitations de Garaoulère et de Hèches-Trappes ainsi que de recherches plus ou moins poussées en fouilles et galeries : bois de la Tasque, Turon Madu...

Type 2 — Stockwerk et dissémination avec parfois amas. Analogues aux précédentes par leur caractère sécant, ces minéralisations en diffèrent par l'aspect moins franchement filonien et leur forme complexe, variant en fonction de l'importance prise par stockwerk, dissémination et amas. En effet, il existe souvent des amas associés, soit à la base comme à Bergouey ou au Cabaliros, soit au sommet comme dans la mine de Meyabat, avec étalement subconcordant des minéralisations sécantes juste sous le contact du Silurien.

D'une manière générale, cette dissémination est défavorable aux concentrations économiques.

Type 3 — Couche concordante. Il s'agit d'un niveau particulier et discontinu du sommet de la série volcano-sédimentaire, caractérisé par la présence de blende et galène disséminées ou rubanées dans une gangue siliceuse fine et chloriteuse de teinte noire : Couledous, Chèze.

L'association minéralogique principale, commune aux différents types, comporte avec la blende, la galène (rapport Zn/Pb voisin de 4) et un peu de chalcopryrite : pyrrhotite, pyrite, magnétite, ilménite dans une gangue de quartz, carbonates, silicates et parfois barytine abondante avec celsianite (feldspath barytique) et baotite (oxyde de Ti et Ba) dans le secteur de Trappes. *Les minéraux traces*, visibles seulement au microscope, sont essentiellement des sulfures, sulfo-antimoniures et sulfo-arséniures de Fe, de Ni-Co et d'Ag. Il s'y ajoute un spinelle chromifère (à Meyabat), un spinelle de germanium (brunogérite) et surtout la cassitérite en inclusions pouvant atteindre 0,1 mm dans la blende (à Hèches et à Banciole).

L'exploitation des mines de Pierrefitte, qui remonte aux Romains, s'est arrêtée en 1969. La production totale de la concession (Vieille Mine, Couledous, Garaoulère, Estaing) est estimée à 2 600 000 t de minerai tout-venant, ayant fourni 180 000 t de zinc, 100 000 t de plomb et 150 t d'argent.

Les mines de la concession de Chèze, qui sont fermées depuis 1929, ont eu une production beaucoup plus modeste, guère plus de 50 000 t de minerai (5 000 t métal). A la mine de la Curadère, l'exploitation n'avait fait que commencer quand elle s'est arrêtée vers 1914

Gîtes Zn-Pb (Ba) stratiformes du Dévonien

Voici encore des gîtes apparentés au type hydrothermal-sédimentaire mais d'âge dévonien (inférieur). Ils sont le plus souvent concordants avec les couches qui les contiennent, en général au sommet d'une formation calcaire dans une série de siltites et de tufs. Comme leur enveloppe est très plissée, ils présentent eux-mêmes de nombreux replis.

Ils se situent dans la ceinture dévonienne du dôme de Pierrefitte : Causerets, Nerbiou et Arrens ainsi que dans deux secteurs isolés, celui d'Arbéost et, *pro parte*, celui des mines d'Arre et Anglas.

La paragenèse est beaucoup plus pauvre que celle des gîtes de l'Ordovicien : blende dominante, galène, pyrite, chalcopryrite, pyrrhotite et, au Nerbiou, magnétite. Le baryum est en général sous forme de celsianite (particulièrement abondant à Cot d'Omi) et de barytine; la cymrite (silico-aluminate hydraté de baryum) a été signalée près des minéralisations d'Arrens. Il existe aussi parfois dans la couche barytique de ce gisement un peu de fluorite.

Secteur du Nerbiou (Zn, Pb, Fe). Très anciennes mines (galeries romaines) actuellement en cours de recherches minières. Avec la blende et la galène, l'élément le plus marquant du minerai est la magnétite. Le minerai peut être massif ou rubané riche sur des puissances métriques.

Secteur des mines d'Arrens (Zn, Pb, barytine). Les minéralisations

principales affleurent aux deux flancs d'une structure synclinale et dans des replis intermédiaires. La proportion relative sulfures/barytine varie du Nord au Sud; le gîte sud est essentiellement barytique et le gîte nord zincifère. L'exploitation de la barytine (1920) ne s'est faite que du côté Peyrardoune.

Les anciennes mines Zn-Pb de la concession s'étagent sur tout le versant ouest du pic du Midi d'Arrens, mais les exploitations (1900-1914) sont limitées au gîte inférieur.

Gîtes W, Zn-Pb liés à la mise en place des intrusions de granite hercynien (âge permo-carbonifère s./s.)

La montée des granitoïdes à la fin de l'orogénèse hercynienne, s'accompagne de manifestations engendrant de nouvelles minéralisations.

Minéralisations de type skarn par métasomatose de contact des roches carbonatées. Le « skarn » est un assemblage de silicates calciques accompagné de minéralisations : sulfures (pyrrhotite, chalcopryrite, pyrite, mispickel, blende, galène, molybdénite), magnétite, scheelite et graphite. Il peut se former au contact même du granite donnant des amas comme au pic des Tourettes, au lac d'Artouste, sous la crête du Maleshores et dans le secteur d'Arre. A une certaine distance du granite, il peut aussi suivre un banc carbonaté dont il garde la forme, donnant des skarns stratoïdes comme ceux d'Estibère, de Malh Ardoun en haute vallée d'Estaing.

Minéralisations de fractures du secteur d'Arre et Anglas. Le remplissage de fractures précoces a donné de petits filons à mispickel (= arsénopyrite), pyrite, blende et galène : Arre-Sourince, Anglas. La paragenèse des autres sulfures (en inclusion dans la galène) comporte bismuthinite (et bismuth natif), chalcopryrite, pyrrhotite, boulangérite, cosalite. Les inclusions d'or et d'argent sont sous forme d'or natif et de dyscrasite (antimoniure d'argent).

Des fractures tardives minéralisées essentiellement en blende recoupent aussi bien ces filons que le niveau carbonaté dévonien minéralisé, donnant les filons d'Arre et Anglas.

L'objet de l'ancienne exploitation (1850-1891) de la mine d'Arre était un filon de blende massive et de galène, très riche en argent, de 0,20 à 0,80 m de puissance, encaissé dans les calcaires marmoréens dévoniens du coeur de l'anticlinal d'Uziou. Le contenu de la caisse filonienne est bréchifié, écrasé.

Dans l'ancienne mine d'Anglas, on exploitait (1881-1916) deux filons de blende avec un peu de galène, encaissés dans les schistes métamorphiques du Dévonien. La puissance varie de 0,20 à 1 mètre.

Au total, les mines d'Arre et Anglas auraient produit 12 000 t de concentrés de blende.

La paragenèse est riche en minéraux d'argent (argent natif, argentite, pyrargyrite, dyscrasite) et de nickel (ullmanite, arrite, annabergite, pentlandite) accompagnant les sulfures de zinc, plomb, fer et cuivre, avec gangue de quartz, calcite, barytine, sidérite.

Autres gîtes de fracture. Dans la faille qui met en contact les quartzites ordoviciens et les calcschistes dévoniens à l'Est d'Arrens (Picou), on voit une minéralisation de remplissage, sur quelques centaines de mètres de long et quelques mètres de puissance, de quartz et sulfures irrégulièrement répartis (Zn).

D'une manière générale, les diverses phases de fracturation (hercyniennes et pyrénéennes) ont pu être à l'origine d'une remobilisation au voisinage des gîtes précédemment décrits. En dehors de la zone d'influence des intrusions granitiques, son importance est très limitée.

Gîtes de fer sidéritique

Les indices et petits gîtes de fer de Ferrières sont encaissés dans des calcaires du Dévonien. C'est sur le plus important qu'était le siège des mines de Baburet, où l'on exploita, depuis une époque fort ancienne mais essentiellement entre 1937 et 1962, un amas d'hématite, provenant de l'oxydation d'ankérite-sidérite. La production fut de 650 000 t. La masse minéralisée reconnue est essentiellement de l'hématite, mais il existe partout des carbonates (ankérite et sidérite) associés à du quartz. Localement, apparaissent de petites imprégnations de pyrite et chalcopryite.

Le mode et l'âge de mise en place, dite par substitution, ne sont pas encore bien déterminés. Comme les grands gîtes de fer de l'Ariège, la localisation se fait en bordure du front nord de la Zone primaire axiale, marquée par des accidents ophitiques.

TABLEAU DES GITES DE MINERAIS MÉTALLIQUES MENTIONNÉS SUR LA FEUILLE

Nom, commune et N° BSS	Contenu	Morphologie	Autres caractères
Secteur des mines de Pierrefitte			
Vieille-Mine (65, Cauterets) 3-4016	Zn-Pb Cu-Fe	Amas stratiformes et filoniens	Production : 2 000 000 t à 8 % de Pb et Zn
Couledous (65, Cauterets) 3-4015	Zn-Pb Cu, Fe	Strati- forme	Production : 25 000 t à 8 % de Pb et Zn
Garaoulère (65, Arcizans- Avant) 3-4013	Zn, Pb Cu, Fe	Filonien	Production : 325 000 t à 8 % de Pb et Zn
Cadouat (65, Arcizans- Avant) 3-4014	Zn, Pb Cu, Fe	Filonien	
Banciole (65, Arras) 3-4010	Zn, Pb	Filonien	Chapelet de plus de 1 km de long de petits amas dans une série très redressée
Pic de Cabaliros (65, Arcizans- Avant) 3-4012	Zn, Pb	Strati- forme et filonien	Amas de base et filon à miné- raux de gangue, stockwerck et imprégnations blende-galène dans une structure presque plate
Meyabat de Soulom (65, Cauterets) 4-4005	Cu	Filonien	« Ancienne mine de cuivre du pic de Soulom ». Amas filoniens encaissés dans des rhyolites. Amphibole, pyrrhotite, chalcopryite, cuivre natif
Mine de Batz (65, Pierrefitte) 4-4001	Zn, Pb	Amas, filon	Filon franc (3 m) à travers les calcaires et amas de contact

Nom, commune et N° BSS	Contenu	Morphologie	Autres caractères
Ortiac (65, Villelongue) 4-4004	Zn, Pb	Amas	Amas encaissés dans un lambeau de l'unité volcano-sédimentaire
Secteur des mines d'Estaing			
Filons d'Arrouy (65, Arras) 3-4006	Zn, Pb Cu, Fe	Filonien	Ancienne « mine d'Estaing » Production : 250 000 t
Filons du bois de la Tasque (65, Arras) 3-4005	Zn, Pb Cu, Fe	Filonien	5 amas subverticaux N-S
Filons du bois de Castet-Merdet (65, Arras) 3-4002	Zn, Pb	Filonien	Alignement sur 1 km de minéralisations (puissance métrique) recoupant très obliquement la stratification
Bergouey (65, Arras) 3-4004	Zn, Pb	Filonien	Exemple type 2 (cf. texte) de minéralisations recoupant l'unité carbonatée ordovicienne, associant amas à la base, veine et stockwerk cheminant de la base au sommet et se terminant par un crochon de quartz dans les schistes siluriens
Larrode (65, Arras) 3-4007	Zn, Pb	Filonien et stockwerk	Près d'un filon, l'unité carbonatée est imprégnée par des chlorites et du quartz très fin avec blende-galène (chlorite en agrégats de concrétions millimétriques)
Labat-d'Aucun (65, Estaing) 3-4001	Zn, Pb	Filonien	Multiples minéralisations des types 1 et 2 dont la tranchée de la route du col des Bordères donne une coupe partielle très instructive
Turon Madu (65, Estaing) 2-4006	Zn, Pb	Filonien	Petit filon ordovicien typique de 2 à 4 m de puissance, reconnu sur 50 m
Puyos (65, Arras) 3-4011	Zn, Pb	Filonien	Trois filons verticaux traversant la série calcaire réduite
Cazanove (65, Arras) 3-4003	Zn, Pb	Filonien	

Nom, commune et N° BSS	Contenu	Morphologie	Autres caractères
Couret (65, Estaing) 2-4007	Zn, Pb	Filonien	Remplissage tardif de fracture
Picou (65, Arrens- Marsous) 2-4005	Zn	Filonien	
Secteur de la Curadère			
Mine de la Curadère (65, Arras) 3-4009	Zn, Pb Cu, Fe	Amas	Amas filonien de 10 à 20 m d'épaisseur, veines et minéralisations disséminées. Quelques milliers de t de minerai à 11 % Zn extrait
Escrampette (65, Arras) 3-4008	Zn, Pb	Amas	Témoin d'un amas filonien ordovicien au contact des quartzophyllades et butant au N sur un accident
Secteur des mines de Chèze			
École (65, Chèze) 8-4004	Zn, Pb	Strati- forme et filonien	
Arrouyes (65, Chèze) 8-4003	Zn, Pb	Strati- forme et filonien	
Hêches-Trappes (65, Chèze) 8-4002	Zn, Pb	Filonien	Faisceau de filons ordoviciens de deux générations différentes en partie dépilés. Minéraux de Ba abondants dans les filons orientés N 124° E. Production : 37 000 t à 10 % Zn
Méyabat de Chèze (65, Chèze) 8-4001	Zn, Pb	Filonien	Plusieurs petits filons et stockwerks dans l'unité carbonatée tuffacée avec étalement sub-concordant des minéralisations sécantes juste sous le Silurien. Visibles au bord de la route de Luz et dans les anciennes galeries proches Production : 15 000 t à 10 % Zn
Ayrus (65, Viscos) 8-4005	Zn, Pb	Filonien	

Nom, commune et N° BSS	Contenu	Morphologie	Autres caractères
Secteur des mines du Nerbious Nerbious (65, Beaucens) 4-4003 La Devèze (65, Beaucens) 4-4002	 Zn, Pb Fe Zn	 Strati- forme Strati- forme	 Exploitation remontant à l'Anti- quité. Les recherches actuelles montrent d'importantes réserves
Secteur des mines d'Arrens Peyrardoune (65, Arrens) 2-4003 Mines d'Arrens (65, Arrens) 2-4004 Artigala (65, Estaing) 6-4003	 Ba, Zn Zn, Pb Zn, Pb	 Strati- forme Filonien Strati- forme	 Couche minéralisée de plu- sieurs mètres d'épaisseur dont 1 à 4 m de barytine massive avec épaississement en amas dans les zones de charnières Nombreuses formations miné- ralisées entre la couche de barytine au S et la couche à blende (« filon principal ») au N dont la puissance est de quel- ques m à plusieurs dizaines de m
Secteur de Cauterets La Vierge (65, Cauterets) 7-4002 Cot d'Omi (65, Cauterets) 7-4001 Baloris (65, Cauterets) 7-4003	 Zn, Pb Zn, Pb Zn, Pb	 Strati- forme Filonien Filonien	 Amas pénéconcordant très sili- ceux au contact entre le calcaire dévonien et les siltites. Celsiani- te abondante avec le quartz. Peu de sulfures massifs (blende, pyrrhotite) .
Secteur des mines d'Arre et d'Anglas Arre (64, Laruns) 5-4003	 Zn, Pb	 Filonien	

Nom, commune et N° BSS	Contenu	Morphologie	Autres caractères
Pène Blanche (64, Laruns) 5-4002	W, As	Amas	
Arre-Sourince (64, Laruns) 5-4004	Zn, As	Strati- forme et filonien	
Anglas (64, Eaux-Bonnes) 5-4001	Zn	Filonien	
Valentin (64, Eaux-Bonnes) 1-4001	Zn, Ba	Strati- forme	
Secteur des mines de Ferrières			
Baburet (64, Louvie- Soubiron) 2-4001	Fe	Amas	Oxydations de sidérose- ankérite en hématite
Arbéost (65, Arbéost)	Zn, Pb	Strati- forme	Lentilles siliceuses en bordure de calcaire dévonien
Contacts des massifs granitiques de Cauterets			
Pic des Tourettes (64, Laruns) 5-4006	W, Fe	Amas, skarn	Skarn sulfuré de contact dans le calcaire rubané dévonien - Scheelite assez abondante
Estibère (64, Laruns) 5-4005	W	Amas	
Artouste (64, Laruns) 5-4007	W	Amas	Skarn de contact du calcaire rubané dévonien. Nombreux indices dispersés
Malh Ardoun (65, Estaing) 6-4001	W, Zn	Strati- forme	Skarn dans un banc silico-car- bonaté intercalé dans les quart- zites (sulfures, magnétite, scheelite)
Maleshores (65, Estaing) 6-4002	W	Amas et strati- forme	Skarn de contact et skarn stra- toïde. Magnétite, sulfures, mo- lybdénite, scheelite

SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES

Les matériaux ayant fait l'objet de petites exploitations sont :

- les quartzites ordoviciens en particulier au Sud de Villelongue;
- les schistes ardoisiers dévonien près du lac d'Estaing;
- les calcaires versicolores du Viséen dans la montagne de Peyre Dufau.

Le granite a été exploité pour la construction de certains ouvrages liés à l'aménagement hydroélectrique. Des sablières et gravières existent dans les alluvions du gave de Pau; les graviers et sables lacustres de Bun n'ont jamais été exploités car ce serait au détriment des riches prairies qu'ils supportent. Les niveaux phosphatés de la base du Carbonifère n'ont pas fait l'objet d'exploitations très importantes.

DONNÉES GÉOTECHNIQUES SUCCINCTES

Du point de vue géotechnique un certain nombre de formations doivent être considérées avec une attention particulière surtout dans les pentes importantes; il s'agit des schistes carburés siluriens, des argilites du Trias, des moraines et des cônes d'éboulis. La résistance de ces terrains est faible et ils sont facilement emportés par l'érosion dès que le couvert végétal est absent ou entamé. La solifluxion y est normalement active. Leur effondrement en masse peut donner des coulées boueuses. Certaines banquettes morainiques sont par ailleurs en équilibre sur le flanc rocheux de la vallée glaciaire. Enfin les cônes d'éboulis vifs qui correspondent souvent à des cônes d'avalanche sont bien entendu à éviter.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires ainsi que deux itinéraires dans le *Guide géologique régional : Pyrénées occidentales, Béarn, Pays basque*, par A. Debourle et R. Deloffre (1976), Masson éd., Paris :

— *itinéraire 1* : de Pau à Gavarnie par Montaut, Saint-Pé-de-Bigorre et la vallée de Lourdes;

— *itinéraire 2* : de Pau à Ferrières par les vallées du gave de Pau et de l'Ouzom.

Autres sites d'intérêt géologique

- Vallées de Pont-d'Espagne et du lac de Gaube
- Cirque du Litor (entre Arrens-Marsous et le col d'Aubisque)
- Sources chaudes de Cautejets.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ALIMEN H. (1964) - Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

BARRÈRE P. (1963) - La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. V, p. 516-526.

- BOIS J.-P., POUIT G. et *al.* (1976) - Les minéralisations de Zn (Pb) de l'anticlinorium de Pierrefitte : un exemple de gisements hydrothermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées centrales. *Bull. B.R.G.M.*, sect. II, n° 6, p. 543-567.
- BRESSON A. (1903) - Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute Chaîne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIV, n° 93.
- BRESSON A. (1905) - Feuille de Luz. Campagne 1904. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 107-114.
- BRESSON A. (1906). - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées occidentales en 1906. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4e série, t. VI, p. 777-884.
- CORSIN P., DEBON F., MIROUSE R. (1973) - Données paléobotaniques sur l'âge de la « série de Sia » (zone primaire axiale des Pyrénées occidentales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, série D, p. 285-287.
- DEBON F. (1972) - Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa (Pyrénées occidentales). *B.R.G.M.*, 37 p., 6 fig., 3 pl. photos, 1 carte 1/50 000.
- FROELICH F. (1969) - Les montagnes du Sud d'Arrens (Hautes-Pyrénées). Etude géologique et métallogénique. Gisements de blende, galène et barytine. Thèse doct. 3e cycle, Univ. de Paris VI.
- GOGUEL J. (1946) - Sur quelques cuvettes glaciaires dépourvues de verrous rocheux. *Ann. de Géogr.*, n° 300, p. 241-246.
- MAJESTÉ-MENJOUAS C. (1968) - Le Paléozoïque au Nord du synclinorium des Eaux-Chaudes (Pyrénées occidentales). Essai d'analyse structurale. Thèse doct. 3e cycle, Fac. Sciences Toulouse.
- MIROUSE R. (1966) - Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées. *Mém. Carte géol. Fr.*
- NICOLAÏ A. (1963) - Contribution à l'étude géologique du bassin du gave de Pau entre le massif granitique de Cauterets et la zone nord pyrénéenne. Thèse doct. 3e cycle, Fac. Sciences, Bordeaux.
- PERRET M.-F., JOSEPH J., MIROUSE R., MOURAVIEFF A. (1972) - Un précieux jalon chronostratigraphique dans le Paléozoïque pyrénéen : la datation des « calcaires rubanés » du pic Larrue (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, série D, p. 2439-2442.
- PERRET M.-F. (1974) - Biostratigraphie par Conodontes du Carbonifère inférieur des Pyrénées béarnaises. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 279, série D, p. 791-794.
- REYX J. (1973) - Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas (Hautes-Pyrénées et Pyrénées-Atlantiques). Thèse doct. 3e cycle, Université de Paris VI.

TERNET Y. (1965) - Etude du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (Basses-Pyrénées). Thèse doct. 3e cycle, Fac. Sciences, Toulouse.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Tarbes* : 1ère édition (1907), par L. Carez, G. Vasseur, A. Bresson.
2ème édition (1970), par M. Castéras, F. Crouzel, R. Mirouse,
H. Alimen, J.-P. Paris.
Feuille *Luz* : 1ère édition (1905), par A. Bresson, L. Carez.
2ème édition (1949), par M. Castéras, L. Mengaud, M. Roubault,
P. Urbain, M. Dehghan.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Bayonne* (1962), coordination par F. Permingeat.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département des Hautes-Pyrénées, au S.G.R. Midi-Pyrénées, avenue P.-G. Latécoère, 31400 Toulouse;
- pour le département des Pyrénées Atlantiques, au S.G.R. Aquitaine, avenue du docteur Albert Schweitzer, 33600 Pessac;
- ou encore au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS

P. BARRÈRE : Quaternaire

J.-P. BOIS : Minerais métalliques

J.-C. SOULÉ : Hydrogéologie

Y. TERNET : Stratigraphie et tectonique, formations éruptives, à l'aide des publications de J.P. Bois, F. Debon, Y. Godechot, R. Mirouse, A. Nicolaï, J. Reyx, M. Villanova

Réimpression à l'identique

BRGM

D.L. 1^{re} éd. : 1980

Dépôt légal : novembre 1998