

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

LARUNS- SOMPORT

par

Y. TERNET, C. MAJESTÉ-MENJOULÀS,
J. CANÉROT, T. BAUDIN, A. COCHERIE,
C. GUERROT, P. ROSSI



LARUNS – SOMPORT

La carte géologique à 1/50 000
 LARUNS-SOMPORT est recouverte par les coupures suivantes
 de la Carte géologique de la France à 1/80 000
 à l'Ouest : URDOS (N° 250)
 à l'Est : LUZ (N° 251)
 au Nord-Ouest : MAULÉON (N° 239)
 au Nord-Est : TARBES (N° 240)

Tardets- Sorholus	Oloron- Ste-Marie	Lourdes
Larrau	LARUNS- SOMPORT	Argelès- Gazost
		Gavarnie

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LARUNS-SOMPORT À 1/50 000**

par

**Y. TERNET, C. MAJESTE-MENJOULAS, J. CANEROT,
T. BAUDIN, A. COCHERIE, C. GUERROT, P. ROSSI**

2004

**Editions du BRGM
Service géologique national**

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

- *pour la carte* : TERNET Y., BARRÈRE P., CANÉROT J., MAJESTÉ-MENJOULÀS C. (2003) - Carte géol. France (1/50 000), feuille **Laruns-Somport** (1069), Orléans : BRGM. Notice explicative par TERNET Y., MAJESTÉ-MENJOULÀS C., CANÉROT J., BAUDIN T., COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (2004), 192 p.

- *pour la notice* : TERNET Y., MAJESTÉ-MENJOULÀS C., CANÉROT J., BAUDIN T., COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (2004) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Laruns-Somport** (1069), Orléans : BRGM, 192 p. Carte géologique par TERNET Y., BARRÈRE P., CANÉROT J., MAJESTÉ-MENJOULÀS C. (2004)

© BRGM, 2004. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2069-5

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
RESUMEN	10
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	16
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	19
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	21
DESCRIPTION DES TERRAINS	22
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	22
Formations sédimentaires	22
<i>DÉVONIEN</i>	23
Volcanisme namuro-westphalien	44
Plutonisme stéphanien	44
Ensemble volcanique du Pic du Midi d'Ossau	48
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	59
<i>QUATERNAIRE</i>	77
Formations glaciaires et formations associées	77
Moraines d'altitude	80
Formations fluviales et lacustres	81
Formations de versants	83
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	85
<i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES</i>	85
<i>LE PLUTONISME TARDI-OROGÉNIQUE</i>	88
<i>LE VOLCANISME ET LES DÉPÔTS CONTINENTAUX PERMIENS</i>	89
<i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES MÉSO-CÉNOZOÏQUES</i>	90
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	97
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	117
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	127

<i>OCCUPATION DU SOL</i>	127
Géographie humaine	128
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	132
<i>RISQUES NATURELS</i>	133
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	137
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	143
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	144
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	151
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	151
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	171
AUTEURS	181
ANNEXE	183
<i>DATATIONS GÉOCHRONOLOGIQUES</i>	185

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Blocs diagrammes des secteurs Bious Ossau et Bious Peyreget	47
Fig. 2 - Coupes du ring dyke : A ; entre Bious et Moundelhs : B ; entre Moundelhs et l'Ossau	48
Fig. 3 - A - Coupe schématique W-E du bassin Aragon - Béarn montrant les relations stratigraphiques et structurales ; B - Coupes N-S montrant les relations entre l'Ossau, le campo de Troya et l'Anayet (situation actuelle)	54
Fig. 4 - Corrélations entre les formations sédimentaires et volcaniques des principales coupes du Permien des hautes vallées d'Aspe, d'Ossau et d'Aragon	56
Fig. 5 - Schéma de l'évolution de la série paléozoïque entre les angles NE et SW de la feuille	84
Fig. 6 - Le chevauchement Cinq Monts - Gentiane à l'Ouest de la vallée d'Ossau. A : schémas de détails des structures visibles au Pic Lasnères ; B : détail au Signal de Cinq Monts C : détail au bas de la vallée d'Ossau, en aval de Laruns. S _s , stratification ; SH, schistosité hercynienne ; SP ₁ , SP ₂ , schistosités pyrénéennes. En blanc, terrains paléozoïques ; en grisé, terrains post-hercyniens	98
Fig. 7 - Plis hercyniens de la phase 1 - Crête de la Sagette A : axe N 160°E ; B : axe N 20°E	100

Fig. 8 - Tectoniques superposées dans la crête de Gabardère. Superposition de plis E-W homoaxes	100
Fig. 9 - Plis déversés vers le Sud à la Sagette de Buzy. Schistosité de flux dans les pélites et plissement des bancs gréseux (en pointillés). Schistosité hercynienne réactivée SH ₂ ou pyrénéenne SP ₁ ; glissements le long des surfaces de schistosité	101
Fig. 10 - Plis de la crête du Moustardé	102
Fig. 11 - Plis décimétriques à métriques affectant les lydiennes du Moustardé	102
Fig. 12 - Première phase hercynienne dans le Massif du Bois de la Traillère. Pli N 20°E déversé à l'Est avec schistosité plan axial de fracture dans les bancs gréseux (pointillés) ou de flux dans les pélites	104
Fig. 13 - Figures d'interférences dans les pélites du Bois de la Traillère. Figures en chaminon de type 2	104
Fig. 14 - Anticlinal du fort du Portalet. Coupe équilibrée de la « Mâtre »	106
Fig. 15 - Interprétation du duplex des Eaux-Chaudes par la méthode des coupes équilibrées	111
Fig. 16 - Schéma des unités structurales de la région de Laruns et couloir de décrochement Bielle-Accous (CDBA)	112
Fig. 17 - Couloir de décrochement de Bielle-Accous	hors-texte
Fig. 18 - Courbes ombrothermiques durant la période 1961-1990	138
Fig. 19 - Schéma de l'itinéraire de l'excursion du lac de Fabrèges aux Eaux-Chaudes par le col de Lurdé	150
Fig. 20 - Schéma géologique à l'Ouest du lac de Fabrèges	152
Fig. 21 - Vue vers l'Est depuis le col de la Sagette	154
Fig. 22 - Vue vers l'Est depuis la base des pentes méridionales du col de Lurdé	158
Fig. 23 - Du col de Lurdé, tracé de l'accident col de Lurdé-Pambassibé	160
Fig. 24 - Vu de l'Ouest, le tracé de l'accident col de Lurdé- Pambassibé. Sous la crête de la Brèque, tracé du chevauchement du Gourzy	161
Fig. 25 - Panorama à l'Ouest de Bedous	164
Fig. 26 - Panorama à l'Est du gave d'Aspe depuis les environs d'Athas	166
Fig. 27 - Vue vers le Nord depuis Cette : Dévono-Carbonifère et Crétacé supérieur discordant	168
Fig. 28 - Panorama depuis la crête frontière au Sud-Ouest du col du Somport	hors-texte

RÉSUMÉ

Dans les Pyrénées occidentales, la feuille Laruns-Somport comprend la terminaison occidentale de la Haute chaîne primaire. Deux zones parallèles à l'allongement de la chaîne y sont distinguées. Au Sud, la plus vaste se caractérise par l'ennoyage du Paléozoïque vers l'Ouest sous une couverture sédimentaire discordante de Crétacé supérieur qui en borde également les flancs méridional et septentrional. Diverses phases de déformation hercyniennes sont reconnues mais les effets de l'orogénèse pyrénéenne - certainement importants- ne sont pas encore complètement et partout identifiés. Cependant, le prolongement de la couverture crétacée vers l'Est sur le versant espagnol montre que cette zone est le prolongement de la Nappe de Gavarnie et constitue une vaste structure anticlinale à déversement vers le Sud.

Au Nord, séparée de la zone Sud par la faille-chevauchement E-W col d'Iseye- les Eaux-Chaudes, s'individualise une zone étroite, très compartimentée, de terrains paléozoïques associés à des lambeaux de couverture mésozoïque le plus souvent décollée. Elle correspond à un couloir de déformation de direction W-E à forte composante senestre dénommé Couloir de décrochement Bielle-Accous (C.D.B.A.), qui, est le siège d'un raccourcissement sub-méridien alpin ; un des effets de cette transpression est le déversement et le charriage vers le Sud ou le SSE de terrains paléozoïques, déformés à l'Hercynien, et de leur couverture mésozoïque sur la propre couverture mésozoïque de l'autochtone (relatif) granitique des Eaux-Chaudes, donnant ce qu'on a appelé le Synclinal complexe des Eaux-Chaudes. Certains accidents sont donnés comme des réactivations de failles hercyniennes.

Enfin, la feuille comprend sur sa limite nord la frange méridionale des chaînons jurassique-crétacé inférieur béarnais de la Zone nord-pyrénéenne, séparée du C.D.B.A. par la faille du col de Bergout, résultat de l'inversion dans le raccourcissement majeur éocène, de la zone des failles normales sud du rift albo-cénomanién du Béarn.

La série paléozoïque est analogue à celle que l'on connaît à l'Est. Le Silurien est représenté par des pélites et siltites noires, pyriteuses, affleurant seulement au Sud-Ouest de Laruns. Le Dévonien inférieur comprend surtout des calcaires massifs, localement dolomitisés. Le Dévonien moyen est soit pélitique et pélitico-gréseux, soit à faciès de calcaires subrécifaux à polypiers ; ceux-ci sont largement dolomitisés (dolomie rousse) dans le C.D.B.A. Le Dévonien supérieur est sur les bordures nord et sud de la feuille la continuation des calcaires récifaux, et correspond ailleurs à de puissantes formations détritiques dites de Sia et du pic Lariste. Le Dévonien terminal est représenté par la classique formation des calcaires amygdalaires à goniatites. Le Carbonifère débute par des calcaires datés

jusqu'au Namurien moyen. Ils sont localement transgressifs sur divers termes du Dévonien. Le Culm namurien, très développé, est aussi localement transgressif.

Les limites de faciès correspondraient à des failles synsédimentaires préorogéniques. Les lacunes, les transgressions et le dépôt des séries détritiques marquent le début de l'orogénèse hercynienne dont les déformations en raccourcissement n'ont commencé dans cette partie des Pyrénées qu'au Namurien supérieur. Durant celle-ci s'est mis en place le massif granodioritique des Eaux-Chaudes daté à $301,2 \pm 8,7$ Ma. Pendant la phase de distension permienne se sont produits les épisodes volcaniques du pic du Midi d'Ossau datés à 278 et 272 Ma et de l'Anayet, contemporains du dépôt de séries détritiques rouges.

Au Trias inférieur sont rapportés des conglomérats et des grès discordants sur le Paléozoïque du CDBA. Le Trias moyen et supérieur est largement représenté dans cette zone par des calcaires, cargneules et argiles associés à des masses d'ophite datée près de Bedous à $198,7 \pm 2,1$ Ma (limite Trias-Jurassique).

Les chaînons béarnais et leur dépendance du pic de Bergon montrent un Lias à calcaires, brèches et dolomies à la base, surmontés de calcaires à belemnites, puis des calcaires et dolomies noires montant peut être dans l'Oxfordien. Au-dessus d'un mince niveau bauxitique (émersion) viennent les calcaires urgoniens de l'Aptien qui passent vers le haut et latéralement à des marnes à spicules.

Le Crétacé supérieur, transgressif, est constitué par des calcaires détritiques bioclastiques, datés du Cénomanién au Campanien et par un flysch montant dans le Maestrichtien qui indique l'appartenance de la région à la bordure méridionale des bassins flysch sud-aquitains.

Au Quaternaire, les glaciers du maximum ont occupé la vallée d'Ossau et la haute vallée d'Aspe. Celui d'Ossau a édifié ses moraines frontales très au Nord, à Arudy, sur la feuille Oloron. En vallée d'Aspe, seuls les appareils issus des crêtes d'altitude moyenne du cirque de Lescun ont laissé là des dépôts importants ; le glacier occupant la vallée principale aurait de peu dépassé Bedous.

ABSTRACT

The Laruns-Somport map area, in the western Pyrénées, marks the western end of the Paleozoic Hautes Pyrénées range and comprises two zones lying parallel to the extension of the range. In the larger of the two

zones, to the south, the Paleozoic plunges westwards below an unconformable Late Cretaceous sedimentary cover, which also fringes the southern and northern edges of the zone. Different phases of Hercynian déformation can be recognized, but the effects of the Pyrenean orogeny - almost certainly significant - are still poorly identified. However, the eastward extension of the Cretaceous cover rocks to the Spanish side shows that this zone is the continuation of the Gavarnie Nappe, forming a vast anticlinal structure overturned to the south.

To the north, separated from the southern zone by the major "col d'Iseye" fault, is a narrow, highly compartmentalized zone of Paleozoic formations with outliers of the generally detached Mesozoic cover. It is a west-east-oriented fault corridor with a strong sinistral component, known as the "Coulloir de décrochement Bielle-Accous (CDBA)". It was the site of southerly Alpine shortening; one of the conséquences of this "transpression" was the southward or south-southeastward tilting and overthrusting of the Paleozoic formations (deformed during the Hercynian) and their Mesozoic cover over the rigid autochthonous granitic rocks of Les Eaux-Chaudes forming what is known as the Eaux-Chaudes Syncline complex. Certain faults are thought to be reactivated hercynian faults.

Finally, at the northern boundary of the map area, we find the southern edge of the Jurassic and Early Cretaceous Béarnaise Range of the North Pyrenean zone, separated from the CDBA by the major "col de Bergout" Fault.

The Paleozoic séries is similar to that in the east. The earliest stage, Silurian, is represented by black, pyritic siltites and pelites that crop out only to the southwest of Laruns. The Early Devonian comprises mainly massive, locally dolomitic, limestone. The Middle Devonian consists either of pelite and pelitic sandstone or of sub-reef coral limestone faciès that are largely dolomitic (brown dolomite) in the CDBA. The Late Devonian, at the northern and southern edges of the map, is a continuation of the reef limestone; elsewhere, it corresponds to thick detrital deposits known as the Sia and "pic Lariste" formations. The uppermost Devonian is represented by the classic goniatic amygdaloidal limestone formation. The Carboniferous begins with limestones, dated by conodonts up to the middle Namurian, that are locally transgressive over various Devonian limestone beds. The namurian Culm, which occupies a large area, is also locally transgressive.

The faciès boundaries appear to be controlled by pre-orogenic syndimentary faults. The hiatuses transgressions, and the déposition of the clastic séries correspond to the start of the hercynian orogeny. Compressionnal déformation begins only in upper Namurian in this external portion of the Hercynian orogen. It was during this period that the "Les Eaux-Chaudes" granodiorite massif, dated at 301.2 ± 8.7 Ma, was emplaced. The

Pic du Midi volcanics at Ossau dated at 278 and Anayet, contemporaneous with the red clastic deposits, are related to the Permian extension.

Conglomerâtes and sandstones unconformably overlying the Paleozoic rocks of the CDBA are assigned to the early Triassic. The middle and late Triassic is largely represented in this area by limestones, cagneules and clays associated with ophitic bodies dated near Bedous at 198.7 ± 2.1 Ma.

The "chaînons béarnais" and its outlying counterpart, the "pic de Bergon", contain liassic deposits of limestone, breccia and dolomite at the base, overlain by belemnitic limestone that is in turn overlain by black dolomite and limestone possibly extending to the Oxfordian. Overlying a thin bauxitic bed (émergence) is urgonian limestone of aptian âge that grades upward and laterally into spicular maris.

The Late Cretaceous comprises transgressive bioclastic detrital limestones dated from Cenomanian to Campanian and flysch extending to the Maastrichtian which shows that the région belonged to the southern edge of the Aquitaine flysch basins.

In the Quaternary, the glaciers of the maximum glacial advance carved out the Ossau and upper Aspe valleys. The Ossau glacier deposited its end moraines far in the north, near Arudy in the Oloron map area. In the Aspe valley, only the glaciers from the middle-altitude peaks of the Lescun cirque left any subséquent deposits ; the glacier in the main valley did not extend far beyond Bedous.

RESUMEN

En los Pirineos occidentales, la hoja de Laruns-Somport comprende la terminación occidental de la Alta Cadena primaria. Se distinguen allí dos zonas paralelas a la orientación de la cadena. Al Sur, la mas importante se caracteriza por el anegamiento del Paleozoico hacia el Oeste bajo una cobertura sedimentaria discordante del Cretácico Superior que bordea también los flancos méridional y septentrional de esa zona. Se reconocen diversas fases de deformación hercínicas aunque los efectos de la orogenesis pirenaica -por cierto importantes- no están bien identificados. No obstante, la prolongación de la cobertura cretácica hacia el Este sobre la vertiente española muestra que esa zona es la prolongación del cabalgamiento de Gavarnie y constituye una vasta estructura anticlinal de vergencia Sur.

Al Norte, separada de la zona sur por la falla cabalgante del puerto de Iseye-Les Eaux-Chaudes se individualiza una zona estrecha muy compartimentada de terrenos paleozoicos asociados a segmentos mesozoicos y casi siempre

despegados. Esta zona corresponde a un corredor de deformación de dirección O-E con un fuerte componente sinistral denominado "Couloir de décrochement Bielle-Accous" (C.D.B.A.), donde tiene lugar de un acortamiento submeridional alpino. Uno de los efectos de esta transpresión es el vertimiento y el corrimiento hacia el Sur o el SSE de terrenos paleozoicos, deformados en el Hercínico, y de su cobertura mesozoica sobre la propia cobertura mesozoica del autóctono (relativo) granítico de Eaux-Chaudes, que produce lo que se denomina el Sinclinal Complejo de Eaux-Chaudes. Algunos accidentes se explican como reactivaciones de fallas hercínicas.

Por último, la hoja comprende en su límite norte la faja meridional de los ramales del Jurásico Cretácico inferior bearnés de la zona norpirenaica, separadas de la C.D.B.A. por la falla del puerto de Bergout, resultado de la inversión en el acortamiento mayor eoceno de la zona de fallas normales al sur del rift albo-cenomaniano del Béarn.

La série paleozoica es análoga a la que se encuentra al Este. El Silúrico está representado por pelitas y siltitas negras, piritosas, que afloran solo al Sudoeste de Laruns. El Devónico Inferior comprende sobre todo calizas masivas, localmente dolomitizadas. El Devónico Medio es pelítico y pelítico-arenoso, o bien con facies de calizas subarrecifales con políperos. Estas calizas son altamente dolomitizadas (dolomia rojiza) en la C.D.B.A. El Devónico Superior en los bordes Norte y Sur de la hoja es la continuación de las calizas arrecifales, y corresponde en otros lugares a poderosas formaciones detríticas denominadas "de Sia" y "du pic Lariste". El Devónico Terminal está representado por la clásica formación de calizas amigdaloides con goniátites. El Carbonífero comienza por calizas que se llegan hasta el Namuriense Medio. Son localmente transgresivas en diversas capas devónicas. El Culm namuriense, bastante desarrollado, también es localmente transgresivo.

Los límites de facies corresponderían a fallas sinsedimentarias preorogénicas. Los depósitos lacustres, las transgresiones y el depósito de las series detríticas, determinan el comienzo de la orogénesis hercínica cuyas deformaciones en forma de acortamiento solo comenzaron en esta parte de los Pirineos durante el Namuriense Superior. Durante este período surgió el macizo granodiorítico de Eaux-Chaudes datado de $301,2 \pm 8,7$ Ma. Durante la fase de distensión pérmica se produjeron los episodios volcánicos del pico de Midi d'Ossau, datados de 278 y 272 Ma, y de Anayet, contemporáneos del depósito de las series detríticas rojas.

Al Trias inferior corresponden conglomerados y areniscas discordantes sobre el Paleozoico de la C.D.B.A. El Trias Medio y Superior está ampliamente representado en esta zona por calizas, carniolas y arcillas asociadas a masas de ofita datada, cerca de la ciudad de Bedous, de $198,7 \pm 2,1$ Ma (límite Trias-Jurásico).

Los ramales bearnesos y su dependencia del pico de Bergon muestran un Lias con calizas, brechas y dolomias en la base, cubiertas por calizas con belemnitas, y luego calizas y dolomias negras que llegan hasta el Oxfordiense. Por encima de un fino nivel de bauxita (émersion) vienen las calizas urgonianas del Aptiense que pasan hacia arriba y en forma lateral a las margas con espiculas. El Cretácico Superior, transgresivo, está constituido por calizas detríticas bioclásticas, que datan del Cenomaniense al Campaniense, y por un flysch que se remonta al Maastrichtiense que indica la pertenencia de la région al borde méridional de las cuencas flysch sudaquitanas.

El Cretácico Superior, transgresivo, está constituido por calizas detríticas bioclásticas, que datan del Cenomaniense al Campaniense, y por un flysch que llega hasta el Maastrichtiense que indica la pertenencia de la région al borde méridional de las cuencas flysch sudaquitanas.

En el Cuaternario, los glaciares de la extensión máxima ocuparon el valle de Ossau y el alto valle de Aspe. El de Ossau edificó sus morrenas frontales más al Norte, en Arudy, sobre la hoja Oléron. En el valle de Aspe, solo los aparatos volcánicos procedentes de las cumbres de altitud media del circo de Lescun dejaron allí depósitos importantes; el glaciar que ocupaba el valle principal pudo haberse extendido un poco más allá de Bedous.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Sur le versant nord des Pyrénées occidentales, la feuille Laruns-Somport occupe la partie montagnarde du Béarn. Administrativement elle est entièrement située dans le département des Pyrénées-Atlantiques. Elle est adossée au Sud à la frontière avec l'Espagne (province d'Aragon). Cette limite coïncide en général avec la ligne de partage des eaux entre le versant nord où elles se dirigent vers l'Atlantique et le versant sud où, par l'Ebre, elles s'écoulent vers la Méditerranée.

Le point le plus bas est à 400 m, le point culminant, le pic du Midi d'Ossau, atteint 2 884 m et de nombreux sommets sont compris entre 2 100 m et 2 600 m. Les versants généralement raides portent un couvert forestier presque continu jusqu'à 1 600-1 800 m.

L'hydrographie et l'orographie s'organisent autour de deux axes d'orientation Nord-Sud : la vallée d'Ossau à l'Est et la vallée d'Aspe à l'Ouest. Le gave d'Ossau et le gave d'Aspe se rejoignent à 22 km au Nord de la feuille à Oloron Sainte-Marie, formant le gave d'Oloron lequel conflue avec le gave de Pau pour former les Gaves Réunis affluent du fleuve Adour.

Ces vallées sont séparées par une crête qui s'abaisse de 2 349 m au pic des Moines, sur la frontière, à 1 858 m au Lauriolle sur la limite nord. Elle ne présente de points de passages relativement aisés que dans le tiers nord : le col d'Arrioutort (1 698 m) et le col d'Iseye (1 800 m) franchis par des sentes pastorales. Ce cloisonnement n'est probablement pas étranger au particularisme marqué des populations.

En remontant la vallée d'Ossau, qui couvre le tiers oriental de la feuille, on rencontre d'abord une vallée à fond plat, fluvatile, qui s'élargit autour du bourg de Laruns. Le raide et « inhospitalier » massif des Cinq Monts (1 882 m) constitue la rive gauche, et les chaînons aux formes moins accusées du pic d'Auzu (1 514 m) et de la Montagne Verte (1 174 m) la rive droite. Les torrents affluents, le Lamay, le Canceigt et le Valentin en rive droite, l'Arriusec en rive gauche se raccordent au gave d'Ossau par des gorges profondes peut-être d'origine sous-glaciaire. La vallée du Valentin s'est creusée sur la limite tectonique entre schistes paléozoïques au Nord et calcaires massifs mésozoïques au Sud, limite que le torrent suit actuellement très exactement sous le village des Eaux-Bonnes.

Au Sud de Laruns, au Hourat (trou), le gave s'échappe d'un long et très étroit défilé entaillé dans les calcaires massifs d'âge dévonien et surtout crétacé supérieur de l'imposant massif du Ger et du Pambassibé (2 378 m)

dont les crêtes dominant en rive droite de près de 2 000 m le fond de la vallée et constituent en rive gauche les falaises du pic de la Gentiane (1 713 m). En amont du village des Eaux-Chaudes, il s'enfonce dans le granité, recevant en rive gauche le torrent du Bitet, qui se raccorde à lui par des gorges profondes, et en rive droite le gave du Soussouéou.

Le val de Bitet correspond à une zone de fractures WNW-ESE entre Paléozoïque au Sud et Crétacé supérieur au Nord, jalonnée de terrains triasiques peu résistants à l'érosion. Il recueille en rive droite les eaux des torrents d'Isabe et de Sesques venant des sommets du même nom. Ce versant orienté à l'Est, sous des crêtes dont l'altitude va de 2 400 m à 2 600 m, a été aménagé en petits cirques glaciaires, l'un deux étant occupé par le lac d'Isabe. Cette crête se poursuit vers le Sud-Est jusqu'au pic Biseau qui domine de 1 000 m le village de Gabas, avec les mêmes caractères : cirques de Gaziès et d'Er au Nord-Est, pentes relativement douces au Sud-Ouest.

Le gave du Soussouéou entre sur la feuille par une plaine alluviale (ancien lac) et s'enfonce ensuite dans des gorges granitiques dominées au Nord par les calcaires crétacés des pics de Cézy et d'Arcizette et au Sud par les abrupts calcaréo-schisteux paléozoïques de la Sagette. C'est par là qu'entrait en vallée d'Ossau le glacier issu de la région d'Artouste, à quelques 20 km au SSE, bordé par des crêtes approchant 3 000 m.

À Gabas confluent des deux torrents formant le gave d'Ossau : le gave de Bious venant du Sud-Ouest et du lac de Bious-Artigues en amont duquel il serpente dans une longue plaine lacustre dominée par la région des lacs d'Ayyous, de Bersau, etc. et le gave de Brousset venant du Sud. Leurs vallées qui se rejoignent presque en amont, près du pic de la Gradillère, cernent le massif du pic du Midi d'Ossau dont la double pointe andésitique, dégagée au milieu de terrains à dominante schisteuse, écrase les reliefs avoisinants. Ceux-ci forment, du pic Moines à la Dent de Soques (2 692 m) à l'Est, la crête frontière aux arêtes calcaires élancées, échancrée par le col du Pourtalet (1 794 m) et le col de Peyrelue (1 849 m) qui donnent accès à la vallée du rio Gallego.

La dénomination vallée d'Aspe s'applique en fait à une large zone comprenant plusieurs régions bien individualisées. Elle débordé vers l'Ouest, la limite de la feuille.

Au Nord, l'étroite vallée du gave d'Aspe franchissant le plus méridional des chaînons calcaires béarnais de l'Ourdinse (1 469 m) et du Layens (1 557 m), succède à la large plaine alluviale de Bedous, ou « bassin de Bedous », dégagée dans des roches meubles surtout triasiques. À l'Est de ce bassin, le lourd massif schisteux du Bois de la Traillère, surmonté par la crête calcaire aux formes élancées du pic de Bergon (2 148 m) et de la

Marrère (2 221 m), est limité au Nord par la vallée encaissée du Gabarret et au Sud par le beau et large vallon de la Berthe tapissé de dépôts fluvio-glaciaires. À l'Ouest, les raides pentes du Soum de Pirait (1 126 m), entre le vallon de l'Arriq au Nord et celui du Malugar au Sud, se relient au sommet arrondi du Serrot deu Bouch. Celui-ci se trouve, entre les cols de Bergout au Nord et de Bouesou au Sud, sur la crête subméridienne séparant le bassin de Bedous de la vallée du gave de Lourdios. Celui-ci rejoint le gave d'Aspe à une dizaine de kilomètres en aval.

Le bassin de Bedous est fermé au Sud par le rempart subvertical des calcaires d'âge crétacé supérieur, continu du pic Permayou à l'Est, au pic de Soum Couy à l'Ouest, en une disposition identique à celle que l'on trouve en vallée d'Ossau au Sud de Laruns. Le gave d'Aspe le franchit au défilé d'Esquit.

Peu en amont, au pont de Lescun, s'ouvre à l'Ouest, dans des terrains schisteux, le vaste cirque de Lescun (altitude moyenne : 1 000 m). Il est occupé par de puissantes moraines issues des vallées qui dissèquent les reliefs périphériques dont les pics calcaires de Billare et du Dec de Lhurs : du Nord au Sud, le Lauga et son affluent de rive droite le ruisseau d'Anaye, le gave d'Ansabère et son affluent de rive gauche le Landrosque issu du lac de Lhurs, l'Armées, la Brennère et le Labadie dont la réunion forme le gave de Lescun. La limite occidentale est constituée par les falaises de la crête frontière passant par le pic d'Anie (2 504 m), la Table des Trois Rois (2 421 m), le pic d'Ansabère (2 360 m) et le pic de Pétragème (2 361 m). Au Sud, c'est la crête accidentée des pics de Laraille (2 138 m) et de Burcq (2 105 m) ne donnant que de rares passages (col de Pau) vers la vallée du Rio Aragon Subordân.

Au pont de Lescun (484 m), le gave de Lescun conflue avec le gave d'Aspe. Ici, en amont, est la propre vallée d'Aspe (d'asper = rude, austère), incision subméridienne, long couloir encadré de versants raides. Le gave y franchit des chaînons calcaires par des défilés extrêmement étroits tels ceux d'Etsaut et du Portalet. Il reçoit en rive gauche les gaves de Belonce et du Baralet que dominent les crêtes du pic Labigouet et de Baralet et au Sud les sommets frontaliers d'Aillary (2 215 m), d'Arlet (2 207 m), aux teintes rouges dues aux terrains permien. En rive droite, le Sadum, le Sescoué et l'Arnousse rejoignent la vallée principale par des gorges impressionnantes. Aux Forges d'Abel, débouche à l'Ouest le vallon de l'Espélunguère qui descend du port frontalier de l'Escale d'Aiguë Torte qui n'est pas situé sur la ligne de partage des eaux ; celle-ci passe plus à l'Ouest, au Puerto de Escala qui ouvre sur la haute vallée du Rio Aragon Subordân et passe ensuite, au Sud, en territoire espagnol, par les sommets calcaires de la Sierra de Bernera et des Pics d'Aspe (2 600 m) dont les murailles colorées ferment la vallée.

Frontière et ligne de partage des eaux se confondent à nouveau au col du Somport (1 632 m) et sur la crête du pic d'Arnousse (2 141 m) au pic des Moines (borne de la vallée d'Ossau), crête qui domine au Sud-Est le Val d'Astún où naît le Rio Aragón.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille est située à la terminaison occidentale de la Haute chaîne primaire qui s'ennoie là sous une couverture d'âge crétacé supérieur à paléocène appartenant à la Zone sud-pyrénéenne. Elle aborde sur sa frange nord les plus méridionaux des chaînons jurassique-crétacé inférieur béarnais relevant classiquement de la Zone nord-pyrénéenne. Entre le Paléozoïque à couverture de Crétacé supérieur et les chaînons béarnais, existe une zone à matériel paléozoïque, triasique et mésozoïque dont la fracturation complexe indique une transpression sub-méridienne importante à composante de coulissement sénestre de peu d'ampleur ; c'est le couloir de décrochement Bielle-Accous (CDBA). La faille qui le limite au Nord n'a pas les caractères de la Faille nord-pyrénéenne. De là l'hypothèse que la limite de la plaque ibérique et de la plaque européenne ne serait pas une zone étroite mais correspondrait à une mosaïque de blocs crustaux particulièrement mobile.

On trouvera dans le mémoire de thèse de R. Mirouse un bref historique de l'exploration géologique de la région pendant la deuxième moitié du XIX^e siècle (Mirouse, 1966) dont la synthèse a été réalisée par L. Carez (Carez, 1903). Parmi de nombreux auteurs on retient Beaughey, Jacquot, Liétard, Oelhart, Roussel qui s'intéressèrent plus particulièrement aux terrains anciens, J. de Lapparent qui publia en 1911 la seule monographie consacrée au volcanisme de l'Ossau jusqu'aux années 1970, H. Coquand (les « calcaires à hippurites » ; Coquand, 1869), E. Hébert (les « calcaires des Eaux-Chaudes » ; Hébert, 1875), E. Fournier (les « calcaires des cañons » ; Fournier, 1905) et J. Seunes qui eut une activité importante en Aspe et Ossau (Seunes, 1892 ; 1893a ; 1893b ; 1894). Ces pionniers ne réalisèrent aucun travail cartographique d'ensemble mais préparèrent largement l'étape suivante par la découverte de fossiles et l'observation des rapports de divers terrains.

Cette étape consiste en l'achèvement du travail fondamental de Bresson illustré par une carte à 1/200 000 couvrant les montagnes situées à l'Est des vallées des gaves d'Ossau et de Brousset (Bresson, 1903), bientôt suivi par la publication des feuilles de Luz à 1/80 000 (Bresson, Carez, 1905), d'Urdos (Bresson, 1907) et de Tarbes (Carez, Vasseur, Bresson, 1907). Le Dévonien comprend, schématiquement, à sa base un complexe schisteux dans lequel se développent des formations détritiques à grain fin, et un Dévonien moyen à

supérieur à dominante calcaire (calcaires à polypiers siliceux de l'Eifélien) se terminant par des calcaires amygdaloïdes à goniatites du Frasnien. Le Carbonifère débute avec le niveau des lydiennes et se poursuit par une puissante série schisto-gréseuse formant, à l'Ouest de la vallée d'Ossau, une vaste aire synclinale traversée par le volcanisme andésitique du pic du Midi d'Ossau. Des anticlinaux de calcaires dévoniens percent l'aire carbonifère avec une direction WNW-ESE. Celle-ci est aussi la direction de « bandes » de terrains dévono-carbonifères caractérisées par une lithostratigraphie particulière et qui sont séparées par les failles longitudinales ; ainsi la faille des Eaux-Bonnes au Nord du Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes et la faille de la Montagne Verte plus au Nord. Le recouvrement normal de Crétacé supérieur du granite des Eaux-Chaudes est reconnu, se poursuivant à l'Ouest par le pic d'Anie jusqu'aux sierras du versant espagnol où il se superpose à du Permien lui-même discordant sur le Paléozoïque. Le pli couché des Eaux-Chaudes et les klippes paléozoïques qui le surmontent sont identifiés. La limite entre le Crétacé supérieur aspois et le Trias de Bedous est une faille (col d'Iseye) qui toutefois ne rejoint pas le chevauchement des Eaux-Chaudes. Au Nord-Est, le Jurassique-Crétacé inférieur plissé est séparé du Paléozoïque par une faille jalonnée de trias ophitique (col d'Agoures).

La feuille Mauléon à 1/80 000 (Carez, Fournier, 1910) montre, au Sud d'une couverture normale de terrains secondaires, le prolongement des terrains de la rive droite de la vallée d'Ossau avec cependant moins de précision ; ainsi, le Trias du « Saint-Monts » et de la « Borde Sallabert » n'est pas rapporté au prolongement d'une faille connue en rive droite de la vallée (type faille de la Montagne Verte) ; les quartzites « carbonifères » du pic de la Sentinelle sont séparés du Dévonien de Laruns par une discontinuité jalonnée d'ophites dont l'absence ne sera constatée qu'à l'occasion du levé de la présente carte. À l'Ouest, le Carbonifère de Bedous s'ennoie sous une couverture de grès permien et de Trias.

Suit jusqu'aux années 1960 une période de faible activité. On note la découverte dans les « calcaires à Hippurites » de microfaunes en accord avec l'âge santorien qui leur était plus ou moins reconnu, comprenant *Lacazina compressa* (Mengaud, 1929) et *Lacazina elongata* (Gubler, 1950), et l'étude de nombreux hippurites (Astre, 1955).

Les recherches tectoniques semblent se limiter à la démonstration de l'enracinement du massif du bois de la Traillère (Casteras, 1943a, 1943b) en réponse à l'interprétation selon laquelle ce Carbonifère de l'Est de Bedous était charrié sur le Trias qui l'entoure (Viennot, 1927). À cette occasion, M. Casteras décrit le rejaillissement de ce massif à l'Est sur le Paléozoïque de Laruns.

En 1962, R. Mirouse achève un important travail consacré à la partie occidentale de la zone primaire axiale (Mirouse, 1926). Accompagné d'une

carte à 1/150 000 et d'une carte détaillée à 1/50 000 inédite, dessinée sur un fond sommaire calqué sur la carte en hachures de l'IGN, il couvre la totalité des terrains paléozoïques de la feuille Laruns-Somport. L'étude stratigraphique, appuyée sur du matériel paléontologique relativement abondant et sur des microfaunes (conodontes), conduit à une paléogéographie privilégiant une répartition des faciès parallèlement à l'allongement de la chaîne (direction hercynienne) ; très schématiquement, dans une région nord-occidentale (ici dans le Nord-Est de la feuille) et dans une région sud-occidentale (crêtes frontalières de Lescun), il succède à un Dévonien inférieur plutôt détritique, un Dévonien calcaire localement à faciès récifal, alors qu'entre les deux le Dévonien demeure surtout pélitique. Dans les mêmes régions marginales, le Carbonifère, épicontinental, localement transgressif sur le Dévonien, précède le Culm namurien. À ce dernier correspond dans la zone centrale une puissante série quartzitique (Sia) conformément à la conception de Bresson. Cependant, de larges affleurements d'une série schisto-gréseuse précédemment rapportée par ce dernier au Carbonifère sont reconnus comme du Dévonien supérieur. Enfin, une stratigraphie des séries rouges permienes est proposée.

R. Mirouse distingue des ensembles structuraux d'orientation également parallèle à l'axe de la chaîne et caractérisés par leur succession lithostratigraphique. Une « Zone septentrionale », au Nord du Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes, est subdivisée en « compartiments » par des accidents directionnels hercyniens : du Nord au Sud, les compartiments de Ferrières, du col d'Aubisque et de Laruns. Ils ont joué lors de l'orogénèse pyrénéenne ce qui explique, en particulier, les mouvements d'enveloppement et de déversement autour du Paléozoïque et du Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes. Une « Zone médiane » est divisée par le prolongement de la « faille de Sayette » (Bresson) en « compartiment d'Uzious » au Nord, comprenant le granite des Eaux-Chaudes et sa couverture de Crétacé supérieur, et le « compartiment de Cauterets », au Sud, recoupé par le granite du même nom. Une « Zone sud-occidentale » sur les hautes vallées de Brousset, de Bious et d'Aspe, s'ennoie à l'Ouest sous la voûte de Crétacé supérieur du pic d'Anie.

Quelques années plus tard des études sont réalisées avec l'appui de l'industrie pétrolière (SNPA). Elles concernent d'une part les terrains du Trias, Jurassique, Crétacé inférieur de la zone nord-pyrénéenne : à l'Est de la vallée d'Aspe (Canérot, 1964) et à l'Ouest (Tisin, 1963) ; d'autre part le Crétacé supérieur : à l'Est de la vallée d'Aspe (Ternet, 1965) et à l'Ouest (Ribis, 1965). Les premières apportent des précisions stratigraphiques et structurales dans un secteur où le déversement des plis au Nord était déjà connu. Mais la cartographie (à 1/20 000) n'est réalisée, pour ce qui est de la feuille Laruns-Somport, que sur un fond topographique imprécis issu du fond en hachures. Les secondes décrivent une lithostratigraphie du Cénomanién au Campanien-Maastrichtien appuyée sur de nombreuses datations

micropaléontologiques, analysent dans le détail la tectonique tangentielle à vergence sud, et sont illustrées par des cartes dont le fond à 1/20 000 a été réalisé par restitution de photos aériennes.

Ces données acquises en gros depuis le début des années 1960 sont utilisées pour le dessin des deuxièmes éditions des cartes à 1/80 000 Urds (Casteras, Souquet, Mirouse, 1966), Mauléon (Casteras, Lamare, Mirouse, 1969), Tarbes (Casteras, Crouzel, Mirouse, 1970). La deuxième édition de la feuille Luz (Casteras, Mengaud, Roubault, 1952) n'apporte ici aucune nouveauté sauf l'ajout de quelques affleurements de Trias ophitique dans le secteur des plis couchés des Eaux-Chaudes.

En 1989, F. Bixel, J. Muller et P. Roger publient en association avec le Parc national des Pyrénées occidentales, une carte sur fond IGN à 1/25 000 couvrant l'angle sud-est de la feuille Laruns-Somport. Très fouillée pour ce qui est des formations superficielles (représentées peut-être à l'excès, voire abusivement, ce qui nuit à la lisibilité de l'ensemble), elle donne une cartographie nouvelle des formations permienes, en partie à la lumière des travaux de C. Lucas (Lucas, 1977), et l'unique représentation du volcanisme polyphasé de l'Ossau magnifiquement décrit et illustré dans le mémoire de thèse de F. Bixel (1984). La cartographie des terrains paléozoïques diffère peu de celle proposée par R. Mirouse ; il n'est pas tenu compte dans le secteur du lac de Fabrèges de l'attribution nouvelle de la série de Sia au Dévonien supérieur (Krylatov et Stoppel, 1991). Ces terrains sont traités sous l'aspect de leur déformation polyphasée (Muller et Roger, 1977).

Enfin, des études biostratigraphiques menées sur les calcaires de base du Carbonifère (Perret, 1989) et sur le Culm (Delvolvé, 1987, 1996) ont permis de décrire la progression et le raccourcissement diachrones du bassin marginal externe hercynien, de l'Est vers l'Ouest, pendant tout le Namurien.

Rappelons ici que Richard Getty, de la Queen's University of Belfast, entreprit le levé de la région septentrionale de la feuille et se tua accidentellement sur les pentes de la Montagne Verte en octobre 1989.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La majeure partie de la feuille est occupée par des terrains paléozoïques qui, prolongeant ceux des Pyrénées occidentales et centrales, appartiennent à la zone axiale ou Haute chaîne primaire. Cette dernière appellation est en effet préférable puisque la région considérée est entièrement dans le domaine des déversements éocènes vers le Sud, mais à l'aplomb de la racine lithosphérique plongeant depuis l'Espagne jusqu'à ~ 90 km de profondeur (Souriau et Granet, 1995) et contient les plus hauts sommets et la ligne de partage des eaux entre les versants français et espagnol.

Ici, la Haute chaîne primaire comprend deux parties. Occupant les deux-tiers méridionaux de la feuille, un ensemble de terrains dévoniens et carbonifères très plissés et schistosés est recouvert de Permien continental discordant schistosé uniquement au Tertiaire. Il est limité au Nord, à l'Ouest et au Sud par une couverture discordante de calcaires d'âge crétacé supérieur ployée en une voûte sous laquelle il s'ennoie à l'Ouest. Au Sud, la partie supérieure de cette couverture, décollée et écaillée, forme les « Sierras Interiores » aragonaises (Sierra de Bernera) non figurées sur la feuille. Au Nord, de part et d'autre des Eaux-Chaudes, cette couverture disparaît sous un empilement d'écaillés également constituées de Crétacé supérieur, connu sous les dénominations de « plis couchés » des Eaux-Chaudes » ou de « Synclinal complexe des Eaux-Chaudes ». Il s'agit pour partie de la couverture de terrains paléozoïques septentrionaux ainsi que le montrent les lambeaux dévoniens associés. L'accident basal, le « chevauchement des Eaux-Chaudes », se poursuit vers l'Ouest par la faille du col d'Iseye. Vers l'Est, il est relayé par la « faille des Eaux-Bonnes » qui, au Nord limite le Crétacé supérieur dans la vallée du Valentin.

Dans le tiers septentrional de la feuille, les terrains paléozoïques sont divisés en étroits compartiments orientés Ouest-Est à hauteur de la vallée d'Ossau puis s'orientant de façon subméridienne à l'Ouest, avec déversement vers le Sud-Est sur la région des Eaux-Chaudes. Cette disposition témoigne d'un raccourcissement Nord-Sud important dans un contexte de coulisement sénestre. Aussi, ce deuxième ensemble a-t-il été dénommé « couloir de décrochement Bielle-Accous » (CDBA). À l'Ouest, le Paléozoïque s'ennoie sous une forte accumulation de Trias (« bassin de Bedous ») au front méridionale des chaînons jura-crétacé inférieur de la Zone nord-pyrénéenne. Ceux-ci sont séparés des terrains du CDBA par la faille du col de Bergout que relaie, à l'Est du décrochement de Bielle, la faille du col de Louvie. Le prolongement des terrains du « couloir » vers l'Est occupe, au méridien de la vallée du gave de Pau, la moitié de la haute chaîne primaire, justifiant l'appellation de « diverticule frontal de la zone axiale » qui avait été donnée à cette étroite bande de la carte.

Une des particularités de cette feuille est donc de représenter un segment complet de la Haute chaîne primaire, de la Zone nord-pyrénéenne à la Zone sud-pyrénéenne. On a là une région relativement étroite où les effets de l'orogénèse pyrénéenne se superposent aux déformations hercyniennes avec peut-être bien plus d'intensité qu'on ne l'a envisagé jusqu'à présent comme en témoigne la schistosité développée dans les pélites du Permien (Séguret, 1972 ; Matte, 2002).

Une autre particularité est de contenir l'édifice volcanique d'Ossau, caldeira dont le diamètre atteignait 6 à 7 km et qui fonctionna au Permien en plusieurs phases.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les fonds topographiques de la presque totalité des levés géologiques disponibles étant, dans le détail, très imprécis voire inexacts, leur report sur le fond moderne nécessitait un contrôle continu par la photo aérienne. Or cette méthode s'est vite révélée peu sûre dans de larges zones en raison du couvert végétal ou du faible contraste entre les divers terrains. Aussi, c'est à un véritable levé qu'il a fallu procéder, certes en s'appuyant sur les documents des auteurs. Mais les difficultés d'accès (longues marches, endroits périlleux surtout pour des géologues isolés, mauvais temps, saisons, disponibilité, etc.) ne pouvaient permettre de parcourir la totalité de la feuille et de respecter certain délai d'achèvement.

Les contours des terrains paléozoïques ont été révisés par :

- C. Majesté-Menjoulas, de 1991 à 1995, pour la région située à l'Ouest du gave d'Aspe, se prolongeant à l'Est par le Soum de Lagaube à la région s'étendant des lacs de Bious-Artigues et Fabrèges à la crête frontalière du pic des Moines à la Dent de Soques ;
- Y. Ternet, de 1991 à 2001, d'une part pour les secteurs compris entre Cette-Eygun-Etsaut, en vallée d'Aspe, et les crêtes de la Sagette en vallée d'Ossau, d'autre part, au Nord, entre Bedous-Accous en vallée d'Aspe et la limite orientale de la feuille.

À l'Ouest du gave d'Aspe, on a utilisé (C. Majesté-Menjoulas) la carte à 1/50 000 de R. Mirouse. Mais pour le volcanisme du pic du midi d'Ossau et de l'Anayet on a reproduit (Y. Ternet) en les simplifiant, les levés de F. Bixel tels que publiés sur la carte -de lecture peu aisée- à 1/25 000 de Bixel, Muller, Roger (1985). La datation U/Pb des zircons des volcanites inférieures impose désormais un âge autunien élevé, pour l'ensemble sédiments et volcanites et exclut la présence du Stéphanien.

Pour le reste du Paléozoïque, il a été procédé (Y. Ternet) à des levés originaux bénéficiant parfois d'affleurements nouvellement créés (pistes forestières). Ils ont permis par exemple : une révision de la lithostratigraphie entre le pic Lavigne et le lac d'Isabe ; un essai de compréhension de la structure du chaînon Gaziès-Laspétouse, structure dont la résolution aurait nécessité la datation par microfaunes de calcaires difficiles à ranger dans le Carbonifère ou le Dévonien en l'absence du niveau repère des lydiennes ; la mise en évidence d'un redoublement de série dans le flanc nord de l'anticlinal du fort du Portalet. Au Nord du Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes, on a pu : constater que dans le chaînon du pic d'Auzu la série est ascendante vers le Nord et non pas plissée en anticlinal ; séparer dans le massif du bois de la Traillère le Dévonien du Carbonifère ; isoler entre deux accidents la formation du Cinq Monts ; identifier un grand pli déversé vers le Sud-Est au pic de la Gentiane.

Les contours des terrains mésozoïques de la bordure nord de la feuille (Zone nord-pyrénéenne) ont été tracés par J. Canérot à l'aide de ses propres levés de 1964 entre Bedous et le col d'Agnoures, et de levés complémentaires entre Osse-en Aspe et le pic Soulaing ainsi que dans le secteur controversé du pic Lauriolle.

Le Crétacé supérieur a été dessiné par Y. Ternet : à l'Est de la vallée d'Aspe à partir de ses levés (1965) révisés dans la vallée du Bitet et au col de Lurdé ; à l'Ouest de la vallée d'Aspe à l'aide des levés de R. Ribis (1965) contrôlés à la photo aérienne ; sur les crêtes aragonaises de la Sierra de Bernera et dans la vallée du rio Aragón Subordán d'après la feuille ANSO de la Carte géologique d'Espagne à 1/50 000 (n° 144), due dans cette région à A. Teixell (1994).

Les terrains quaternaires ont été tracés par Y. Ternet, largement à l'aide de photographies aériennes et en se basant localement sur des schémas publiés par P. Barrère qui a assuré le contrôle et la chronologie de l'ensemble.

Aucune étude détaillée des déformations hercyniennes et alpines créant des schistosités n'a été réalisée à l'échelle de la carte. Les descriptions ponctuelles publiées (Muller et Roger, 1977 ; Deramond et Joseph, 1972 ; Garcia-Sansegundo, 1992 ; Matte, 2002) n'ont pas pu être généralisées. Une esquisse « a minima » en est donnée sur le cartouche structural, pour la schistosité pyrénéenne.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Formations sédimentaires

l. Quartzites, schistes et calcaires : paléozoïque indéterminé. Il s'agit de quartzites affleurant sous le Trias et l'Albien du Serrat deu Bouch, d'après J. Canérot (rens. oral), de pélites sombres et bancs calcaires sans caractères marqués permettant de les rapporter au Dévonien ou au Carbonifère, de schistes noirs engagés dans des accidents chevauchants affectant le Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes, à Aucupat et à Laga de Haut.

s. Pélites et siltites noires, pyriteuses : Silurien. À l'Ouest de Laruns, alternance de schistes argileux et de siltites noirs, à patine rouille, pyriteux, à rares bancs calcaires gris-bleuté, passant vers le haut à quelques dizaines de mètres d'une alternance de bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique de pélites et de calcaires également sombres. Des schistes

ampéliteux signalés vers les anciennes mines de Barthèque (Dalloni, 1952 in R. Mirouse, 1962) ont fourni des graptolites rapportés alors à la zone à *Monograptus sedgwicki* (Llandovery supérieur). À 700 ou 800 m à l'WNW du col d'Arrioutort, un petit affleurement de schistes graphiteux et de calcaires noirs spathiques (Mirouse, 1962) -non retrouvé- jalonnait la faille passant par le col.

DÉVONIEN

d1-2. Alternance de pélites et de calcaires, calcaires à entroques : Lochkovien-Praguien. Le Dévonien débute par un ensemble calcaire comprenant à la base une alternance de bancs pélitiques et de bancs calcaires (20 m d'épaisseur en moyenne), puis des calcaires massifs à patine claire (100 m).

Les bancs du membre inférieur sont épais de quelques cm à un ou deux décimètres ; les calcaires ont une teinte gris-bleu foncé et les pélites, sombres, renferment un peu de quartz et passent parfois à des siltites à feldspaths, tuffacées, très dures. Les calcaires sus-jacents, de teinte gris clair à gris-bleu, ont une stratification peu apparente mais réelle marquée par des lits sombres, argileux et par des bancs gréseux et dolomitiques. Ils sont fréquemment très riches en entroques. À proximité du granite et de certaines failles, ils sont largement recristallisés, parfois de teinte blanche (marbres de Fabrèges et de Louvie-Soubiron), à rubans siliceux (pic Biscay). Des îlots plus ou moins importants de dolomie secondaire rousse sont fréquents (Arcizettes).

Cet ensemble n'a pas fourni d'éléments de datation mais correspond par sa situation entre les siltites noires du Silurien et la série pélitico-détritique du Dévonien moyen-supérieur autant que par ses faciès, à la série carbonatée datée par des faunes de conodontes et de trilobites du Lochkovien-Praguien dans les Pyrénées centrales et occidentales françaises ainsi que dans le versant espagnol (formations Rueda et Castañesa ; Galera, 1987), avec localement des indices de Silurien terminal et d'Emsien basal.

d3-5 ; d3-4 ; d4-5 - Pélites argileuses et argilo-gréseuses : Emsien-Eifélien-Givétien. Puissante série de schistes argileux sombres à lits gréseux plus ou moins abondants (z) selon les secteurs et les niveaux stratigraphiques, admettant, plus particulièrement dans les parties médiane et supérieure, des bancs décimétriques à métriques de calcaires (1) crinoïdiques et de grauwackes à brachiopodes, trilobites, bryozoaires. Une formation à dominante calcaire (d4C) l'interrompt dans les régions nord-orientale et sud-occidentale.

Dans la vallée du Valentin, à Laruns et au pic de la Gentiane, elle surmonte sans transition les calcaires éodévoniens. D'observations partielles se déduit la succession suivante, de bas en haut :

- schistes argileux noirs (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres) ;
- pélites sombres à lits gréseux millimétriques présentant des renflements globuleux (pélites à microrhythmes gréseux, pélites ocellées de R. Mirouse) à intercalations « grauwackeuses » brunes, à tabulés (*Pleurodictium*, *Favosites*), irrégulièrement réparties (100 m environ) ;
- pélites schisteuses noires à quelques intercalations de calcaire crinoïdique gris-ocre, à cassure gris-bleu. C'est à ce niveau que se développe la formation calcaire d4C ;
- pélites à lits gréseux d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique abondants parfois groupés en séquences à aspect de véritables bancs de grès (pic Lasnères), comportant parfois à la base des intercalations de grès calcaireux ocre (150 m environ) ;
- pélites sombres (quelques dizaines de mètres).

Au Nord de Louvie-Soubiron, entre Geteu et le pic de Listo, on a, de bas en haut :

- schistes ardoisiers noirs (20 m) ;
- pélites sombres à minces lits gréseux (environ 150 m) ;
- assise d'épaisseur décamétrique de calcaires crinoïdiques gris-bleu de 0,10 m à 1 m d'épaisseur (1) qui semble prolonger les calcaires d4C ;
- des pélites noires massives (30 à 50 m) ;
- pélites sombres à nombreux lits calcaires et fréquentes intercalations métriques de « grauwacke » et de calcaire (environ 300 m).

Au pic Lazive, dans les pentes nord et nord-est, les faciès détritiques sont associés à l'importante formation calcaire intercalaire d4C dans de médiocres conditions d'observation.

Entre le pic d'Er et le Turon de Magnabaigt, la série comporte, au-dessus des calcaires éodévoniens :

- pélites schisteuses noires ;
- pélites à microrhythmes et amygdales gréseux, à rares et minces intercalations de calcaire à empreintes de brachiopodes, débris d'échinodermes et de bryozoaires (Bresson, Mirouse, 1966) ;
- pélites noires finement schisteuses.

L'épaisseur totale n'excéderait pas 250 ou 300 m dans la vallée du gave de Bious.

L'anticlinal des bois de Landrosque et de Larangus, au Sud-Ouest de Lescun, et celui d'Aneu-Pourtalet montrent dans l'ensemble des schistes et des grès « grauwackeux » à intercalations métriques de calcaires crinoïdiques souvent très riches en restes d'organismes (brachiopodes, trilobites, bryozoaires, coralliaires), dont la puissance (la base n'est pas visible ici, mais dans la haute vallée du rio Gallego, au Sud de Sallent, dans le chaînon du Pasino) ne dépasse pas 200 m (Mirouse).

À la base du versant sud de la Pène de Peyreget, la série comprend, de bas en haut (Mirouse) :

- pélites sombres, micacées, pélites grises, argileuses et schistes ardoisiers (50 à 100 m) ;
- pélites micacées noires ou grises, à intercalations de 0,10 à 0,50 m d'épaisseur de calcaires crinoïdiques gris bleuté, à patine ocre, très zoogènes se présentant par places comme des lumachelles à brachiopodes (15 à 20 m) ;
- calcaire crinoïdique gris bleuté, à patine rouille et grisâtre, très zoogène (2 à 3 m) ;
- pélites grises et noires à intercalations de calcaires crinoïdiques très zoogènes (10 m).

Dans cette « région sud-occidentale », les formes fossiles sont localement très abondantes, significatives de milieux plutôt néritiques quoique calmes, mais de faible valeur stratigraphique. À la base de la Pène de Peyreget et à 2 km au Sud-Ouest du pic de Peyreget (cote 2 202 *in* Mirouse, soit cote 2 213 du fond à 1/25 000), dans quelques affleurements des vallées de l'Années, de la Brennère et d'Ansabe (pont Lamary), près du pic de la Chourique, on rencontre (Mirouse) :

- des brachiopodes (*Acrospirifer paradoxus*, *Athyris* cf. *undata*, *A. concentrica*, *Atrypa reticularis*, *Dalmanella opercularis*, *Douvillina interstitialis*, *Leptoena rhomboidalis*, *Rhipidomella* cf. *harmoni*, *Rhynchonella mariana*, *Stropheodonta toeniolata*, *S. sedgwicki*) dont la répartition verticale correspond au Siegénien et à l'Emsien et pour certains (*Atrypa desquamata*, *A. aspera*, *Hysterolites alatifomis*, *Paraspirifer cultrijugatus*), rencontrés presque exclusivement à la cote 2 113 citée ci-dessus, à l'Eifélien ;
- des trilobites (*Phacops angusticeps* et *P. fecundus degener*) ;
- des conodontes (*Icriodus symmetricus*, *Polygnatus linguiformis*) dont l'association indique l'Eifélien ;
- des bryozoaires (Fenestellidés), des polypiers tétracoralliaires et tabulés (Favosites, Pleurodytium).

d4C. Formation calcaréo-pélitique : Eifélien. Calcaires gris, gris foncé ou gris-bleu en cassure, à patine fréquemment jaunâtre ou ocre, en bancs métriques et, le plus souvent, centimétriques à décimétriques, parfois à joints ferrugineux rougeâtres donnant un aspect amygdalaire, zoogènes (brachiopodes, trilobites, polypiers, entroques) et lits peu épais de pélites argileuses gris-noir.

Cette formation doit probablement son importance au Nord-Ouest de Laruns à des complications tectoniques ; en effet, on observe aux granges de Lars au moins deux barres de 20 à 30 m d'épaisseur (redoublement ?) tandis que sous le pic Lasnères n'existe qu'une assise de 20 m environ, qui n'est plus représentée vers le Sud, sur la crête de Besse, que par quelques bancs métriques épars.

Elle constitue probablement l'escarpement du pic de Listo, à l'Est de Louvie-Soubiron, et sûrement la partie sommitale du pic Lazive autour duquel se remarque, malgré l'exiguité des affleurements, une certaine abondance d'organismes (polypiers, bryozoaires, entroques, etc.), se prolongeant vers l'Est par les calcaires du col d'Aubisque à Phacops, *Acrospirifer paradoxus*, *Atrypa reticularis*, tentaculites.

Dans le vallon du Cély, soit à 1 ou 1,5 km à l'Est du pic Lazive (feuille Argelès-Gazost), la formation comprend de bas en haut (Mirouse, 1962) :

- intercalations dans des pélites gréseuses de calcaires à patine gris-ocre, à cassure gris bleuté, à joints ferrugineux, riches en entroques, polypiers, bryozoaires, tentaculites (20 à 30 m) ;
- schistes et calcschistes sombres à minces intercalations de schistes noirs, surmontés d'une assise calcaire à patine jaune-ocre, à cassure gris foncé, riches en tentaculites de grande taille (20 à 30 m) ;
- schistes et calcschistes gris à intercalations de marno-schistes noirs et de calcaires à *Spirifer paradoxus* de grande taille, suivis de marno-schistes gris et noirs.

Elle semble absente à l'Ouest du massif granodioritique des Eaux-Chaudes, mais existe sur le versant espagnol, dans la haute vallée du rio Gallego.

Des formations analogues sont connues au même niveau lithostratigraphique en vallée de Barèges (feuille Campan), sur la crête frontière de la Munia (feuille Vielle-Aure) et sur le versant espagnol (formation Manyanet ; J. Galera in Synthèse Pyr., 1996). Elles sont rapportées à l'Emsien supérieur-Eifélien ou à l'Eifélien-Givétien inférieur selon les espèces de conodontes rencontrées.

d6C. Calcaires rubanés : Givétien terminal - Frasnien inférieur.

Des calcaires bien stratifiés, d'aspect zoné ou rubané, en bancs peu épais, de teinte grise et ocre, à cassure sombre, de 50 m d'épaisseur au maximum, s'intercalent entre la série pélitico-gréseuse du Dévonien inférieur et moyen, et les séries détritiques du Dévonien supérieur.

Dans le versant oriental des pics Béoutis et de Saigues, à l'Ouest de Laruns, l'ensemble comprend, de bas en haut :

- calcaires en bancs massifs, gris-bleu, à cassure noire (10 m) ;
- calcaires en petits bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à patine bleu-noir et ocre, à cassure noire, séparés par de minces lits pélitiques donnant un aspect amygdalaire, à tentaculites (20 m) ;
- pélites gris-vert et rougeâtres à minces lits calcaires marron foncé (manganèse), à tentaculites (10 m).

Ces couches paraissent érodées vers le Nord sous les quartzites de la série de Sia.

Même succession au pic du Gourzy, à l'Est du village des Eaux-Chaudes. Mais plus au Sud, à Pène Hourque, il s'agit d'une alternance de type flyschöide de schistes et de calcaires à patine ocre en dalles de 5 à 15 cm d'épaisseur, à lits siliceux noirs, rides de courants, bioturbations et parfois riches en tentaculites.

Dans les vallons de Sesques et de Gaziès, ce sont des calcaires à patine brun-ocre et cassure noire, rubanés de sombre, plus ou moins amygdalaires, à lits siliceux épars, en petits bancs au sommet et parfois à la base, en bancs pluridécimétriques dans la masse (40 à 50 m). Ils réapparaissent dans le haut du vallon de Sesques comme une intercalation dans les grès de la série de Sia probablement par l'effet d'un pli anticlinal, avec la particularité de renfermer des niveaux bioclastiques à bivalves.

Cette formation se poursuit vers l'Est et le Sud-Est :

- en bordure des massifs granitoïdiques de Cauterets (pic d'Estibère, Cauterets et Saint-Sauveur) ;
- crête frontalière de Sobe ; massif du Soum Aspé (feuille Gavarnie) ; crêtes frontalières de la Munia (« formation des calcaires du Gabiédou » ; Joseph, 1973) ; montagnes de Gèdre (« formation des calcaires du Soum des Salettes » ; Péré, 1976) ; bassin des Nestes (feuille Vielle-Aure).

Ces calcaires ont fourni dans le vallon de Sesques des conodontes de la zone à *Polygnathus asymmetricus* (C. Majesté-Menjoulas, comm. orale) comme au pic de Larue, au Sud de Gèdre (Perret *et al.*, 1972 ; Joseph, 1973), indiquant le sommet du Givétien et le Frasnien inférieur (selon la répartition des

conodontes du Frasnien des Pyrénées par D. Stoppel, 1996). Peu à l'Est du pic Ouradé, situé à la frontière, dans l'angle sud-est de la feuille, les « calcaires de Moncalvos », leur équivalent sur la feuille Sallent de l'ITGE, ont fourni à leur base des conodontes (*Polygnathus ovatinodosus*, *P. xylus*, *P. dengleri*, *Ancyrodella* sp.) caractérisant le Givétien supérieur terminal.

d6S. Quartzites de la série de Sia : Frasnien. Dénommée d'après un hameau de la vallée du gave de Pau, c'est une succession de bancs de quartzite et de grès rubanés séparés par de minces couches de schistes noirs souvent à fins lits gréseux, et admettant quelques niveaux calcaires. Puissante de 300 à 500 m, elle constitue notamment les escarpements nord des pics de Sesques et d'Aule et le massif du Petit Lurien.

Les bancs quartzitiques ont en moyenne une épaisseur de 0,50 m à 1 m mais atteignent souvent 2 à 5 m, exceptionnellement 10 m particulièrement vers la base avec une forme lenticulaire. La patine est brunâtre et la cassure de teinte grise à gris-vert parfois très prononcée. Granoclassements, figures de courant, stratifications obliques ne sont pas rares. Au microscope, le sédiment est constitué de grains de quartz peu émoussés de 0,1 à 2 mm de long, de muscovite et de chlorite, de grains de tourmaline, zircon et minerais dans un ciment cryptocristallin peu abondant (affleurements de la voie ferrée d'Artouste, d'après R. Mirouse). Des micropoudingues et poudingues à granules, graviers et galets arrondis de quartz blanc dans un ciment quartzitique s'y associent localement.

À plusieurs niveaux, mais plus souvent dans la partie inférieure, sont intercalées des alternances d'épaisseur métrique de bancs de quelques centimètres d'épaisseur de grès, calcaires gréseux et pélites, et des bancs calcaires ocre à cassure grise d'épaisseur métrique à plurimétrique. Vers le sommet, ou peut-être au sommet, existe dans le versant de Sesques une assise de calcaire rougeâtre à rouge brique ou gris-ocre, à lits siliceux donnant parfois un aspect amygdalaire, mais différant des calcaires du Dévonien terminal par l'absence d'ammonoïdes.

Des bancs calcaires situés à 1,5 km à l'ESE du col de la Sagette, à proximité de la voie ferrée, ont été datés du Frasnien inférieur à moyen par conodontes (*Ancyrodella curvata*, *A. gigas*, *A. nodosa*, *A. lobata*, *Palmatolepis* cf. *punctata*, *Polygnathus asymmetricus*, *P. timorensis* ; Krylatov et Stoppel, 1970), et vers la base, dans le même secteur, la présence de *Polygnathus linguiformis* indiquerait le passage Givétien-Frasnien inférieur (Majesté-Menjoulas, 1981). Un banc de calcaire gréseux de la rive sud-est du lac d'Isabe a livré des *Ancyrodella* et *Polygnathus xylus* indiquant le Frasnien inférieur (comm. orale C. Majesté-Menjoulas).

Cette série fut autrefois attribuée au Carbonifère en se basant sur ses relations géométriques avec les terrains encaissants et sur la découverte de *Calamites* dans le massif du Malh Arrouy et à Estom Soubiran près du massif granitique de Cauterets (Bresson, 1903 ; Mirouse, 1966). Si l'âge dévonien supérieur semble bien établi sur la feuille Laruns-Somport, la question de la présence du Carbonifère dans les secteurs précités reste posée. En effet, des restes de *Macrostachya*, calamite du Carbonifère moyen ou supérieur, ont été récemment récoltés au lac Glacé d'Estom Soubiran (Corsin *et al.*, 1973). Dans ce secteur, la série de Sia repose sur les calcaires rubanés du déversoir du lac des Oulettes d'Estom Soubiran. Ascendante vers le Sud et renversée, elle inclut, au déversoir du lac Glacé, des calcaires de teinte claire, à lits pélitiques ou siliceux sombres donnant un aspect amygdalaire, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (très plissés) se prolongeant au moins vers l'Ouest ; il n'est pas évident qu'il s'agisse des calcaires rubanés, solution adoptée sur la feuille Gavarnie. Viennent ensuite des pélites sombres à bancs gréseux peu épais et peu abondants jusqu'au col des Gentianes, puis des bancs gréseux puissants séparés par des pélites sombres formant la crête de Pouey Mourou ; des environs du passage entre ces deux ensembles viendraient les plantes décrites en 1973.

d6L. Pélites, calcaires, grès de la série du pic Lariste : Frasnien. Il s'agit d'un puissant ensemble de pélites schisteuses à patine grise, gris-vert ou noire, à cassure sombre, parfois micacées, à minces lits calcaréo-gréseux ocre parfois ferrugineux et rougeâtres, et d'intercalations plus ou moins espacées, d'épaisseur métrique à décamétrique, de calcaires crinoïdiques et gréseux (1). Des coupes significatives en ont été décrites près du pic Lariste, sommet frontalier au SSW de Lescun (Mirouse, 1966 ; Joseph *et al.*, 1980).

Elle succède et passe latéralement à la fois aux quartzites de la série de Sia entre le pic de Sesques et le pic d'Aule ainsi qu'à la crête de la Sagette, alors qu'au Sud-Ouest elle vient au contact des calcaires à polypiers du Dévonien moyen-supérieur, et que vers le Sud-Est, en territoire espagnol, elle repose sur les « calcaires de Moncalvos » équivalents des calcaires rubanés d'âge givétien-frasnien. Elle est surmontée par les calcaires famenniens depuis la région de Lescun (Laberouat) jusqu'à la haute vallée du Brousset (Peyrelue) et par les calcaires namuriens (transgressifs ?) à Tourmont, immédiatement à l'Ouest de Peyrelue, ainsi qu'autour des grands reliefs de calcaires à polypiers.

Son épaisseur dépasse 300 m à Cette-Eygun et dans la vallée du Brousset et se réduit considérablement (jusqu'à disparition) au-dessus des calcaires à polypiers (Est de Tourmont, anticlinal du fort du Portalet, versant Est du chaînon pic de Laraille-Dec de Lhurs).

De Cette-Eygun au pic d'Aulère, ce sont des pélites noires à microrhythmes gréseux, à lits millimétriques ou centimétriques de calcaires gréseux ocre ou rougeâtres, admettant au col de Ronglet, au Permayou et au pic d'Isabe des intercalations métriques de calcaires gréseux sombres à patine ocre, à lamination et rares stratifications obliques ; le passage au Dévonien terminal calcaire consiste en une alternance de pélites sériciteuses grises et de calcaires gris (4 m).

Près d'Etsaut et au Nord du col d'Arras, la série, assez réduite, est à dominante pélitique. Dans le ravin du Sescoué, sur le sentier de la borde de Rouglan, viennent à la suite des calcaires à polypiers :

- des schistes bleu-noir et des bancs calcaires intercalés (10 m) ;
- une assise calcaire (3 m) puis des bancs calcaires décimétriques et des interbancs pélitiques (3 m) ;
- des pélites schisteuses contenant vers le haut des lits d'épaisseur centimétrique de calcaires gréseux ocre (50 m).

Dans les secteurs sud-occidentaux de la feuille, elle débute par des schistes et des calcschistes ampéliteux à intercalations de calcaires sombres en bancs minces (30 à 50 m). Les grès et calcaires gréseux associés aux pélites micacées ont fourni en rive gauche du ruisseau d'Arnousse, à l'Ouest des cabanes d'Annès et au col de Pau, des brachiopodes (*Cyrtospirifer verneuili*, *Mucrospirifer bouchardi*, *Atrypa aspera*, *Camarotoechia ferquensis*, *Productella subaculeata*), des polypiers (*Alveolites* sp., *Acanthophyllum*), des conodontes parmi lesquels *Ancyrodella curvata* du Frasnien moyen-supérieur et *Icriodus cornutus* du Famennien inférieur (Mirouse, 1966).

Près du col de Laraille, au Sud-Ouest, la série comporte (Joseph *et al.*, 1980 ; coupe du vallon de Lazerque) :

- au-dessus de quelques mètres de pélites, des calcaires clairs à cassure sombre, crinoïdiques, en bancs d'épaisseur métrique, contenant *Polygnathus pennatus*, conodonte du Frasnien inférieur (15 m) ;
- des calcaires ocre, en bancs décimétriques, à quelques coraux solitaires et colonies de tabulés, de plus en plus argileux vers le haut et alternant avec des couches argileuses d'épaisseur croissante. Les calcaires ont fourni vers le haut *Icriodus symmetricus* qui ne dépasse pas le Frasnien moyen ;
- des pélites sombres à intercalations de calcaires marneux bruns, à nombreux brachiopodes (*Athyris*, *Cyrtospirifer*), tétracoralliaires (*Disphyllum rugosum*, *D. goldfussi*), tabulés (*Phacellophyllum*, *Phillipsastrea*) et dans les couches supérieures le conodonte *Ancyrodella curvata*.

Au Bois de la Traillère, à l'Est de Bedous, le faciès caractéristique de pélites à minces lits calcaréo-gréseux apparaît sur une vingtaine de mètres d'épaisseur sous les calcaires du Dévonien terminal de la crête du pic de Lacoste. Il succède et passe latéralement à un puissant ensemble de pélites grises, gris-vert ou noires, à patine gris-vert, ocre ou rougeâtre, à rares lits gréseux bruns, dans lequel sont intercalées quelques assises de quelques mètres à 10 ou 30 m d'épaisseur de calcaires gris foncé à patine brun jaunâtre, crinoïdiques, parfois bioclastiques repérés (1) sur la carte, ensemble qui paraît surmonté dans la vallée du Gabarret des grès fins à patine gris-vert, à stratifications obliques, des pélites gréseuses et des bancs de quartzites alternant avec des pélites sombres à microrhythmes gréseux (série de Sia ?).

d4-6 ; d4-7. Calcaires à polypiers : Eifélien-Givétien ; Eifélien-Famennien inférieur. Ensemble calcaire massif de teinte claire dont l'épaisseur varie de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, constitué pour la majeure partie de calcaires bioclastiques, localement riches en polypiers solitaires et coloniaux, largement dolomitisé dans la partie nord-orientale de la feuille. De nature pararécifale et récifale, il s'est édifié au-dessus des pélites gréseuses éodévoniennes et latéralement aux pélites et grès du Dévonien moyen et supérieur. La série du pic Lariste le surmonte généralement mais parfois s'amincit et disparaît en sorte que les calcaires du Dévonien terminal et du Carbonifère basal viennent directement au contact ; dans le Nord-Est de la feuille ces derniers, peu épais et mal identifiés, ont été regroupés cartographiquement avec les calcaires à polypiers (d4-7).

À la Montagne Verte et au pic Lazive, à l'Est de Laruns, l'ensemble comprend (Mirouse, 1966) : à la base, des calcaires bleutés (15 à 20 m) ; des calcaires à patine claire, en dalles épaisses, à intercalations de lits pélitiques, à polypiers et orthocères de l'Eifélien-Givétien et crinoïdes (jusqu'à 100 m environ) ; des calcaires ocre à lamellibranches et goniatites ; des calcaires à pâte fine faiblement teintés de rouge et de vert, à goniatites du Famennien.

Dans le chaînon du pic d'Auzu, les grès et les schistes à plantes namuriens sont en contact normal, transgressif, avec les calcaires à polypiers (dont l'épaisseur n'atteint que 30 m au Nord de la cabane Salle).

Dans le haut vallon d'Aydius, succèdent aux calcaires crinoïdiques et dolomies rousses soit des calcaires blancs à beige rosé, à grain fin, à joints ocre ou rougeâtres donnant un aspect amygdalaire, épais de 20 m environ, suivis de pélites et calcschistes gris-vert à rougeâtres (vallon de Bérangueil, cabane de Hourquet, versant est de la cote 1035 de Sarrelange), soit les pélites et grès namuriens (bois de l'Usclat, bois de Mousquès, versant ouest de la cote 1035).

Vers le col du Portalet, l'ensemble comprend (Mirouse) : à la base, à Soques et Arregatiou, des calcaires massifs, clairs, recristallisés, à polypiers, en bancs d'épaisseur plurimétrique (50 m), à Tourmont, des calcaires gris bleuté ou ocre, à grain fin et rognons limoniteux ; des calcaires gris-ocre, massifs ou en dalles, à joints phylliteux entrelacés et intercalations de calcschistes gris (100 à 150 m) à conodontes (près du pont de l'Ouradé) du Givétien inférieur - Frasnien moyen : *Polygnathus pennata*, *P. varca*, *P. xylus*, *Ancyrodella curvata* entre autres (dét. M. Lys et A. Mauvier in Mirouse, 1966). Les polypiers abondent près du pic d'Estremère : *Calceola sandalina*, *Favosites goldfussi*, *Alveolites*, *Heliolites*, *Cyathophyllum*, *Cystiphyllodes*, etc.

La falaise de la Pène de Peyreget, au Sud-Ouest du pic du Midi d'Ossau, montre (Mirouse, 1966 ; Joseph *et al.*, 1980) de bas en haut :

- calcaires ocre, bioclastiques, riches en crinoïdes et brachiopodes, à conodontes eiféliens (2 m) ;
- calcaires gris-bleu foncé, vacuolaires par dissolution d'amas limoniteux, à conodontes de l'Eifélien-Givétien (4,5 m) ;
- calcaires gris foncé en dalles de 15 à 20 cm d'épaisseur séparées par des lits calcschisteux, à tétracoralliaires coloniaux et solitaires, tabulés, stromatopores et bryozoaires caractérisant le Givétien inférieur et moyen (14 m) ;
- calcaires massifs, clairs, très riches en polypiers localement silicifiés : *Heliolites*, *Alveolites*, *Striatopora*, *Thamnopora*, *Gryophyllum isactis*, *Heliophyllum halli*, du Givétien moyen-supérieur (30 à 50 m) ;
- calcaires grossiers renfermant *Scaphignathus velifer*, conodonte du Famennien moyen (3 m).

Au-dessus d'une surface karstique, viennent directement les calcaires carbonifères.

Dans le val d'Aube, des calcaires gris à rognons siliceux, épais de 20 à 50 m, surmontent 2 ou 3 m de calcaire ocre très fossilifère. Épaisseur relativement faible également à Etsaut (30 m ?) et dans le flanc nord de l'anticlinal du fort du Portalet (60 à 80 m). En revanche, le flanc sud de ce pli montre 200 m de calcaires en bancs épais, à biostromes à polypiers.

En amont d'Urđos, au Sarrat du Mirail (« Lazaret d'Urđos » des auteurs), au Sud de la frontière du Somport dans le Monte Tobazo, et au Sud de Lescun, les calcaires à polypiers conservent une épaisseur de 100 à 200 m. Mais dans le chaînon pic Baqué-Dec de Lhurs-Billare, ils atteignent 300 à 400 m ; dans ce secteur, près du col de Laraille, a été relevée la succession (Joseph, 1980) :

- calcaires gréseux, bioclastiques, en bancs de 0,15 à 0,50 m d'épaisseur, très riches en tétracoralliaires solitaires : *Cystiphyllodes vesiculosum*,

Campophyllum, *Mesophyllum* ; leur sommet a fourni des conodontes de l'Eifélien supérieur-Givétien inférieur : *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. pseudofoliatus* (60 à 80 m) ;

– calcaires massifs, clairs, ayant fourni à la base des conodontes de l'Eifélien-Givétien, à coraux : *Stringophyllum isactis*, *Heliophyllum halli*, *Acanthophyllum vesiculare*, *Cyathophyllum*, *Disphyllum aequiseptatum*, etc. (200 à 300 m) ;

– mince assise pélitique ;

– calcaires clairs à cassure sombre, crinoïdiques, en bancs métriques, à *Polygnathus pennatus* du Frasnien inférieur, passant progressivement à une alternance calcaréo-pélitique relevant de la série du pic Lariste (15 m).

d7. Calcaires amygdalaires : Famennien supérieur. Le Dévonien terminal est représenté par des calcaires souvent à texture amygdalaire, dont l'épaisseur peut atteindre une cinquantaine de mètres. Certains termes sont riches en conodontes.

Dans les secteurs situés entre vallée d'Ossau et vallée d'Aspe (pic d'Aygarry, cabane de Narbèze, haut vallon de Yèze, pic de Gaziès), au-dessus de la série frasnienne du pic Lariste viennent 20 à 30 m de calcaires gris-ocre, amygdalaires. La phase micritique, ocre à mauve, grise à la cassure, en amandes plus ou moins allongées, est circonscrite par des joints argileux brun à vert souvent anastomosés. L'épaisseur des bancs est d'ordre décimétrique (10 à 20 cm), souvent plus faible dans les termes de base que vers le sommet.

Au-dessus des calcaires amygdalaires, se développent 20 à 30 m de calcaires gris parfois à patine blanche, plus massifs, présentant des accidents siliceux sombres. Ces calcaires, localement karstifiés et lapiazés, contiennent parfois de nombreux débris d'organismes.

En haute vallée de Brousset, en amont du lac de Fabrèges, au-dessus des formations détritiques de type Lariste ou Sia, se développent des calcaires rubanés à joints phylliteux, parfois griotteux à patine gris-ocre brunâtre, présentant des imprégnations de manganèse (ancienne exploitation à Arrégatiou). Leur épaisseur atteint 50 à 60 m. À Arrégatiou, la coupe est la suivante (Perret, 1989), de bas en haut :

– 30 m de calcaires griottes datés du Famennien inférieur par les conodontes *Palmatolepis glabra glabra*, *Palmatolepis perlobata perlobata* ;

– 10 m de calcaires cristallins à patine grise ou jaunâtre en bancs épais et de calcaires crinoïdiques ayant livré *Palmatolepis gracilis gracilis*, *P. gracilis sigmoidalis*, *Scaphignathus velifer* du Famennien supérieur ;

– enfin, 5 m de calcaires bien stratifiés en dalles à patine ocre à grise, à *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* du Famennien supérieur.

Au pic Moustardé, la coupe débute par 20 m de calcaires cristallins en bancs décimétriques à métriques, à texture amygdalaire, à débris d'organismes (tentaculites, crinoïdes) et à conodontes (*Scaphignathus velifer*, *Palmatolepis perlobata*, *Polygnathus semicostatus*).

Au pic de Peyreget et à Peyrelue, au-dessus des calcaires coralliens, il s'agit de calcaires gris, sparitiques, à débris de crinoïdes et de coraux, en bancs décimétriques, auxquels l'association des conodontes *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *Bispathodus ultimus*, *Polygnathus semicostatus*, *P. nodocostatus nodocostatus*, *Palmatolepis perlobata perlobata*, *Scaphignathus velifer* confère un âge famennien terminal.

En vallée d'Aspe, autour de Cette-Eygun, le Famennien débute par 30 à 40 m de calcaires cristallins, blanc-verdâtre ou légèrement rosés. Leur texture est de type amygdalaire, les lits calcaires alternant avec des lits phylliteux plus ou moins anastomosés. Les débris de goniatiidés y sont fréquents. Au-dessus, viennent 20 à 30 m de calcaires gris verdâtre à texture souvent bréchoïde et à joints phylliteux noirs.

Dans l'anticlinal du fort du Portalet, le flanc nord montre 10 à 15 m de calcaires en dalles épaisses à lits siliceux et des calcaires bioclastiques crinoïdiques souvent amygdalaires qui ont donné *Scaphignathus velifer*, *Pseudopolygnathus semicostatus* et *Polygnathus semicostatus* du Famennien supérieur tandis que le flanc sud ne présente pas de calcaires amygdalaires.

Dans les vallées du Labadie, de la Brennère, d'Années, de Lhurs et de Lauga, le Famennien comporte 20 à 50 m de calcaires massifs gris-ocre, à rubans siliceux, localement amygdalaires. Ces calcaires peuvent être riches en débris de crinoïdes, de mollusques, d'ostracodes et en conodontes.

h1L. Lydiennes, ampélites : Famennien terminal – Tournaisien.
Sur cette feuille, et dans les Pyrénées occidentales en général, lorsque la sédimentation se poursuit sans hiatus, on note au passage Dévonien-Carbonifère la présence de lydiennes, classiquement considérées d'âge tournaisien.

Ces lydiennes (ou jaspes noirs), roches siliceuses à grain fin, riches en sections de radiolaires, sont souvent associées à des jaspes verdâtres, à des pélites noires, à quelques assises de calcaires micritiques noirs à joints limoniteux et à des tufs grisâtres à verdâtres d'origine vraisemblablement volcanique. Certains niveaux présentent des nodules phosphatés qui ont été localement exploités.

Dans certains secteurs il existe deux assises de jaspes dont les datations respectives ont été précisées par S. Crilat (1981), J.M. Galéra (1987) et

M.F. Perret (1989). Cependant, pour simplifier la représentation cartographique de cet excellent niveau repère, elles n'ont pas été séparées.

En haute vallée d'Ossau, des jaspes noirs et des ampélites de 5 à 10 m d'épaisseur, rapportés au Tournaisien inférieur et moyen, surmontent généralement les calcaires griottes famenniens. Mais au pic Moustardé, la série montre (Perret, 1989), au-dessus de calcaires du Famennien supérieur :

- un premier niveau d'un mètre d'épaisseur, de lydiennes, de shales noirs et de lits tuffacés gris verdâtre ;
- 4 à 5 m de calcaires gris assez massifs, avec à la base de minces lits jaspoides, à conodontes (*Bispathodus ultimus*, *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *Palmatolepis gracilis gracilis*) indiquant le Famennien terminal ;
- 2 m de calcaires en dalles de 10 à 30 cm d'épaisseur, à patine grise avec joints argilo-limoniteux ocrés, à débris de crinoïdes et de mollusques. Les associations d'ostracodes et de conodontes (*Protognathodus kockeli*, *Siphonodella sulcata*, *Polygnathus purus purus*, *Bispathodus aculeatus* et *Bispathodus stabilis*) leur confèrent un âge tournaisien inférieur à moyen ;
- un niveau de 1 m d'épaisseur de lydiennes en lits centimétriques et de tufs ;
- 7 m de calcaires gris à joints phylliteux en bancs décimétriques à métriques contenant *Gnathodus semiglaber* et *Scaliognathodus anchoralis*, conodontes du Tournaisien supérieur.

Aux Pics de Peyrelue et de l'Ouradé, la coupe est assez semblable (Galéra, 1987 ; Perret, 1989) avec une assise de lydiennes (entre 5 et 10 m) associée à des schistes, calcschistes noirs et tufs, intercalée dans les calcaires plus ou moins amygdalaires du Famennien terminal. Les calcaires venant ensuite sont datés du Tournaisien terminal-Viséen basal.

En vallée d'Aspe, le Tournaisien inférieur et moyen peut être observé de part et d'autre de la vallée au Nord d'Etsaut (secteurs de Lescun, pic de Coucourou, pène Blanque, pic d'Aygarry, Garcet (1 km au SSW de Lhers), pic Bricoutou et crête de Lacuarde-Saoubathou. Ainsi, au pic d'Aygarry, 20 m de lydiennes et de jaspes verts succèdent aux calcaires plus ou moins griotteux du Famennien ; il en est de même à la cabane de Narbèze (10 à 15 m).

À Garcet, la succession est complète et bien datée (Perret, 1989) : sur des calcaires gris, amygdalaires, à *Siphonodella* et *Pseudopolygnathus* du Famennien terminal-Tournaisien basal, viennent 5 m de lydiennes et de shales noirs riches en nodules phosphatés, puis 4 à 5 m de calcaires micritiques massifs à patine gris clair, à joints phylliteux ondulés auxquels les conodontes donnent, à la base, un âge tournaisien supérieur (*Scaliognathus anchoralis*, *Doliognathus latus*) et, au sommet, un âge viséen inférieur (*Pseudognathodus homopunctatus*, *Gnathodus semiglaber*).

D'autres affleurements de lydiennes existent en vallée d'Aspe dans le bois de la Traillères et en vallée d'Ossau dans la Montagne verte. Au-dessus des calcaires griottes, 10 à 15 m de lydiennes et de schistes noirs à nodules phosphatés sont surmontés par les calcaires de la base du Carbonifère.

h1-3. Calcaires amygdalaires, calcaires noirs à laminites, à intercalations de pélites (1) et de grès (2) ; 3 - calcaires silicifiés : Tournaisien supérieur-Namurien. La notation h1-3 regroupe l'ensemble des formations carbonatées carbonifères post-Tournaisien moyen et anté Culm. Lorsque leur puissance le permet, les intercalations pélitiques (1) et gréseuses (2) ont été représentées.

Ces formations, débutant au Tournaisien supérieur, reposent selon les secteurs sur :

- les jaspes et shales noirs venant eux-mêmes sur des calcaires tournaisiens (Lhers, Chérue, Arrégatiou, Saoubiste, Peyrelue, Moustardé) ;
- les calcaires amygdalaires du Famennien terminal venant sur la série frasnienne du pic Lariste (pont de Cebers) ;
- les calcaires mésodévoniens (pont d'Urdos, Gradillère) ;
- la série frasnienne (pic Lariste) ;
- les calcaires récifaux du Frasnien (Tobazo, Peyreget) ;
- les pélites gréseuses et les calcaires bioclastiques grauwackeux du sommet du Dévonien inférieur (Chourique, Sansanet, Espelunguère, Somport).

Ce dispositif confirme la lacune du Tournaisien inférieur dans certains secteurs, et le caractère transgressif du Tournaisien supérieur-Viséen.

En vallée d'Ossau, en rive gauche du gave de Brousset (secteurs de Pombie, Chérue, Arrégatiou) la série est la suivante (Perret, 1989) :

- 3-4 m de calcaires gris ou ocrés, en dalles, auxquels les conodontes *Gnathodus pseudosemiglaber* et *Gnathodus austini* donnent un âge viséen basal ;
- 7 m de couches jaspoïdes à intercalations carbonatées, sans shales noirs et sans nodules phosphatés ;
- 2 m de calcaires ocrés, de calcaires cherteux et de shales carbonatés ocrés à *Gnathodus bilineatus* du Viséen moyen ;
- 6 m de calcaires shaleux, pélites carbonatées versicolores, verdâtres à lie de vin, à sections de goniatites, de lamellibranches et de crinoïdes. Les conodontes *Gnathodus bilineatus* et *Pseudognathodus nodosus* leur confèrent un âge viséen supérieur-namurien basal ;
- 10 à 20 m de calcaires parfois amygdalaires et à intercalations de pélites et de calcaires sombres à laminites, à patine grise, avec des lentilles

conglomératiques à éléments de calcaires viséens et namuriens. La présence des conodontes, *Declinognathodus noduliferus* et *Idiognathoides sinuatus* indique le Namurien moyen ;

– 30 à 40 m de calcaires en dalles de 10 à 30 cm d'épaisseur, gris-noir à la cassure et à patine grise, largement veinés de calcite blanche, parfois très riches en entroques. Vers le sommet, des intercalations pélitiques et gréseuses deviennent de plus en plus abondantes.

Plus au Sud, au pic Moustardé, il y a :

– une dizaine de mètres de calcaires ocrés, un peu amygdalaires, micritiques, gris-bleu violacé à la cassure, avec d'abondants débris de crinoïdes, de bivalves et de goniatites. *Gnathodus bilineatus*, *Gnathodus girtyi girtyi*, *Paragnathodus nodosus* et *Paragnathodus commutatus* indiquent le Viséen supérieur et le Namurien basal ;

– quelques mètres de calcaires gris sombre, bleu-noir à la cassure, en dalles pluridécimétriques massives du Namurien.

Sur les crêtes frontalières du pic de l'Ouradé et du pic Peyrelue, le Viséen comporte :

– au-dessus de brèches à éléments centimétriques de schistes et de calcaires crinoïdiques, 20 à 40 m de calcaires à grain fin massifs, de calcaires à patine grise et à joints phylliteux, gris-bleu à violacé à la cassure, riches en goniatites (*Prolecanites henslowi*, *Glyphioceras crenistria*, *Pronorites cyclolobus*, *Aganides anatissimus* et *Dombarites acicularis*) ;

– une trentaine de mètres de calcaires, à cassure sombre, veinés de calcite blanche, en dalles d'épaisseur variable.

Au Sud-Ouest du pic du Midi d'Ossau, dans la falaise de la Pène de Peyreget, au-dessus des calcaires récifaux frasniens et des calcaires gris sparitiques du Famennien, viennent :

– 5 m de calcaires micritiques à structure plus ou moins amygdalaire, karstifiés, en dalles minces, présentant de nombreuses sections de crinoïdes et de goniatidés, datés par conodontes du Tournaisien supérieur ;

– 10 à 15 m de calcaires marneux micritiques du Viséen supérieur ;

– 5 m de calcaires en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur à patine gris sombre, riches en débris de crinoïdes ;

– 7 m de calcaires sombres à laminites et à minces intercalations pélitiques ;

– 15 à 20 m de calcaires noirs à laminites parcourus de nombreuses veines de calcite blanche, datés par la présence de *Gnathodus bilineatus* du Viséen terminal - base du Namurien.

Au cirque d'Anéou, dans les calcaires micritiques karstifiés à joints limoniteux qui reposent sur les formations détritiques éo-mésodévoniennes, seul le Tournaisien supérieur a été reconnu.

En vallée d'Aspe, au pic d'Aygarry et à la cabane de Narbèze, on trouve des calcaires à patine ocre plus ou moins amygdalaires dont l'épaisseur varie de 20 à 50 m, surmontés par 40 à 50 m de calcaires noirs en dalles, à intercalations de niveaux riches en crinoïdes, souvent très fracturés et veinés de calcite blanche.

Au plateau de Lhers, en rive gauche du ruisseau Labadie, à la cote 995, une voûte anticlinale offre une coupe à peu près complète (voûte de Garcet, Perret, 1989). De la base au sommet, la succession est la suivante :

- au-dessus des lydiennes, 4 à 5 m de calcaires gris à patine gris clair et cassure gris-bleu, en bancs décimétriques, à faunes de conodontes du Tournaisien supérieur à la base (*Scaliognathus anchoralis*, *Doliognathus latus*) et du Viséen au sommet (*Pseudognathodus homopunctatus*, *Gnathodus pseudosemiglaber*) ;
- 5 m de calcaires sombres, en bancs métriques, soulignent la voûte anticlinale ;
- 10 m de calcaires en bancs minces, un peu amygdalaires, de teinte gris à rosâtre et à joints limoniteux ocrés, à goniatites, crinoïdes et bivalves abondants et conodontes de la base du Namurien ;
- 7 m de calcaires plus massifs, en bancs pluridécimétriques, à patine gris clair et à joints stylolithiques ocrés ;
- 15 à 20 m de calcaires à patine gris sombre, en dalles décimétriques parcourues de grosses veines de calcite blanche, puis des calcaires à passées et lentilles conglomératiques plutôt bréchiques. Les conodontes, parmi lesquels *Declinognathodus noduliferus*, indiquent le Namurien.

L'anticlinal du fort du Portalet à cœur de Dévonien montre des successions différentes sur ses flancs nord et sud.

La coupe du flanc nord, dite du pont de Cebers (Perret, 1989 ; Synthèse géologique Pyrénées, 1996), montre, faisant suite aux calcaires du Famennien supérieur :

- 10 cm d'ampélites, puis 25 à 30 m de calcaires gréseux, gris, en bancs massifs à stratification interne irrégulière et joints phylliteux parfois stylolithiques. Les cinq premiers mètres environ sont datés du Tournaisien supérieur par des formes telles que *Gnathodus semiglaber*, *Doliognathus latus* et *Scaliognathus anchoralis* (nombreuses espèces famenniennes remaniées dans les toutes premières couches). Ensuite, *Paragnathodus nodosus*, *P. multinodosus*, indiquent le Viséen. Ces calcaires ont fourni des

goniatites parmi lesquelles *Goniatites baylei*, *Merocanites applanatus*, *Munsteroceras*, *Periclychus* cf. *kocki* (Mirouse, 1966) ;

– 6 à 7 m de calcaires amygdalaires parfois à patine rouge, en bancs centimétriques à décimétriques, présentant de nombreuses sections de goniatites (faciès griottes du Viséen).

Ici, le Tournaisien supérieur est directement transgressif sur le Famennien.

Au Sud, près du pont d'Urdo, on observe (Perret, 1989) :

– 3 m environ de calcaires argileux très schistosés, de teinte gris clair à rosâtre, un peu amygdalaires, que *Scaliognathus anchoralis*, *Gnathodus semiglaber* et *Pseudognathodus homopunctatus* permettent de rapporter au Tournaisien terminal-Viséen basal ;

– 10 m de calcaires micritiques à cassure gris rosé et patine grise passant à des calcaires plus massifs à cassure sombre et à patine claire. Ils ont fourni *Gnathodus girtyi girtyi*, *Gnathodus bilineatus* et *Paragnathodus commutatus*, conodontes du Viséen supérieur ;

– 10 m de calcaires micritiques ;

– 4 m de calcaires amygdalaires, en bancs minces ;

– des pélites calcareuses à lits carbonatés gris-ocre amygdalaires (1,20 m), des calcaires gris en dalles (2,5 m), puis des pélites à intercalations de lits calcaires décimétriques, bioclastiques, à débris de crinoïdes, goniatites, polypiers et bivalves (2 m), surmontés par des calcaires en dalles à cassure sombre, à patine gris foncé, à intercalations de shales carbonatés gris clair, riches en débris de crinoïdes, goniatites, orthocères et rares petits polypiers. Les conodontes *Paragnathodus nodosus*, *Paragnathodus multinodosus*, *P. commutatus*, *Hindeodella* sp., *Ozarkodina* donnent à cet ensemble un âge viséen supérieur-namurien. En rive gauche du gage, R. Mirouse (1966) y a récolté : *Reticuloceras* sp., *Paralegoceras* sp., *Proshumardites karpinskyi*, *Pterinopecten papyraceus* ;

– 30 m de calcaires en dalles décimétriques à métriques, gris sombre, présentant de fines laminations, auxquels *Declinognathodus nevadensis* et *Idiognathoides sinuatus* donnent un âge namurien moyen ;

– enfin, une dizaine de mètres de calcaires « mudstone », parfois chargés en fines particules détritiques, marquent le passage au Culm.

Au monte Tobazo, au Sud du col du Somport, le Carbonifère repose directement sur les calcaires récifaux du Frasnien inférieur. Il débute par des grès et des grès calcareux du Tournaisien supérieur remplissant un paléokarst, et se poursuit par des calcaires bioclastiques du Tournaisien terminal (3 m), des calcaires clairs à laminations ondulées du Viséen (10 m) et des calcaires bleu-noir à laminites, parcourus de nombreuses veinules de calcite blanche, du Namurien. L'ensemble est riche en conodontes (Perret, 1989).

Sur la bordure ouest de la feuille, en bas du versant espagnol du pic du lac de la Chourique, les calcaires carbonifères reposent directement sur les pélites gréseuses et les calcaires bioclastiques du Dévonien moyen. Même disposition dans de petits anticlinaux à l'Ouest de l'Ibón de Astanès.

De la région frontalière de Peyrenère, à l'Est, aux escarpements dominant l'Ibón de Astanès, à l'Ouest, les calcaires sombres à laminites sont souvent très fracturés et passent à de véritables brèches monogéniques, rarement des poudingues, à éléments de calcaires à laminites et de calcaires sombres de taille centimétrique à décimétrique, formant de grosses poches irrégulières. Plusieurs interprétations en ont été données. Pour C.J. Van Der Ling (1960), leur origine est sédimentaire, et F. Martin note, qu'au moins dans le secteur du cirque d'Anéou, elles se tiennent constamment, avec une épaisseur qui n'excède pas 1 à 2 m, entre des calcaires noirs à laminites et un calcaire gris clair massif (Martin, 1979). F. Bichot (1986) les relie, du fait de leur présence à proximité d'accidents, à une phase distensive durant le Namurien. Mais, si les calcaires à laminites et le Culm sus-jacent se sont déposés en régime compressif, la destruction de reliefs liés à la compression peut tout aussi bien expliquer leur formation. Enfin, il n'est pas impossible qu'il s'agisse de brèches de dissolution, le ciment calcitique présentant parfois des fantômes de cristaux de sel.

Dans la partie septentrionale de la feuille, entre le vallon d'Aydius et celui d'Accous, le Carbonifère carbonaté occupe une place notable dans le « massif du bois de la Traillère » des auteurs. On y relève la succession suivante sur les crêtes du pic de Lacoste et de Bergout :

- 10 m de calcaires amygdalaires gris, de calcaires gris à grain fin, à lits siliceux, couronnés par un calcaire beige massif ;
- 30 m de pélites noires, fissiles ;
- 100 m environ de calcaires noirs en petits bancs ;
- 100 m au moins de grès grossiers à patine brune et cassure gris-bleu, en bancs décimétriques à métriques ;
- 100 m et plus de calcaires noirs veinés de calcite blanche, en bancs décimétriques, à intercalations de grès et de schiste atteignant parfois quelques mètres d'épaisseur.

Les pélites -repérées (1) dans la légende- prennent un développement important au Sud sur la crête de la cabane de Bergout, et au Nord en rive droite du Gabarret ; elles ont été exploitées comme ardoises. Elles paraissent venir en contact avec le Dévonien supérieur en plusieurs points, en particulier à l'Est de la chapelle de San Christau (ravinement ?). Les grès -repérés (2) dans la légende- semblent absents au Nord et n'ont que quelques mètres d'épaisseur au Sud.

Dans l'angle nord-est de la feuille, au Nord de la Montagne Verte (Bagès), ainsi qu'au-dessus de Gêtre en rive gauche de la vallée d'Ossau, les pélites occupent une place équivalente à celle reconnue dans le massif du bois de la Traillère dans une série assez semblable (les grès étant absents) ; teintées de vert ou de noir, à débit ardoisier (anciennes exploitations), elles montrent des pistes (Nereites) et des empreintes de ptéropodes et ont fourni un exemplaire de goniatite (Bresson, 1903) proche de *Glyphioceras baylei*, forme réputée viséenne (Mirouse, 1966).

Des calcaires silicifiés -repérés (3) dans la légende- forment des carapaces sombres à la surface des calcaires carbonifères à l'Ouest du col du Pourtalet et dans le cirque d'Anéou ; épaisses de plusieurs mètres, elles sont associées aux minéralisations en fluorine dans un contexte principalement karstique.

Signalons enfin, que certains affleurements de calcaires carbonifères au sein du Culm pourraient être interprétés comme des olistolites provenant de la plate-forme carbonatée viséo-namurienne.

h3. Schistes et grès, « Culm » : Namurien. Aux calcaires à laminites, succède une épaisse formation schisto-gréseuse pour laquelle on conserve encore ici l'appellation de Culm. Elle affleure de part et d'autre de la vallée d'Aspe en une large bande synclinale NW-SE qui se termine en haute vallée d'Ossau au pic Moustardé et sur les crêtes frontalières des pics d'Astu et de Peyrelue. Selon J.J. Delvolvé (1987), elle présente les caractères suivants.

En haute vallée d'Ossau, le Culm comporte deux ensembles : le Culm à algues et foraminifères du col de Houer (col situé à l'Ouest du cirque d'Anéou et au Sud du pic de la Gradillère) et le Culm type pic d'Astu – pic d'Anéou, dont la limite n'a pas été cartographiée.

Le Culm du col de Houer correspond à une alternance de bancs de grès grossiers, d'épaisseur variable (0,2 à 5 m) et d'assises pélitiques de 1 à 9 m. Les grès, gris sombre à noir, à patine marron, sont souvent très riches en restes végétaux. Dans les pélites noires sont intercalées des lentilles de brèches calcaires et de grès carbonatés à foraminifères, algues et conodontes, dont l'épaisseur varie du centimètre au mètre.

Le Culm du pic d'Astu et du pic d'Anéou présente une alternance de bancs métriques de grès à grain moyen, riches en débris de calamitinées, et de lits centimétriques à décimétriques de pélites noires. Dans cet ensemble moins grossier que le précédent s'intercalent des lentilles de calcaires micritiques noirs à patine grise et rousse, contenant des restes de goniatites, crinoïdes et bivalves.

Les calcaires à laminites sur lesquels repose le Culm ont à leur sommet un âge variable selon les endroits : Namurien H, R ou G. Les foraminifères du Culm (*Eostaffella bashkirica*, *E. chomatifera*, *Asteroarchaediscus postrugosus*, *A. donetzianus*, *Neoarchaediscus timanicus*) donnent un âge namurien moyen à supérieur, de même que les rares conodontes (*Declinognathodus lateralis*, *Idiognathoides sinuatus*, *I. sulcatus*, *Streptagnathodus* sp.). À la base du versant sud du pic de la Gradillère, dans les alternances de grès et de pélites, ont été récoltés des végétaux (pinnules de *Paripteris* sp. cf. *gigantea*), et, dans le versant occidental du pic de Canaourouye, une lentille calcaire a fourni des empreintes de goniatites (*Cancelloceras* cf. *contractum*). Le Culm de la vallée d'Ossau serait d'âge namurien R-G1 (Bashkirien inférieur) au col de Houer et peut-être un plus récent (G1) au col d'Astu.

Dans la vallée d'Aspe, le Culm est très semblable à celui de la vallée d'Ossau. Les affleurements rafraîchis par les travaux routiers entre Urdos et les Forges d'Abel en fournissent d'excellentes coupes. Les figures sédimentaires y sont nombreuses : rides de courant, figures de charge dans les niveaux fins, chenaux avec présence de galets de 3 à 10 cm.

Dans le synclinal de Borce-Etsaut, en rive droite du gave d'Aspe, près de la ferme Lafonta, des schistes calcareux et gréseux, noirs et à patine rousse, ont fourni des goniatites (*Reticuloceras circumplicatile*, *R.* cf. *todmordenense*, *R.* cf. *gulincki*), des brachiopodes et des mollusques bivalves. Au bord de la piste de Belonce, des schistes noirs ont livré des goniatites (*Proshumardites karpinskii*, *Reticuloceras* cf. *circumplicatile*) et des calcaires bleu sombre, laminés et finement gréseux, des conodontes namuriens (R1a à G2b).

Dans le synclinal d'Urdos, en rive gauche du gave de Baralet, à une centaine de mètres en aval de la prise d'eau de l'usine électrique et dans le talus de la route reliant les fermes Baringou et Lapedagne, au Sud d'Urdos, des pélites noires ont fourni de nombreuses empreintes de goniatites, de brachiopodes et de mollusques bivalves et une flore abondante et bien conservée : *Stigmara ficoides*, *Lepidodendron* cf. *aculeatum*, *Lepidostrobus* sp., *Lepidostrobusphyllum lanceolatum* (Lepidophytes) ; *Sphenophyllum* cf. *sublaurea*, *Asterophyllites* cf. *heimansii*, *Asterophyllites longifolius*, *Calamites* cf. *cistiiformis*, *Calamites* cf. *suckowii*, (Astrophytes) ; *Pecopteris plumosa*, *Sphenopteris* cf. *gracilis*, *Corynepteris* sp. (Filicophytes) ; *Eusphenopteris hollandica*, *Karinopteris acuta*, *Palmatopteris* cf. *furcata*, *Margaritopteris* sp., *Alethopteris lonchitica*, *Neuraethopteris schlehasii*, *Paripteris gigantea*, *Trigonocarpus* sp., *Henocarpus* sp. (Pteridospermaphytes) ; *Antisia* sp. (Cordaïtophytes).

Dans l'angle nord-est de la feuille, dans le synclinal de la cote 1 580 m et du bois de Peyraube, on trouve au-dessus de quelques mètres de calcaires

clairs (Tournaisien supérieur probable) une formation de schistes et grès micacés sombres à empreintes de plantes (Sud-Ouest de la cote 1 580 m par exemple). Elle débute par une brèche pouvant atteindre 3 m d'épaisseur, à éléments centimétriques de quartz, quartzites, schistes, calcaires et dolomies dévoniens dans un ciment carbonaté. Au-dessus, viennent de nombreux bancs de grès à stratifications obliques et bancs ou lentilles de conglomérats polygéniques à lydiennes, et quelques bancs de calcaires noirs à patine ocre-jaune.

Une série sensiblement identique à la précédente existe à l'Est d'Aydius, au nord de la cote 1 035.

hCM. Formation calcaréo-schisteuse des Cinq Monts : Carbonifère ? Constituant en particulier la crête des Rochers des Cinq Monts qui domine Laruns au Nord-Ouest, il s'agit d'un ensemble de calcaires cristallins en dalles d'épaisseur centimétrique à décimétrique, parfois plus, gris foncé ou noirs et à patine gris-ocre, alternant avec des lits de calcschistes satinés gris-noir et de schistes noirs parfois à reflets verts ; au Nord du chemin de Louvie-Soubiron à Listo, et au pic de Gerbe, une alternance de grès assez grossier et de pélites acquiert une certaine importance.

Azoïque à ce jour, cette formation fut rapportée au Carbonifère en raison d'une part d'une analogie de faciès avec l'« horizon de Cambasque » (près de Cauterets) et l'« horizon du Tourmalet » (Bresson, 1903), d'autre part parce qu'elle était considérée comme stratigraphiquement au-dessus de calcaires du flanc sud d'un anticlinal du pic d'Auzu attribués au Dévonien moyen-supérieur (Mirouse, 1966). Mais, tant à Listo qu'au Nord des Cinq Monts, elle paraît plutôt en contact anormal avec des calcaires de la base de la série dévonienne. Elle est également en contact anormal au Sud avec le Carbonifère de Bagès. Au Nord-Ouest du Montagnon d'Iseye, la limite qui est située au sommet des escarpements de calcaires dévoniens situés entre les Arrouyes et le bois d'Escut, n'a pu être observée ; cependant, plus au Nord, sous la cote 1 035 m, le Dévonien, est, sans ambiguïté, normalement recouvert par des grès et schistes à plantes carbonifères, formation bien différente de la formation des Cinq Monts. Donc, un contact normal de la formation azoïque des Cinq Monts avec des couches datées n'est pas encore connu.

Quant aux similitudes de faciès, il en existe aussi, semble-t-il, avec les couches datées du Dévonien supérieur dans certains secteurs du Tourmalet (feuille Campan) et au pic des Ligades (feuille Gavarnie).

C'est donc avec incertitude que, suivant les auteurs, cette formation est encore rapprochée du Carbonifère.

Volcanisme namuro-westphalien

p. Filons et laccolites rhyolitiques. Principalement à l'Est de Bedous mais aussi près de Laruns, les niveaux de roches blanchâtres, claires et compactes, aphanitiques à l'œil nu, observées au sein des calcaires et des schistes dévoniens sont des sills de volcanites acides de composition rhyolitique. Un rubanement centimétrique, souligné par l'altération, apparaît parfois. Au centre de l'affleurement, la roche, très compacte et très massive, est entièrement isotrope à l'œil nu.

L'étude des lames minces révèle la nature volcanique de ces roches dans lesquelles la mésostase est très largement dévitrifiée. Dans un fond entièrement recristallisé, constitué d'un assemblage cryptocristallin de quartz et de phyllites, quelques clastes de quartz et de feldspaths automorphes se détachent çà et là.

Près du contact avec l'encaissant, la texture microlitique est celle d'une roche fluidale. On rencontre de nombreux microlites de feldspath-K, plagioclase et mica blanc ainsi que des quartz parfaitement automorphes. On note la présence d'un rubanement primaire dans le verre, parallèle à l'allongement des clastes et qui les contourne localement. Ces minéraux ne sont jamais éclatés, ce qui indique que les roches n'ont pas subi de phénomène explosif mais qu'elles résultent très vraisemblablement de la consolidation d'un magma.

Un âge de $314,2 \pm 1,5$ Ma a été mesuré sur un échantillon prélevé aux Crêtes Blanches (route du col d'Aubisque, sur la feuille Argelès-Gazost), par la méthode U-Pb sur zircon par analyses ponctuelles à la sonde ionique SHRIMP II (cf. annexes).

Plutonisme stéphanien

Granitoïde de Sesques

YS. Granitoïde à biotite. Roche à grain fin, claire, relativement riche en petites lamelles de mica noir, intrusive dans la série de Sia dans le versant de la crête des Sérous qui domine le vallon de Sesques ; peut-être une dépendance du pluton des Eaux-Chaudes proche.

Pluton d'Arcizette

(D'après Reyx, 1973)

Y'. Granodiorite localement orbiculaire. En bordure Est de la feuille apparaît l'appendice occidental du petit pluton d'Arcizette. La roche se

caractérise en général par la présence de grands cristaux centimétriques de hornblende brune à bordure d'actinote. Les amphiboles sont poecilites englobant des nids de séricite pseudomorphosant des cristaux de plagioclase. La biotite est rare et souvent chloritisée. La titanite (sphène), l'ilménite altérée en leucoxène, ainsi que la calcite, sont accessoires.

On observe localement des structures orbiculaires : les orbicules sont constituées par des zonations circulaires ou ovales, centimétriques, de cristaux d'amphibole (hornblende brune) à cœur de feldspath et quartz.

Pluton occidental de Cauterets

(D'après F. Debon, 1972, 1996)

L'extrémité ouest du pluton occidental de Cauterets (feuilles Argelès-Gazost et Gavarnie) forme le soubassement du Petit Lurien, au Sud de la plaine du Soussouéou. On touche ici la zone externe de ce vaste pluton à structure concentrique.

¹⁷Al. **Monzogranite clair, parfois porphyroïde.** Roche à grain moyen à grossier à caractère porphyroïde plus ou moins marqué, à structure primaire isotrope, composée de quartz, d'orthose (porphyroblastes) et de plagioclase nettement zoné à composition d'oligoclase, de biotite et de muscovite et cordiérite rares. Elle se range dans les adamellites peralumineuses.

Pluton des Eaux-Chaudes

(D'après F. Debon, 1976, 1996)

Ce pluton, indépendant du pluton occidental de Cauterets, est constitué de deux unités pétrographiques bien distinctes définissant une structure vraisemblablement concentrique : l'une externe, sombre, à biotite et amphibole, l'autre interne, claire, à biotite. La nature du passage de l'une à l'autre (graduelle et/ou brutale) n'est pas connue ; la limite cartographiée est donc approximative ou supposée. Cette structure rappelle celle du pluton du Néouvielle (feuilles Campan et Vielle-Aure) suggérant ainsi une genèse comparable : mise en place de deux magmas successifs – unité externe puis unité interne – dérivant de matériaux sources distincts.

Enfin, des leucogranites situés à la périphérie ou à proximité du pluton viennent dans la lignée évolutive des magmas.

L'ensemble du pluton correspond à une association magmatique cafémiq ou alumino-cafémiq, de nature calco-alcaline avec légère tendance subalcaline, à caractère magnésien (tabl. 1).

De nombreux filons basiques (labradorites) recoupent ce pluton (Bresson et Carez, 1905 ; Bresson, 1907).

γ_{ba}^4 . **Granodiorite sombre à biotite et amphibole.** Roche sombre, verdâtre, à grain moyen ou grossier, à structure primaire d'aspect isotrope, à feldspath plagioclase abondant, quartz, feldspath alcalin, biotite, amphibole (hornblende) et actinote. Des enclaves basiques très sombres sont fréquentes. La composition n'est pas homogène : la charge pondérale en minéraux colorés varie de 24 à 18 %, la diminution paraissant nettement centripète.

γ_b^4 . **Granodiorite claire à biotite.** Roche claire à grain fin à grossier, à structure primaire d'aspect isotrope, à feldspaths plagioclases et alcalins, quartz et biotite. La charge pondérale en minéraux colorés n'est pas homogène (14,5 à 10 %) et sa diminution tend à s'organiser de façon centripète. Un âge radiométrique de $301,2 \pm 8,7$ Ma a été obtenu par la méthode U-Pb sur zircon (C. Guerrot, 2001) à partir d'un échantillon prélevé en bordure de route, à la base de la crête d'Ayguebère. La mise en place, compte tenu des marges d'erreur, se serait donc faite à la fin du Westphalien ou tout début du Stéphanien.

γ_{bm}^2 . **Leucogranite à biotite et muscovite.** Roche claire, massive, à grain généralement fin, à quartz, feldspaths alcalins abondants et feldspaths plagioclases, à muscovite et biotite rares en très petites plages. Elle constitue des amas à l'extrémité orientale du pluton, au sein de l'encaissant paléozoïque immédiat au Soussouéou, en rive gauche du lac de Fabrèges, et de multiples îlots à la crête de la Sargette.

Ensemble volcanique du Pic du Midi d'Ossau

L'ensemble des données pétrographiques et structurales résumées ci-après sont tirées des recherches de F. Bixel (1984) reprises dans la notice de la carte géologique du Pic du Midi d'Ossau (Bixel *et al.*, 1985). Les contributions géochimiques empruntées à d'autres auteurs sont référencées au fil du texte ou indiquées au § géochimie. Les figures (A, B, C, D) illustrent la disposition actuelle après les déformations éocènes des appareils et coulées et l'interprétation du dispositif permien.

1^{er} épisode volcanique

• **Pic du Midi d'Ossau, Est du pic d'Anayet (278-272 Ma).**

Le pic du Midi d'Ossau fait partie d'un paléovolcan dont le cratère limité par une faille annulaire (caldera) devait atteindre 6 à 7 km de diamètre (Bixel *et al.*, 1983). Sa géométrie originale a toutefois été perturbée par les effets des fracturations tardi-hercyniennes et par la tectonique alpine (fig. 1 et 2).

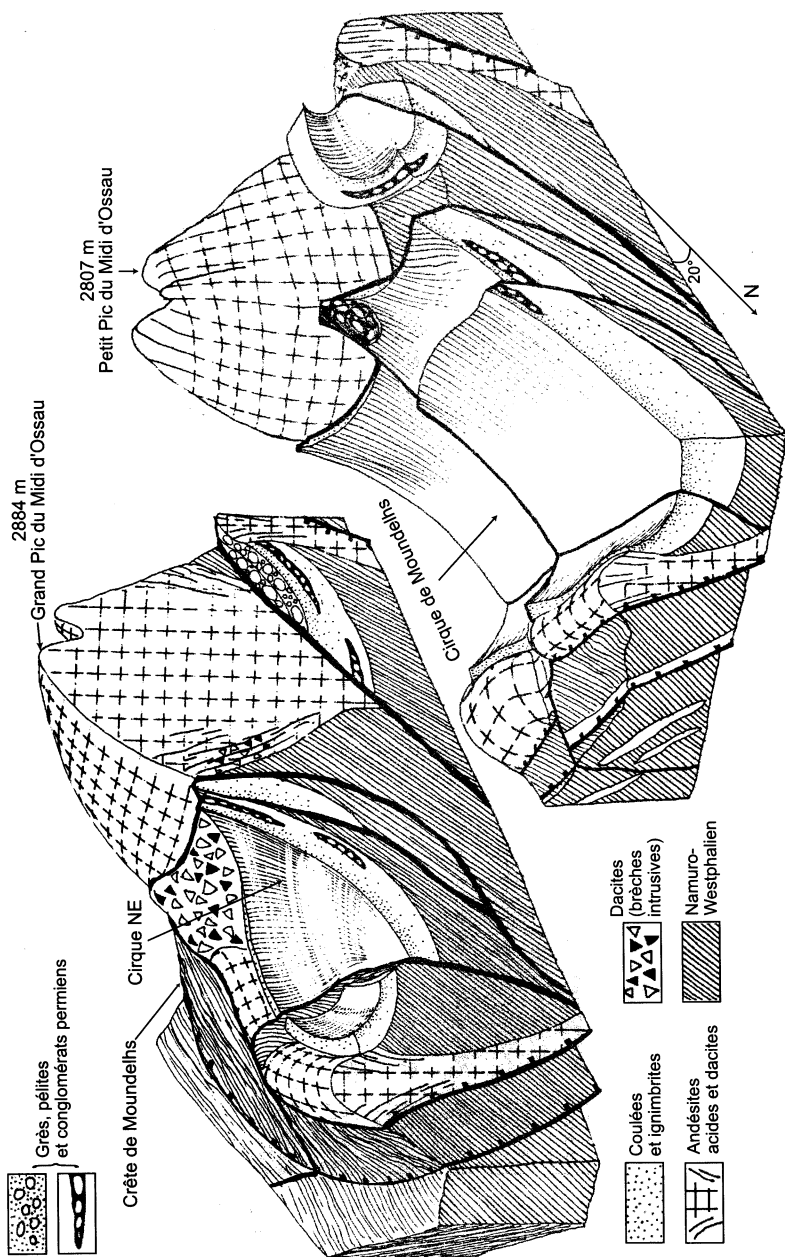


Fig. 1 - Blocs diagrammes des secteurs Bious Ossau et Bious Peyreget (d'après F. Bixel, 1984)

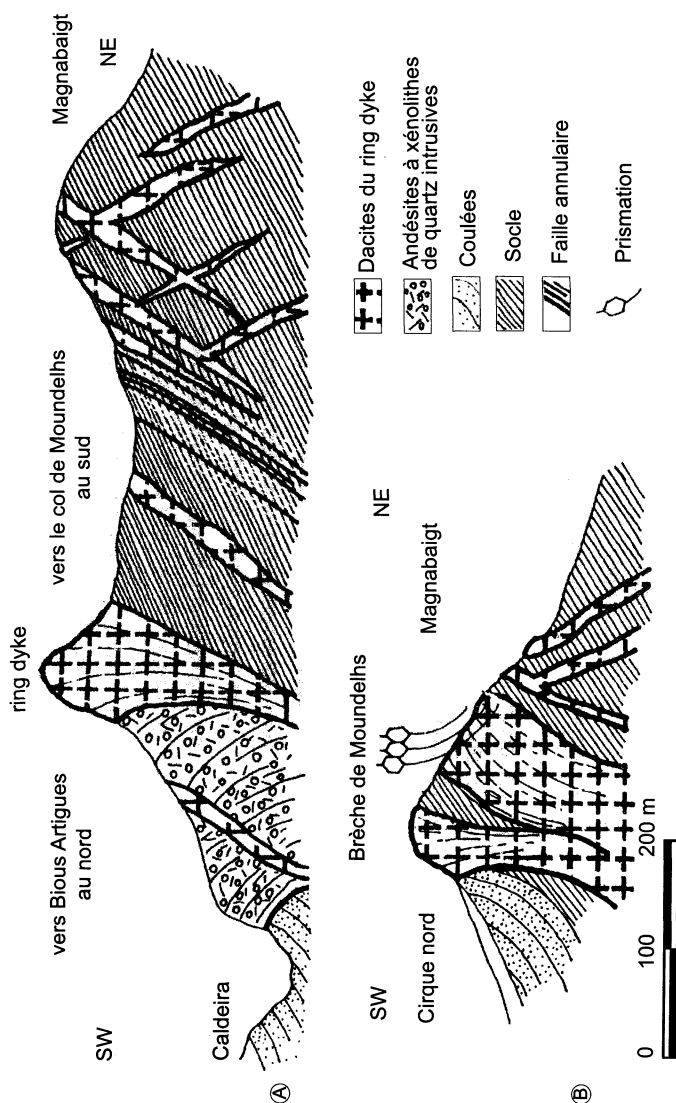


Fig. 2 - Coupes du ring dyke : A ; entre Bioux et Moundelhs : B ; entre Moundelhs et l'Ossau (d'après F. Bixel, 1984)

Deux cycles magmatiques successifs ont été distingués au sein du « cauldron » d'Ossau. Ils sont représentés chacun par des formations intrusives qui injectent successivement la faille annulaire -formant ainsi le filon annulaire ou "*ring dyke*"- , et par leurs équivalents effusifs que l'on retrouve à la fois à l'intérieur et à l'extérieur de la caldera.

La puissance du filon annulaire, est variable et atteint plus d'un kilomètre de largeur au niveau de l'Ossau.

On retrouve au Sud du col du Pourtalet et à l'Est du pic d'Anayet, des formations volcaniques, témoignant du fonctionnement de la caldera jusqu'à 7 à 8 km au Sud du centre émissif. On distinguera donc les épisodes de mise en place des magmas du complexe d'Ossau, essentiellement dacitiques, qui s'étendent jusqu'à l'Est de l'Anayet, de l'épisode de l'Anayet *s.s.* avec la mise en place d'andésites et basaltes plus tardifs.

Position des événements d'Ossau et d'Anayet dans le volcanisme permien pyrénéen

Les roches présentent, dans la majeure partie des cas, une altération (spilitisation) marquée qui se traduit par l'albitisation des plagioclases et la chloritisation des clinopyroxènes. La perte au feu, toujours élevée, peut atteindre jusqu'à 8 % ; l'utilisation des éléments majeurs dans les différents calculs doit tenir compte de leur mobilité, notamment de celle des alcalins. La géochimie des éléments en traces peu mobiles permet de s'affranchir des effets de l'altération et de révéler les caractères originaux des magmas (Cabanis et Le Fur-Balouet, 1989). La géochimie isotopique du Nd et du Sr (Innocent *et al.*, 1994) permettant de modéliser leurs sources et leur évolution.

• Premier cycle

Le premier cycle, de chimisme acide et peralumineux, est essentiellement formé de rhyolites et dacites caractérisées par la présence constante de grenats en plus ou moins grande abondance.

λ. Filons de labradorite « diabase labradoritique » (contemporains du volcanisme d'Ossau-Anayet).

ρ. Rhyolites et microgranite à muscovite. Ces roches, cantonnées au dôme de Bious-Artigues, constituent les intrusions les plus précoces. De teinte gris clair à blanc verdâtre, elles renferment des cristaux de feldspath blancs et de muscovite argentés. La fluidalité magmatique est bien marquée et découpe des enveloppes concentriques qui épousent la forme de l'intrusion. La partie supérieure du dôme est encapuchonnée par des pyromérides ; la roche de couleur noire y revêt un aspect d'obsidienne.

Au microscope, la mésostase apparaît dévitrifiée, la texture, toujours porphyrique est hyalopilitique à microgrenue. Les phénocristaux (20 % en volume) les plus abondants sont le quartz et le plagioclase ; le feldspath potassique (sanidine) est subordonné ; on note aussi la présence de muscovite et plus rarement de biotite et de grenat.

Le chimisme de ces roches est acide ($72 < \text{SiO}_2 \text{ \%} < 73,6$) et peralumineux (de l'ordre de 10 % de corindon normatif) comme le révèle la présence du grenat et de la muscovite.

La datation, par la méthode U-Pb (Briqueu et Innocent, 1993), de zircons magmatiques d'un échantillon de rhyolite peralumineuse a livré un âge de 278 ± 5 Ma. Les autres zircons révèlent la présence d'une composante crustale protérozoïque héritée (intercept haut à $1\,750 \pm 48$ Ma). L'échantillon de rhyolite a été prélevé 400 m au Sud du lac de Bious-Artigues, 250 m à l'Est de la crête de l'Ours (à vol d'oiseau), sur le GR 10, 100 m à l'Est du Gave de Bious.

Le volcanisme le plus ancien apparaîtrait donc déjà dans le milieu de l'Autunien, en tout cas dans le Sakmarien de l'échelle marine du Permien, la mieux calée par les faunes marines et la chronologie isotopique.

πα. Rhyolites et dacites

(1) Brèche intrusive. La brèche affleure à la base du pic du Midi d'Ossau, entre le col de Suzon et la première cheminée de la voie normale, ainsi qu'au pic de Peygeret et dans les falaises qui surplombent la plaine de Bious. On trouve aussi des brèches dacitiques à l'Est du Pic d'Anayet. Cette roche est de couleur gris-vert à noir en cassure fraîche. Lorsqu'elle s'altère, en surface la mésostase devient blanchâtre tandis que les enclaves prennent une teinte orangée. Caractérisée par la présence de cristaux de grenat milli- à centimétriques, elle renferme en outre des enclaves anguleuses provenant des schistes encaissants (de moins de 1 cm à plusieurs dizaines de cm). La composition des brèches est comparable à celle des ignimbrites qui en constituent l'équivalent effusif.

(2) Ignimbrites. Elles affleurent au-dessus du refuge de Pombie, dans les premiers contreforts du pic de Peyreget ainsi qu'au lac de Roumassot, en discordance sur le Carbonifère. Ces roches de couleur gris souris en cassure fraîche, qui prennent une teinte orangée due à la patine d'oxydation, renferment des enclaves de schistes provenant du ramonage de l'encaissant. Ce sont les ignimbrites basales du complexe d'Ossau.

Quartz, plagioclase et biotite en constituent les composants majeurs. Au microscope, la texture est hyaloclastique porphyrique avec de nombreux fragments de ponces et microgrenus porphyriques. Le fond de la roche est

constitué par une mésostase microcristalline à quartz corrodés éclatés, biotite et feldspaths altérés non déterminés. Le grenat, de composition almandin, est automorphe et non zoné, ce qui incite à lui attribuer une origine magmatique. Une telle origine a aussi été proposée pour rendre compte de sa présence dans les volcanites situées plus à l'Est à Pont de Suert et Greixer (Gilbert et Rogers, 1989).

Du point de vue géochimique (tabl. 3), les dacites sont nettement moins acides que les rhyolites ($\text{SiO}_2 = 52\%$), elles demeurent toutefois nettement peralumineuses.

(3) Cinérites. À l'Est du pic d'Anayet, la base des ignimbrites est soulignée par un niveau cinéritique.

• *Deuxième cycle*

Le deuxième cycle volcanique, d'affinité calco-alkaline et de chimisme basique à intermédiaire, est composé de roches dont la composition s'étage de basaltes andésitiques jusqu'à des dacites.

α Q. Andésites basiques à xénocristaux de quartz. Ce sont les manifestations les plus précoces du deuxième cycle.

Intrusions (1). Elles affleurent au Sud-Ouest du lac de Bious-Artigues. Leur couleur est vert clair, ponctuée de phénocristaux blancs de plagioclase, noirs de pyroxène. Les xénocristaux de quartz ont un éclat gras et sont ceinturés d'une ocelle sombre. Au microscope, la texture est pilotaxitique porphyrique à microlites de plagioclase (1/2 mm) et cristaux de pyroxène, de quartz et de plagioclase (2 à 5 mm). La roche apparaît formée par une mésostase microlitique dans laquelle baignent des cristaux de clinopyroxène augitique chloritisé ; le plagioclase est albitisé. Les cristaux de quartz sont corrodés et ourlés par une auréole coronitique de clinopyroxènes réactionnels. La teneur en SiO_2 de la roche, de l'ordre de 58 % (tabl. 3), est vraisemblablement surestimée à cause de la présence des xénocristaux de quartz.

Coulées (2). Les coulées d'andésites basiques à xénocristaux de quartz constituent l'équivalent effusif des intrusions (1) ; l'aspect et la composition de la roche sont comparables. Les coulées affleurent au lac de Moundelhs où on peut les reconnaître notamment grâce à leur débit prismé.

$\alpha\beta$. Andésites basiques

Intrusions (1). Ces roches affleurent à la base de la pointe Jean Santé (immédiatement au Sud-Est du pic du Midi). Elles sont de couleur verte, avec des phénocristaux blancs de plagioclase et noirs de clinopyroxène. Au microscope, on observe que la roche a une texture pilotaxitique à microlites de plagioclase et de clinopyroxène. Les phénocristaux sont constitués de

plagioclase de composition $30 < \text{An} < 90$ pour les cœurs et An 20 pour les cristaux albitisés et de clinopyroxène. Le clinopyroxène est zoné avec un cœur augitique ceint d'une couronne d'endiopside chromifère. La roche renferme en outre des enclaves centimétriques de nature variable.

Coulées (2). Elles constituent l'équivalent effusif des intrusions. Largement représentées dans la caldera, elles forment les falaises des lacs d'Ayous. À la partie supérieure des coulées, les andésites présentent un débit cellulaire avec des joints de silice bleutée.

α. Andésites acides et dacites

Intrusions (1). Elles constituent l'essentiel du filon annulaire "ring dyke" : pic du Midi d'Ossau, crêtes de Moundelhs, contrefort du pic les Tours. Le type pétrographique moyen se caractérise par sa couleur verte sur laquelle se détachent des phénocristaux d'amphibole (centimétriques), de biotite, de quartz, de plagioclase et de pyroxène. Au microscope, la texture, dans les parties les plus profondes du dyke bordier, devient microgrenue et la composition est alors celle d'une microdiorite porphyrique quartzique. La minéralogie peut être précisée : l'amphibole est une magnésio-hornblende et le clinopyroxène a une composition augitique. Le quartz montre des golfes de corrosion.

Coulées (2). Elles sont l'équivalent effusif des intrusions (1) et affleurent dans le cirque de l'Embaradère, à la fois sous forme de coulées et d'ignimbrites. On rencontre fréquemment des enclaves homoéogènes d'un équivalent grenu de la diorite et des enclaves enallogènes du type andésite basique ($\alpha\beta$). Au microscope, la texture apparaît de type hyalopilitique.

La datation, par la méthode U-Pb (Briqueu et Innocent, 1993), de zircons d'un échantillon de dacite à biotite a livré un âge de 272 ± 3 Ma sans trace d'un composant crustal hérité. L'échantillon daté provient du cirque de Moundelhs, 450 m à vol d'oiseau SSW du doigt de Moundelhs.

rG. Conglomérats, grès, schistes à plantes gris-noir intercalés dans les formations volcaniques autuniennes. Les premiers dépôts postorogéniques discordants sont très localisés, au Sud-Est de la feuille, associés aux volcanismes de l'Ossau et de l'Anayet (pic des Moines, lac d'Ayous, Campo de Troya).

De teinte sombre, il s'agit pour l'essentiel de grès, de conglomérats à éléments volcaniques ou sédimentaires noyés dans un ciment pélitique noir, de pélites noires et de grès fins micacés à empreintes de plantes.

Ils se situent à la base, au sein et au sommet des formations volcaniques de l'Ossau dont ils ont permis des datations grâce à de nombreux restes de végétaux dont *Pecopteris hemitelioides*, *Pecopteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Alethopteris pensylvanica*, *Alethopteris* sp., *Pseudomariopteris* sp., *Sphenophyllum costae*, *Cordaites* sp. d'âge stéphanien supérieur-autunien (Bixel, 1985).

Au Campo de Troya, au Sud du col du Pourtalet, où des intercalations de charbon ont été exploitées, ont été trouvés *Pecopteris hemiteloides*, *Pecopteris feminaeformis*, *Pecopteris cyathea*, *Alethopteris zeilleri*, *A. discreta*, *Pecopteridium* cf. *costei*, *Odontopteris minor*, *Dicksonites sterzeli*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Annularia sphenophylloides*.

Les volcanites associées à ces dépôts sédimentaires continentaux sont très bien datées par U/Pb sur leurs zircons à 278 et 272 Ma (ci-après) donc à un niveau déjà très élevé de l'Autunien (~ Sakmarien). Il faut donc envisager que les flores et charbon, comme le considérait J. Broutin, n'excluent pas ce nouvel âge autunien. Tous les sédiments continentaux post déformation pénétrative hercynienne sont donc considérés à présent comme permien.

À 1 km environ au Nord-Est du Pico de Anayet, les volcanites discordantes sur le Namuro-Westphalien sont recouvertes par une série rythmée d'une cinquantaine de mètres de puissance, à calcaires pisolithiques et pélites charbonneuses autuniennes.

Deuxième épisode volcanique : épisode « Anayet »

Cet épisode volcanique est restreint au Pico de Anayet (Bixel et Lucas, 1983). Un centre d'émission y a été reconnu, sous la forme d'un dyke d'orientation NE-SW, avec des injections latérales formant des laccolites dans les grès et les pélites de la série du Somport. Des coulées s'étalent, à l'Ouest et à l'Est, sur une distance de 1 km et avec un maximum de puissance de 70 à 100 m. Les roches ont des compositions d'andésites, avec des compositions normatives d'andésites quartziques, et de basaltes.

On retrouve au Sud du col du Pourtalet et à l'Est du pic d'Anayet, des formations volcaniques, témoignant du fonctionnement de la caldera d'Ossau jusqu'à 7 à 8 km au Sud du centre émissif. On distinguera donc les épisodes de mise en place des magmas du complexe d'Ossau, essentiellement dacitiques, qui s'étendent jusqu'à l'Est de l'Anayet, de l'épisode de l'Anayet s.s. avec la mise en place d'andésites et basaltes plus tardifs (fig. 3).

rSp. Pélites versicolores du Somport : Permien. Puisque les volcanites des cycles I et II dit de l'Ossau datées par U/Pb sont dans un Autunien déjà avancé, les séries permienues qui leur sont superposées (versicolore, rouge, etc.) *rSp*, *rB*, *rM* sont nécessairement Autunien supérieur (Sakmarien-Artinskien) à Saxonien. La série du Somport (Mirouse, 1966) constitue le premier terme post-varisque en l'absence de l'Autunien gris-noir *rG*. Son épaisseur peut atteindre 300 mètres. Elle est constituée de pélites, de grès pélitiques et grauwackeux de teinte lie-de-vin ou verdâtre et de rares conglomérats polygéniques à petits éléments.

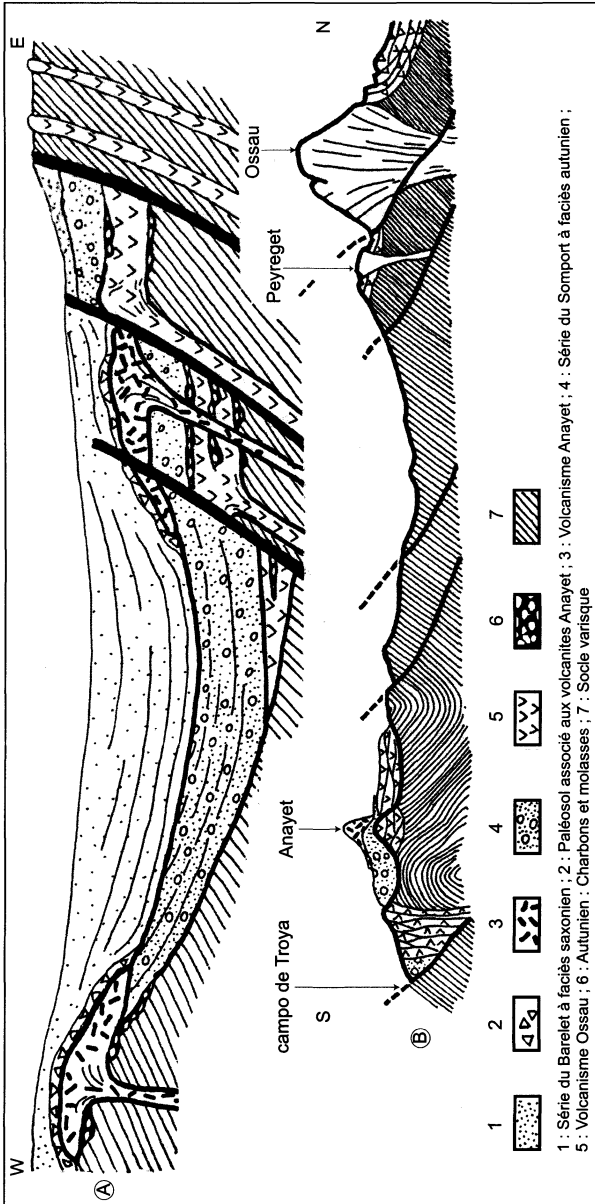


Fig. 3 - A - Coupe schématique W-E du bassin Aragon - Béarn montrant les relations stratigraphiques et structurales
B - Coupes N-S montrant les relations entre l'Ossau, le campo de Troya et l'Anayet (situation actuelle)
 (d'après F. Bixel, 1984, modifié)

Localement, apparaissent des intercalations de calcaires et de calcschistes versicolores.

Dans le secteur **col du Somport, pic d'Arnousse, pic des Moines**, à la base, la formation **Astu-Moines** (Lucas, 1985), gris sombre, atteint une épaisseur d'une dizaine de mètres ; il s'agit de conglomérats et de grès à lithofaciès torrentiel. Près du col d'Astu, quelques décimètres de calcschistes, de calcaires à patine rousse et de grès fins à grossiers, gris, à lits conglomératiques débutent la série. Au pic d'Astu, apparaissent des horizons à pisolithes constitués autour de fragments d'ostracodes et d'échinodermes, et des conglomérats hétérométriques à intercalations de lits calcaires. Viennent ensuite les pélites lie-de-vin et verdâtres, détritiques à grain fin, à débit schisteux constituant l'essentiel de la série du Somport (fig. 4).

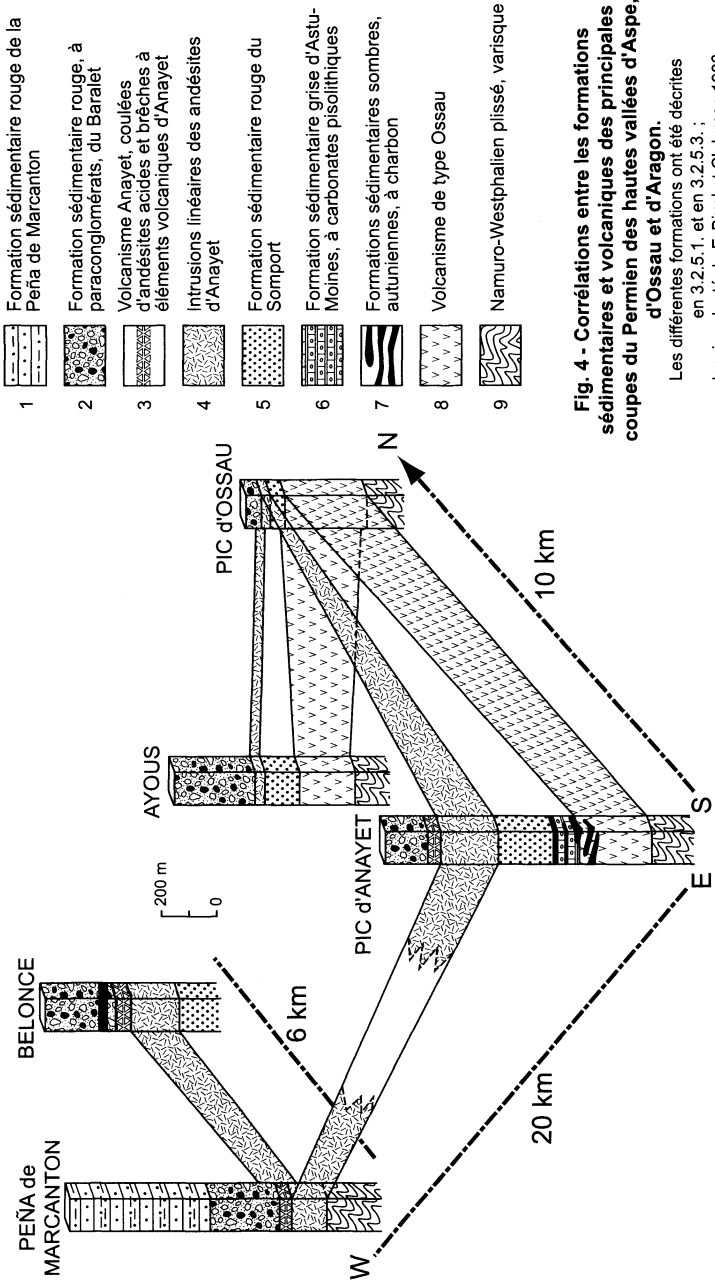
Dans les secteurs des **pics d'Arlet et du Baralet**, la série du Somport est visible de façon continue depuis le vallon d'Espelunguère jusqu'au pic Labigouet, constituant la partie inférieure de ces massifs. Les pélites versicolores reposent ici sur divers termes du Paléozoïque. Dans ces montagnes, des coulées volcaniques de plusieurs centaines de mètres de longueur sont intercalées dans les pélites, lesquelles remanient à proximité des éléments anguleux ou déchiquetés d'andésite, suggérant une contemporanéité de la sédimentation et des éruptions.

Dans ces secteurs, les grès pélitiques sont parfois de vrais grès arkosiens à micas, quartz, chlorite et plagioclases abondants et, surtout, on note la présence de gypse dans les termes inférieurs de la série : des pélites verdâtres, peu épaisses, à intercalations de calcschistes, présentent des masses ou des traînées irrégulières de gypse saccharoïde ou fibreux, particulièrement dans le vallon de Couecq, au Sud de la cabane d'Atsout, au col de Lapachouaou et dans les pentes de la Montagne de Banasse.

αA. Andésites acides

Intrusions (1). Les roches intrusives ne diffèrent macroscopiquement de celles des coulées que par la taille supérieure des microlites de plagioclase. La bordure de l'intrusion est marquée par une bordure figée au contact de l'encaissant de grès et de pélites de la série du Somport. Cette bordure, de même composition que la roche qui constitue l'intrusion, revêt un faciès bréchique à éléments homoéogènes de texture microlitique et étirés parallèlement aux éponges.

Coulées (2). Ce sont, en majorité, des andésites acides, hypopotassiques à diopside-endiopside, amphibole édénitique à pargasitique et fluorapatite. Leur composition chimique (tabl. 3) est comprise entre celle d'andésites, les plus précoces, et d'andésites acides, plus tardives.



rBa. Conglomérats, grès et calcaires du pic du Baralet : Permien.

La série du pic du Baralet a une épaisseur voisine de celle de la série du Somport. Elle se caractérise (Mirouse, 1966) par l'apparition au sein des grès rouges de puissantes formations de conglomérats polygéniques, en particulier de poudingues à éléments de calcaires paléozoïques. Vers le sommet, la série présente d'épaisses couches de calcaires conglomératiques et de calcaires massifs à patine claire. Ainsi, sur les crêtes des hautes vallées du Baralet et de Belonce, la succession est la suivante (Mirouse, 1966) :

- à la base, 100 à 200 m de conglomérats polygéniques à éléments de calcaire, de grès et shales paléozoïques, à intercalations de grès rouges micacés ;
- 30 à 50 m de conglomérats calcaires ;
- 40 à 60 m de calcaires massifs ocre et de calcaires et calschistes vermiculés à débris d'algues qui correspondent à des encroûtements calcaires (Lucas, 1985).

La série du pic du Baralet est transgressive par rapport à la série du Somport et localement discordante sur cette dernière ; c'est le cas dans la haute vallée de Belonce (Sud du col de Saoubathou, Sud de la cabane d'Hortassy) et dans la haute vallée du Baralet (au Sud de la cabane Couylaret). Plus au Sud (plateau du Cuchat de Garay et vallée de l'Aragon Subordan), elle est discordante sur les grès et pélites à plantes du Namuro-Westphalien ou sur les calcaires du Viséo-Namurien ; dans ce cas, C. Lucas signale une importante bréchification, une rubéfaction et une karstification du substratum paléozoïque qui a directement fourni son régolithe aux épandages permien.

rM. Pélites et grès versicolores de la Peña de Marcantón : Permien.

R. Mirouse (1966) a ainsi désigné un ensemble détritique, rappelant par ses caractères lithologiques la série du Somport, succédant en continuité aux conglomérats et aux calcaires de la série du pic du Baralet. Dans la haute vallée du rio Aragón Subordán (synclinal d'Agua Tuertas – Peña de Marcantón), cette série atteint une épaisseur de près de 500 m, et aux pics du Baralet, d'Arlet, d'Espelunguère, seulement 100 à 200 m.

Il s'agit d'une succession de pélites rutilantes, à intercalations de bancs de grès rouges et verdâtres. Sur les cent premiers mètres (C. Lucas, 1985), les pélites renferment encore des épisodes de graviers et galets épars ; la proportion des grains volcaniques, très élevée dans les premières couches, diminue rapidement. Les surfaces durcies, avec des craquelures de dessiccation, et les rides de courant sont abondantes ainsi que des chenaux gréseux. Cette série pourrait être un dépôt de « playas » à l'aval du glacis où s'est déposée la série du pic du Baralet.

β. Basaltes alcalins. Ces laves sont interstratifiées dans des grès et des pélites versicolores permien. Les analyses (tabl. 3) des roches provenant

des coulées sommitales sont celles de basaltes (Cabanis et Le Fur-Balouet, 1989). Elles présentent une grande homogénéité pétrographique. Au microscope, on peut observer, dans une mésostase à microlites de labrador souvent albitisés, de rares cristaux de clinopyroxène (diopside), d'amphibole (édénite), d'olivine chloritisée et d'apatite.

La comparaison de la position de la projection de la composition des clinopyroxènes des laves dans la représentation de Leterrier *et al.* (1982), par rapport à celle du complexe d'Ossau, laisse apparaître une légère tendance d'évolution de ces roches vers le champ de composition alcaline. Les spectres géochimiques multiélémentaires des basaltes de l'Anayet, modérément enrichis et proches de ceux des basaltes transitionnels typiques (OIB), avec une légère dépression en Ta, (Cabanis et Le Fur-Balouet, 1989), sont en accord avec les données minéralogiques.

• **Géochimie**

Les résultats des études géochimiques résumées ci-après sont tirés des publications suivantes : Briquieu et Innocent (1993), Cabanis et Le Fur-Balouet (1989), Gilbert et Rogers (1989) ; Innocent et Briquieu (1995), Innocent *et al.* (1994).

Les signatures isotopiques, $-10 < \epsilon_{Nd} < -7$, des rhyolites et dacites peralumineuses du premier cycle du volcanisme de l'Ossau indiquent que les magmas de ce premier cycle volcanique proviennent de la fusion de matériel continental, comme en témoigne aussi la présence de zircons protérozoïques hérités.

La composition des roches du second cycle, de composition majoritairement andésitique, s'inscrit dans le champ calco-alcalin, avec des caractères orogéniques tels que : faibles teneurs en Ti, Ta et LILE (Large Ion Lithophile Elements), les faibles teneurs en Ti et P témoignant d'une contamination crustale. La signature isotopique des andésites basiques elles-mêmes ($-9,4 < \epsilon_{Nd} < -3$) révèle l'importance de cette contamination profonde, probablement par l'encaissant paléozoïque avant la mise en place. Les andésites à xénocristaux de quartz, aux valeurs de ϵ_{Nd} les moins négatives, apparaissent les moins contaminées.

Les andésites de l'Anayet (quatrième épisode du volcanisme permien pyrénéen) présentent un fort enrichissement en Terres Rares (TR) et un fractionnement très marqué, entre TR lourdes et légères. L'anomalie négative en Ta est toujours très prononcée, accusant le caractère calco-alcalin de ces laves. L'absence d'anomalie en P, comparée au premier épisode d'Ossau, révèle aussi un moindre niveau de contamination crustale. La signature isotopique en Nd, $\epsilon_{Nd} = +3,7$, exprime la part prépondérante

de matériel mantellique dans ces andésites ; les valeurs de Sr ($\epsilon_{\text{Sr}} = + 17,3$) y révèlent cependant une forte interaction avec des fluides crustaux.

Les basaltes des coulées sommitales de l'Anayet dans ou sur la formation de Baralet (rBa) présentent des compositions clairement distinctes de celles des autres épisodes. Leurs caractères sont ceux de basaltes transitionnels avec de fortes teneurs en Fe et Ti, leurs spectres multiélémentaires sont proches de ceux de basaltes transitionnels (OIB = Ocean island basalts : basaltes d'îles océaniques), avec une légère dépression en Ta. Ces caractères semblent indiquer, en même temps qu'une augmentation du taux de fusion, une diminution de la contamination crustale. La signature isotopique du Nd, $\epsilon_{\text{Nd}} = 7,4$, conforte cette conclusion de faible participation crustale dans la genèse de ces basaltes qui, toutefois, ont subi des interactions avec des fluides crustaux, comme en témoigne les valeurs élevées du Sr ($\epsilon_{\text{Sr}} = + 36,8$).

MÉSOZOÏQUE

t1-2. Conglomérat, grès violets, quartzites : Trias inférieur. Grès en bancs massifs, de teinte violette ou grisâtre, recouvrant en discordance par l'intermédiaire d'un conglomérat quartzeux le Paléozoïque de la zone septentrionale de la feuille. Ils sont surmontés soit par le Trias moyen et supérieur en contact anormal, cas le plus répandu, soit par le Crétacé supérieur en discordance stratigraphique. Ils existent en paquets écrasés le long de certains accidents ; nombre d'entre eux sont trop exigus pour figurer sur la carte. L'épaisseur de la formation peut atteindre 100 m, celle du conglomérat de base variant de 0 à 10 ou 15 m.

La formation débute localement par un grès grossier ou un microconglomérat, massif, blanc, d'épaisseur métrique, et comporte ensuite une ou plusieurs séquences de poudingue relativement bien stratifiées à la base, à éléments arrondis de quartz blanc et de quartzite rosé, localement de rhyolite blanchâtre, souvent jointifs, de 2 à 10 cm de diamètre en moyenne (jusqu'à 30 et 40 cm) dans un ciment gréseux grossier localement calcaireux. Dans la série gréseuse sont disséminées des lentilles de conglomérats de teinte claire à éléments peu arrondis de quartz, grès, rares calcaires et à ciment calcaireux.

Au Nord-Ouest de la plaine du Soussouéou, il s'agit d'une brèche remaniant les calcaires et le granite du substratum, et de grès nettement surmontés en discordance par les grès ferrugineux cénomaniens.

Sont rapportées au Trias inférieur les couches détritiques constituant la formation de Las Arroyetas au Sud-Est de l'Anayet et en rive droite de la

Canal Roya (Roger *in* Bixel *et al.*, 1985). De bas en haut, elle comprend :

- des brèches à éléments de quartz et ciment grés-quartzitique, et des brèches à éléments grés-quartzitiques dans un ciment de même nature ;
- des quartzites en bancs décimétriques à métriques, à stratifications obliques, à cassure de teinte rouge à rosé (50 m) ;
- des argilites rouges.

t3-7. Trias moyen et supérieur indifférenciés (Est du gave d'Aspe). À l'Est de la vallée d'Aspe, l'écaillage est tellement intense que seuls subsistent des témoins exigus de calcaires que de mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de distinguer du Keuper argileux. Dans ce secteur, Trias moyen et Trias supérieur ont ainsi été regroupés sous la même notation. Sur le versant sud du pic de Mousté, la formation dite « terreuse » (Canérot, 1964), englobe des calcaires beiges ou de teinte chamois, massifs, souvent bréchiques, entrelardés de veines de calcite ou altérés en cargneules, des calcaires beiges, plus finement lités, des calcaires marneux ou même des marnes brunâtres. Le contact avec les conglomérats triasiques sous-jacents est mécanique. Vers l'Ouest, à l'approche de la vallée d'Aspe, la série carbonatée se pince entre Trias inférieur conglomératique et Trias supérieur ophitique. Vers l'Est, au-delà d'Aydius, des calcaires beiges ou chamois, marneux ou massifs, parfois dolomitiques, rapportés au Trias moyen ont été reconnus sur le flanc sud du synclinal de Sarrelangue ou, au delà du Turon de Lahouita, dans les multiples pointements de la Plaine d'Ibech. Aucun affleurement n'a en revanche été relevé à la partie inférieure de la série mésozoïque plissée du pic de Bergon où les calcaires liasiques recouvrent les grès et pélites violacées du Trias inférieur par l'intermédiaire d'une semelle de Keuper argileux et ophitique.

Plus à l'Est encore, au sein de l'ensemble crétacé supérieur des Eaux-Chaudes, au col de Lurdé, dans la dépression d'Anouilhass, au sommet du Pambassibé, d'importantes masses de cargneules, de calcaires chamois, de calcaires vermiculés associés à de l'ophite sont engagés dans les chevauchements à vergence sud-est qui caractérisent ce massif.

t3-4. Calcaires noirs et dolomies brunâtres : Trias moyen. Ensemble composite de calcaires gris foncé ou noirs, finement lités, auxquels se trouvent associés des bancs plus massifs de dolomies brunes finement cristallisées.

Ce Trias moyen carbonaté, de faciès muschelkalk, est conservé à l'affleurement dans la seule bordure septentrionale de la feuille, au sein de la zone de décrochement de Bielle-Accous (Canérot *et al.*, 2002). Les complications tectoniques ne permettent pas de lever des coupes complètes

et continues. Les limites de cette formation sont donc d'une manière très générale représentées par des surfaces de contact mécanique. Son attribution au Trias moyen repose sur le développement fréquent des faciès « calcaire vermiculé » ou « calcaires noirs en petits bancs » ainsi que par la position de l'unité carbonatée au sein du « complexe triasique », reconnu en de nombreux secteurs des Pyrénées.

À l'Ouest de la vallée d'Aspe, le Muschelkalk apparaît en de multiples écailles pincées, soit à la base, soit au sein du Trias ophitique chevauchant le Crétacé supérieur de la haute chaîne. Les faciès caractéristiques du Muschelkalk pyrénéen (calcaires beiges ou noirs, bioclastiques, calcaires beiges laminés ou stromatolithiques, brèches et cargneules chamois, marnes noires ou verdâtres) y sont bien représentés, notamment dans la vallée latérale de Lées-Athas, le long de la D 441. On en retrouve également des témoins aux environs du bourg d'Osse-en-Aspe, au rocher des Chèvres ou au sommet 533, de même que sur les deux versants du vallon plus septentrional de l'Arricq. Sur la D 442, au Sud de la métairie Soupervie, la série, inverse et à plongement nord, atteint la centaine de mètres d'épaisseur. Elle y apparaît tout d'abord calcaire et massive, puis plus marneuse et finement stratifiée, les derniers bancs, violacés, pouvant déjà appartenir au Keuper. Nous avons enfin rapporté à ce même ensemble les calcaires gris, finement cristallisés qui, plus au Nord encore, aux abords de la ferme Capdevielle, supportent les brèches qui tapissent le versant méridional du Layens.

t5-7. Argiles versicolores : Trias supérieur. Il s'agit d'un ensemble d'argiles et de marnes aux teintes rutilantes, ocre, lie-de-vin ou rougeâtres, offrant les caractéristiques lithologiques du faciès « Keuper » des Pyrénées. Ces assises, très généralement bréchifiées, apparaissent en lambeaux exigus au contact des pointements ophitiques. Leur attribution stratigraphique ne repose que sur des arguments de position, les argiles versicolores se trouvant généralement recouvertes par les calcaires et dolomies du Lias inférieur. Les contacts avec les carbonates encaissants du Trias moyen et du Jurassique sont cependant en tout point mécaniques, rendant hasardeuse toute estimation d'épaisseur.

À l'Ouest de la vallée d'Aspe, ont été rapportées au Trias supérieur les argiles affleurant de manière discontinue au dessous de la barre carbonatée hettangienne et sinémurienne du versant sud du Layens ou dans le fond du vallon de l'Arricq. Plus à l'Ouest encore, les argiles du Keuper jalonnent l'accident chevauchant qui, dans le petit col emprunté par la D. 441, sur le méridien du pic Soulaing, sépare le massif d'Igountze de la haute chaîne plus méridionale.

À l'Est de la vallée, les argiles bréchoïdes du Keuper accompagnent la plupart des pointements ophitiques reconnus au fond du vallon du Gabarret. La médiocrité des affleurements et les complications tectoniques ont conduit à les associer sur la carte aux calcaires et marnes du Trias moyen. C'est la même interprétation qui a été retenue pour les argiles versicolores entourant les pitons ophitiques dans les secteurs plus orientaux du col des Arques et de la Plaine d'Ibech, au Nord du pic Bareilles et au-delà vers l'Est de la vallée d'Ossau, aux abords du col d'Agnoures.

Le Keuper ophitique est également présent sur la bordure occidentale de l'aire synclinale de Sarrelange. Il constitue par ailleurs la semelle écrasée des unités synclinales des pics de Bergon et de la Marère. On le retrouve enfin en lambeaux étirés le long du chevauchement du col d'Iseye.

Magmatisme tholéitique (limite Trias-Jurassique)

0. Ophites : microgabbros et dolérites

Les ophites des Pyrénées sont des basaltes doléritiques tholéitiques (Azambre *et al.*, 1987) qui affleurent largement dans le domaine pyrénéen. Reconnus depuis la fin du XVIII^e (Palassou), il se présentent, lorsque les corps intrusifs ne sont pas démembrés par la tectonique alpine, sous forme de sills d'une centaine de mètres de puissance et d'envergure kilométrique. Leur localisation quasi-systématique au voisinage -ou bien au sein- de formations évaporitiques du Trias supérieur (Keuper), ainsi que leur grande homogénéité d'ensemble, leur ont fait attribuer, depuis Viennot (1927), une mise en place voisine de la limite Trias-Lias. La présence de bordures figées des ophites au contact des sédiments du Keuper (Lago et Pocovi, 1981) est venue renforcer une telle attribution. En outre, des datations K-Ar sur plagioclase (Montigny *et al.*, 1982) d'ophites provenant de sondages réalisés dans les régions d'Auch et de Louslitges, à l'écart du métamorphisme alpin pyrénéen, ont fourni des âges fiables à 195 ± 8 et 197 ± 7 Ma.

Un âge plus récent a été proposé à plusieurs reprises pour les ophites : Crétacé (Zwart 1953 ; Meurice, 1975) ; Paléocène, pour les ophites de la région de Bedous (Desrumeaux *et al.*, 2002 ; 2004). L'argumentation de cette dernière attribution se fondait sur une interprétation erronée des données isotopiques et de faits de terrains. Le métamorphisme de turbidites du Crétacé supérieur, en réalité du Trias, ne résulte pas de l'influence thermique des ophites qui ne montrent pas de bordure figée à leur contact (Canérot *et al.*, 2004). La datation géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K-Ar (Monié *et al.*, 2002) de phlogopites de calcaires dolomitiques métamorphiques ainsi que de plagioclases et d'amphiboles d'intrusions ophitiques ne date pas la mise en place des ophites mais la réouverture du système K-Ar intervenue postérieurement.

La datation U-Pb (SHRIMP) de zircons d'ophites de la région de Bedous (Rossi *et al.*, 2003) a permis de préciser l'âge de mise en place et de cristallisation des magmas ophitiques à $198,7 \pm 2,1$ Ma, à la limite Trias-Jurassique. Cet événement a ainsi pu être rattaché à la formation de la Province Magmatique de l'Atlantique central (Marzoli *et al.*, 1999) relié à la fracturation qui a précédé l'ouverture de l'Océan atlantique (Azambre *et al.*, 2004 ; Rapaille *et al.*, 2004).

l1-2. Cargneules, brèches, calcaires et dolomies : Lias inférieur. Les terrains ici considérés forment une barre carbonatée établie à la base de la série jurassique armant la plupart des reliefs nord-pyrénéens présents sur la bordure nord de la carte. La série la plus complète a été décrite (J. Canérot, 1964) sur les pentes méridionales du pic de Mousté, à l'Est du plateau d'Ourdinse. En cet endroit, des calcaires lités à ostracodes pouvant appartenir au Rhétien (?) sont surmontés de 50 m de brèches dolomitiques beiges ou jaunâtres, massives, souvent transformées en cargneules, suivies de 10 m de dolomies et calcaires dolomitiques gris, rubanés (microrhythmes), rapportés sans preuves paléontologiques à l'Hettangien. Suivent 20 m de calcaires gris-beige, à oolithes ferrugineuses, représentant le Sinémurien.

Vers l'Ouest, cette même barre est bien représentée dans les plis et écaillés affectant la couverture jurassique aux abords de la vallée d'Aspe ou, plus à l'Ouest, sur les pentes méridionales du massif du Layens.

Vers l'Est, la barre carbonatée voit son épaisseur se réduire graduellement en direction du pic de Larie et du sommet situé à 500 m au Sud-Ouest du pic Lauriolle où les cargneules basales et les calcaires oolithiques sommitaux sont toutefois bien représentés, avant de retrouver une épaisseur normale, voisine de 80 m, dans la série sub-verticale du pic de Coos. Le Lias inférieur est également présent à la base des séries mésozoïques carbonatées du synclinal de Sarrelangue et des plis couchés du pic de Bergon. En ce dernier secteur, la coupe de l'arête de la Marère qui domine au Nord le col d'Iseye montre une succession tout à fait comparable (brèches et cargneules hettangiennes suivies de laminites et de calcaires oolithiques sinémuriens) à celle qui compose la barre liasique du Mousté.

l3-4. Calcaires à bélemnites et pectinidés et marnes à ammonites : Lias moyen-supérieur. Sont regroupées sous cette appellation des assises d'abord calcaires (Fms pliënsbachiennes de « Categorena » et de la « barre à pecten », Fauré, 2002), puis marneuses (Fm toarcienne de la « Haute Bidouze », Fauré, 2002) qui occupent dans les paysages une étroite vire herbeuse caractéristique, séparant les barres calcaires massives du Lias inférieur et du Dogger.

La coupe type de la nouvelle piste reliant le village d'Aydius au pic plus septentrional de Mousté, montre 1 m de marnes bioclastiques, ferrugineuses, condensées, représentant le Carixien, 3,50 m de calcaires bioclastiques bruns à bélemnites et pectinidés suivis de 2 m de calcaires roux, plus massifs, riches en pectinidés du Domérien. Suivent 15 m de calcaires finement lités, intercalés de marnes brunes à *Telothyris jauberti* et *Homorhynchia batallieri* du Toarcien. Des discontinuités sédimentaires séparent chacune des unités lithologiques ainsi reconnues. Le passage vertical aux calcaires finement lités de l'Aalénien est en revanche très graduel.

Le Lias moyen-supérieur est bien représenté plus à l'Ouest, aux abords de la vallée d'Aspe, dans les écailles de Casteigbou ou sur le versant oriental du Layens. Il disparaît ensuite sous les brèches de Capdevielle avant d'affleurer de nouveau dans les pentes herbeuses qui conduisent au col plus occidental de Bergout. On retrouve une succession très comparable vers l'Est, en direction du pic de Larie et, au-delà de la vallée d'Ossau, du massif de Coos.

La série est encore connue plus au Sud dans les affleurements de Sarrelangue et du pic de Bergon. Sur le versant méridional de ce dernier massif, au Nord du col d'Iseye, la coupe du pic de la Marère révèle un intervalle carixien condensé représenté par la Dalle à Montlivaultia (0,30 m) suivi de calcaires à bélemnites et ammonites phosphatées : *Amaltheus* gr. *margaritatus* et *Arietoceras* gr. *algovianum*, puis de la barre à Pecten représentant le Domérien (4 m) et enfin de pélites litées, de plus en plus carbonatées (7-8 m), du Toarcien (Fm Haute Bidouze).

j1-3. Calcaires gris à microfilaments : Aalénien-Bathonien. Vers le haut, les marnes toarciennes fossilifères passent progressivement à des calcaires gris, qui, sur l'ensemble du secteur cartographié, correspondent à des micrites grises plus ou moins recristallisées contenant de rares restes coquilliers et de nombreux microfilaments.

Dans la coupe du pic de Mousté, le calcaire, de teinte gris clair, est très finement lité à la partie inférieure de la formation (Aalénien ?) puis graduellement plus massif, parfois bréchoïde et envahi par la dolomitisation (Bajocien-Bathonien ?). L'ensemble, sub-vertical, offre une puissance de 60 m. Latéralement vers l'Ouest, la formation carbonatée est bien représentée autour du plateau d'Ourdinse, aux abords de la vallée d'Aspe dans les écailles de Casteigbou ainsi que sur les pentes méridionales du massif du Layens. Vers l'Est les calcaires à filaments sont également présents dans la série verticale du pic de Larie, près du sommet 1787 et, au-delà de la vallée d'Ossau, sur le versant méridional du pic de Coos. On observe partout la même évolution stratocroissante des assises carbonatées ainsi que le remplacement irrégulier du calcaire gris par une

dolomie grise ou noire. Des brèches et quelques polypiers isolés ont été signalés dans le plateau d'Ourdinse, au Nord du pic de Teulère.

La même série calcaire dont l'épaisseur est cette fois réduite à une vingtaine de mètres, est présente sur les deux flancs du synclinal de Sarrelangue de même que dans les trois écailles synclinales du massif du Bergon. Un niveau à polypiers a été signalé au toit de la formation dans la coupe du pic de la Marère, au Nord du col d'Iseye.

j3-5. Dolomies noires : Bathonien-Oxfordien (?). Il s'agit ici d'une imposante masse de dolomies noires qui, d'une manière générale, succède aux calcaires à microfilaments sans discontinuité notable, ce qui témoigne du caractère secondaire de l'épigénie de ces roches carbonatées. L'épaisseur de la formation, extrêmement variable, se réduit du Nord au Sud en fonction d'une érosion post-jurassique développée sur l'ensemble des chaînons nord-pyrénéens du Béarn. Dans la coupe du pic de Mousté, on reconnaît près de 200 m de dolomies noires, ce sont les « dolomies du Mail Arrouy » (feuille Oloron-Sainte-Marie), souvent bréchifiées, de plus en plus massives vers le haut où s'individualisent plusieurs intercalations de dolosparites oolithiques ou pisolithiques. Les premiers bancs renferment quelques restes de mollusques et de rares trocholines. L'attribution de ces dolomies noires au Jurassique moyen repose sur des arguments de géologie régionale, le passage latéral de la série épigénisée s'effectuant vers l'Ouest, en direction de calcaires à ammonites du Bajocien, du Bathonien et du Callovien (Canérot *et al.*, 1990).

Vers l'Est, la série dolomitique se réduit progressivement jusqu'aux abords de la vallée d'Ossau. Elle ne dépasse pas 50 m au droit du sommet 1803. On retrouve ensuite une puissance normale, voisine de 200 m, sur le versant méridional du pic de Coos. Vers l'Ouest, la succession du pic de Mousté est conservée aux abords de la vallée d'Aspe et sur les pentes méridionales du Layens. Toutefois, au droit du signal 1557, les dolomies sont reprises dans une brèche superficielle dont l'origine est discutée ci-dessous.

Plus au Sud, les dolomies du Mail Arrouy, ont été retrouvées dans le secteur de Sarrelangue et sur les pentes du massif du Bergon. Dans ce dernier secteur, la coupe de la Marère montre des calcaires dolomitiques gris, associés à des dolomies noires, bréchiques ou pisolithiques n'excédant pas 50 m d'épaisseur.

j6. Calcaires gris feuilletés : Kimméridgien. Ces assises carbonatées n'ont été épargnées par l'érosion que sur les pentes occidentales du pic de Coos où l'on reconnaît, en série inverse à fort plongement sud, une centaine de mètres de calcaires finement lités, ferrugineux, faiblement épigénisés et dont

l'attribution stratigraphique au Kimméridgien repose sur la présence de coquilles blanchâtres de petites exogyres et de rares pseudocyclammines (Godechot, 1962). Vers l'Ouest, à l'approche de la vallée d'Ossau, la série disparaît en un brusque biseau sous les marnes et calcaires du Crétacé inférieur.

β. **Bauxite.** Sont regroupés sous cette appellation les quelques affleurements d'argilites ocre ou rousses emplissant de petites poches ménagées au toit des dolomies noires du Jurassique moyen, notamment sur le plateau d'Ourdinse, au pic de Bergon et dans le relief situé au Sud de la cote 1803, au Sud-Ouest du pic Lauriolle. En ce dernier point les argilites contiennent de nombreux pisolites ferrugineux évoquant bien les « bauxites » pyrénéennes. Ces pisolites sont remaniés dans les calcaires urgoniens d'âge aptien supérieur. En l'absence locale de sédiments du Jurassique supérieur, l'âge des argilites est difficile à apprécier. Dans les chaînons béarnais, elles n'apparaissent jamais intercalées dans la série du Malm, y compris lorsque la série conservée comporte du Tithonien. On peut donc raisonnablement penser qu'elles appartiennent essentiellement au Crétacé inférieur anté-aptien.

n5. **Marnes de Sainte-Suzanne : Aptien (Bédoulien).** Cette formation n'est représentée que dans l'extrémité nord orientale de la feuille, sur le versant occidental du pic de Coos. En ce secteur, les calcaires kimméridgiens sont surmontés par une quinzaine de mètres de marnes brunes, de plus en plus carbonatées vers le haut et dont l'attribution au Bédoulien et à l'extrême base du Gargasien repose sur la présence, en divers points des chaînons béarnais de la feuille Oloron-Sainte-Marie, d'orbitolines et d'ammonites dont *Deshayesites desayesi*, *Parahoplites dufrenoyi* et *Dufrenoya furcata*.

n5C. **Calcaires urgoniens : Aptien (Gargasien-Clansayésien p.p.).** Il s'agit ici de l'épaisse série de calcaires gris, massifs, occupant les parties hautes de la plupart des reliefs nord-pyrénéens séparant les vallées d'Aspe et d'Ossau. Dans le chaînon d'Ourdinse, les calcaires, recristallisés, occupent le sommet du plateau. Ils recouvrent les dolomies du Dogger par l'intermédiaire de lentilles éparses d'argilites ferrugineuses, bauxitiques.

Vers l'Est, dans les crêtes de Houndarette, ils dessinent une barre d'une centaine de mètres d'épaisseur, ployée en synclinal à déversement nord-est. Grossièrement cristallisés et riches en sections de *Toucasia* sp., ils admettent plusieurs intercalations de micrites à mésorbitolines. C'est dans ce secteur que s'observent (Canérot, 1964), au-dessus de la barre urgonienne, de multiples passages latéraux entre calcaires méridionaux et marnes noires à orbitolines puis à spicules de spongiaires septentrionales. Plus à l'Est, les calcaires gris, urgoniens, intercalés de marnes noires à spicules sont présents dans le massif du pic de Larie. Au Nord du col des Arques, ces mêmes calcaires, jaunâtres,

contiennent à leur partie inférieure, sur plusieurs mètres, des pisolites ferrifères provenant de remaniements de la couche bauxitique sous-jacente. Ils ont localement livré des orbitolines dont *Simplorbitolina manasi* du Gargasien élevé. À l'approche du pic de Lauriolle, ces assises sont soudainement remplacées par une puissante accumulation de brèches post-aptiennes. Mais on les retrouve au-delà de la vallée d'Ossau, à l'Ouest du pic de Coos, dans les pentes qui dominent les granges du Dèz où ils se substituent graduellement aux marnes de Sainte-Suzanne.

La formation urgonienne est également présente à Sarrelangue, de même que dans les crêtes du Bergon où elle arme trois écaillés synclinales à déversement nord, particulièrement bien visibles depuis le village d'Accous, en vallée d'Aspe. Les deux unités méridionales présentent, au-dessus de la barre massive basale dont l'épaisseur est d'une centaine de mètres et l'âge clansayésien attesté par la présence des algues rouges *Agardhiellopsis cretacea* et *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* du « faciès de Vimport », les intercalations marneuses caractéristiques.

À l'Ouest de la vallée d'Aspe, les calcaires urgo-gargasiens à *Toucasia* sp. et orbitolines et les calcaires clansayésiens à mélobésiées de Vimport qui leur font suite, occupent respectivement les pentes méridionales du Layens et le sommet même de ce relief. Leur puissance est ici supérieure à 200 m. Il est à noter que ces assises se trouvent remaniées dans les brèches massives qui, à la hauteur de la ferme Capdevielle, tapissent ce versant méridional.

n5M. Marnes noires à spicules : Aptien (Clansayésien p.p.) - Albien. Ces assises sombres et tendres s'intercalent à la partie supérieure des calcaires urgoniens sur l'ensemble des chaînons septentrionaux courant d'Ouest en Est, entre le plateau d'Ourdinse et le pic de Lauriolle. Le passage latéral de faciès est notamment visible au sein de la série plissée du sommet de Houndarette où s'observe par ailleurs un épaississement graduel de ces intercalations en montant dans la série. Des intercalations de marnes à spicules au sein des calcaires urgoniens sont également présentes dans l'axe des synclinaux de la Marère et du pic de Bergon. Sur le versant occidental du plateau d'Ourdinse ou sur les pentes septentrionales du pic Lauriolle, les marnes à spicules se superposent en revanche directement aux calcaires à *Toucasia* sp. L'âge clansayésien et albien des marnes noires à spicules est fondé sur la présence des intercalations de calcaires à mélobésiées à leur partie inférieure et sur celle d'ammonites dans les chaînons nord-pyrénéens plus septentrionaux (Souquet *et al.*, 1985).

n6. Poudingues de Mendibelza : Albien. Dans l'extrémité nord-occidentale de la carte, le massif boisé culminant au pic Soulaing est essentiellement occupé à l'affleurement par des conglomérats à éléments

quartzitiques arrondis, emballés dans un liant argileux ou silteux de teinte lie-de-vin. Cette formation, grossièrement terrigène et mécaniquement très déformée, chevauche au Sud la couverture néocrétacée calcaire de la haute chaîne par l'intermédiaire d'une semelle d'argiles triasiques et recouvre (en discordance ?), à l'Est, à l'approche de la profonde vallée du gave d'Issaux, les calcaires du Muschelkalk, les marnes du Keuper ou l'ophite. Elle s'étend largement vers l'Ouest, sur le territoire des feuilles Tardets et Larrau, au sein du massif d'Igountze. On la retrouve plus à l'Est, dans le Serrat del Bouch où les conglomérats recouvrent encore le Trias calcaire, argileux ou ophitique ainsi que des quartzites paléozoïques. Son épaisseur, très variable en fonction de l'intensité de l'érosion récente, peut atteindre 400 m. Son âge albien est établi en raison de la présence d'ammonites (*Beudanticeras*, *Diploceras*, *Oxytropidoceras*, *Phylloceras*, *Puzosia*...) au sein des schistes de la Mouline qui, sur la feuille Tardets-Sorholus, constituent son équivalent latéral nord-occidental. On lui rattache les conglomérats de la cote 2 116 m, à l'Est des Eaux-Chaudes, où apparaissent des poudingues matures, à gros éléments (centimétriques à pluri-décimétriques) roulés de quartzites (95 %), petits éléments roulés de roches magmatiques et éléments anguleux de schistes et de calcaires, associés au Trias ophitique du col de Lurdé et reposant anormalement sur le flysch campanien de la Petite Arcizette.

Sur le versant sud du Layens, au-dessus de la métairie Capdevielle, existe un autre important amas bréchique qui occupe une position comparable à celle des brèches du Lauriolle. Polygéniques à la base où les divers termes de la série sous-jacente du Lias et du Dogger se trouvent remaniés dans des éléments de dimension centimétrique à décimétrique, les brèches deviennent monogéniques à la partie supérieure de l'accumulation où les éléments, hétérométriques et de plus grande dimension, proviennent des seuls calcaires urgo-aptiens. Leur attribution par certains au Crétacé et par d'autres au Quaternaire, à partir de simples arguments géométriques, n'est étayée par aucune donnée paléontologique.

c1-2. Calcaires gréseux et micritiques : Cénomanien-Turonien.

c1-3. Calcaires gréseux, calcaires micritiques, dolomies : Cénomanien-Turonien-Coniacien. À l'Est du gave d'Aspe, le Cénomanien, le Turonien et le Coniacien sont regroupés en une seule formation cartographique en raison de la topographie (falaises) et de l'échelle de la carte (c1-3). À l'Ouest du gave d'Aspe, le Cénomanien et le Turonien sont réunis (c1-2) et le Coniacien a été regroupé avec le Santonien.

Cénomanien : Au Sud des cabanes de Cézy reposent en discordance sur le Paléozoïque et le Trias inférieur :

– des grès et calcaires gréseux ferrugineux, à patine ocre et cassure bleu-noir, à nombreux débris de mollusques (2 m) et des schistes noirs (0,50 m) ;

– des calcaires gréseux ocre, à joints de stratification rougeâtres (3 m), passant à des calcaires noirs finement lités, schistosés, en bancs pluridécimétriques, à nombreux débris d'organismes et à foraminifères dont des préalvéolines (20 m).

La succession est identique aux Eaux-Chaudes y compris dans la klippe de la crête de Cézy et au bois de Bouerzy ; au Sud de Pène Hourque, le grès conglomératique de base (1,50 m) est surmonté par une alternance de grès calcareux et de calcaires gréseux (25 m) suivie de calcaires détritiques à rares lits gréseux (20 m).

Par contre, à l'Ouest, le Cénomaniens est peu épais et manque au Nord du lac d'Isabe : du pic de la Ténèbre au gave d'Aspe et aux Orgues de Camplong 1 à 4 m de grès, de calcaires gréseux et de calcaires bioclastiques à préalvéolines ; du pas d'Azun au pic de Pétragème il n'a pas été reconnu.

Ces couches correspondent (Al Hamawi, 1992 ; Bourrouilh et Al Hamawi, 1993) à un cycle transgressif à cinq séquences principales :

1 - séquence constituée de séquences élémentaires supra à infratidales de quartz-arénites, calcaires mudstones terrigènes à rides de courant, bioturbés, à bioclastes et à *Pseudocyclammina*. Elle présente un maximum dans la vallée des Eaux-Chaudes (6 m) et manque à l'Ouest.

2 - séquence constituée de séquences élémentaires transgressives : calcarénites, packstones, wackstones et mudstones terrigènes à *Praealveolina*. Elle manque également à l'Ouest des Eaux-Chaudes.

3 - séquence de flot maximal : wackstones terrigènes et bioclastiques, bioturbés à *Pseudocyclammina*. Elle a une épaisseur maximale aux Eaux-Chaudes (20 m), repose pratiquement sur le Paléozoïque au pic Ténèbre et atteint le pic Permayou. Elle se termine par une surface durcie ferrugineuse.

4 - séquence régressive : séquences élémentaires infratidales (mudstones et wackstones) à supratidales (wackstones terrigènes, dolomite) se terminant par un hardground ferrugineux à terriers. Son épaisseur est de 15 à 20 m à l'Est, 2 à 3 m aux Eaux-Chaudes. Elle manque à l'Ouest.

5 - nouvelle séquence de flot maximal atteignant l'Ouest de la région : mudstones à *Praealveolina* se terminant par un hardground ferrugineux général.

L'âge des grès ferrugineux et des schistes noirs de la base est incertain ; par comparaison avec la couverture posthercynienne dans les vallées aragonaises de l'Esera et de la Cinqueta (« complexe du Turbon »), il s'agirait de Cénomaniens inférieur, voire d'Albien.

Au-dessus, une microfaune à *Pseudocyclammina lituus*, *Praealveolina simplex*, *P. cretacea brevis*, *Ovalveolina* indique le Cénomaniens moyen, et vers le sommet *Chrysalidina* et *Nezzazata* caractérisent le passage Cénomaniens-Turonien.

Turonien

Calcaires compacts en bancs métriques, à patine gris clair, cassure de teinte sombre et conchoïdale, à grain fin, formant surplomb ou ressaut au-dessus du Cénomanien.

Leur épaisseur est de 25 à 30 m dans la falaise de Cézy, à Miégebat, aux Eaux-Chaudes (selon Al Hamawi, 1992, 45 m à Goust et jusqu'à 80 m à l'Est des Eaux-Chaudes), 15 m au pic Permayou, 5 à 6 m au pic Arapoup. Ils manquent au Nord du lac d'Isabe. Encore 20 à 25 m au gage d'Aspe, mais 4 m au pic Oueillaris et 2 m vers le Pas d'Azuns (non cartographiés) où ils reposent directement sur le Paléozoïque.

On a distingué 3 ou 4 séquences transgressives subtidales constituées, entre des hardgrounds, par des successions de petites séquences de packstones et wackstones bioclastiques à des mudstones, ces derniers prédominants dans la séquence supérieure. À l'Ouest du lac d'Isabe, le Turonien est érodé sous le Santonien jusque bien au-dessous du sommet de la deuxième séquence.

Ces calcaires renferment de nombreux tests de radiolaires et de lagénidés (*Pithonella*), des gümbelines, des spicules, des débris d'échinodermes, de mollusques et d'ostracodes, de rares globigérines dont une forme proche de *Globotruncana helvetica bolli*, et des débris de l'algue *Halimeda ellioti* dont la présence dès la base pourrait indiquer une lacune du Turonien inférieur (Conard et Rioult, 1977).

Coniacien

Au-dessus des calcaires turoniens, on attribue à la base du Coniacien un calcaire dolomitique gris ou jaunâtre à cassure sombre, grumeleux, à débris de mollusques et à nombreux foraminifères (5 m). Viennent ensuite des calcaires dolomitiques à patine claire et cassure sombre, à huîtres, rudistes, polypiers, plus ou moins transformés selon les secteurs en dolomie cristalline grise à patine sombre en sorte que dans le paysage alternent des bandes sombres et claires grossièrement parallèles à la stratification.

L'épaisseur est de 40 m environ à Goust, 25 à 30 m au Sud des cabanes de Cézy, 25 m au Sud de Pène Hourque, 12 m au pic d'Anchet et 50 m environ en rive droite du gage d'Aspe. Pas de dépôt au lac d'Isabe et au pic Ténèbre. Ainsi, comme au Cénomanien et au Turonien, le secteur des Eaux-chaudes présente un caractère subsident en opposition à celui du lac d'Isabe.

Le Coniacien correspond à une régression : à la base, une séquence de grainstones et packstones bioturbés, à valves d'*Hippurites*, débris de polypiers, gastéropodes, nombreux foraminifères benthiques traduit un

milieu de forte à faible énergie en domaine intertidal ; suivent une séquence à packstones et wackstones et une séquence à wackstones dominants, à bioclastes et foraminifères benthiques, riches en niveaux à rudistes, ostréidés parfois en position de vie (Goust) et polypiers, correspondant à un domaine infratidal de faible profondeur.

La dolomitisation, parfois complète, ne semble pas d'origine évaporitique, mais proviendrait d'une transformation diagénétique précoce ou tardive en milieu phréatique (domaine supratidal temporaire ?), à partir du Mg contenu dans les bioclastes marins à aragonite et calcite magnésienne (Al Hamawi, 1992).

La faune comporte à la base *Radiolites sauvagesi* (dét. M. Bilotte) de la limite Turonien-Coniacien ou du toit du Turonien, et plus haut *Hippurites* (*Vaccinites*) *praegiganteus*, *Vaccinites giganteus*, *V. corbaricus*, *Orbignya socialis*, *O. compressa*. La microfaune comprend des lituodidés (*Charentia*, *Pseudocyclammina*), des *Ataxophragmiidés* (*Cuneolina conica*, *Valvulammina*, *Dicyclina*, *Glomospira*), des *Dictyopsella*, *Goupillaudina*, *Vidalina*, miliolidés, rotalidés, etc.

c1-4. Calcaires : Cénomaniens à Santonien. Le pic Lorry (1889 m), situé entre le pic Béoutis et le col d'Arrioutort, est constitué par une falaise de calcaires (200 m) reposant en discordance angulaire sur le Dévonien du bois d'Espouey et tronqués au sommet par le Paléozoïque chevauchant des bois Sartiat et de l'Usclat.

On observe à la base, des calcaires en bancs massifs, à patine claire et cassure grise, biodétritiques à *Orbitolina conica*, *O. concava*, *Praealveolina cretacea*, *P. cf. iberica*, *Charentia cuvillieri*, *Nezzazata simplex*, *Cuneolina*, *Cyclolina cretacea* (dét. M. Bilotte) indiquant le Cénomaniens moyen (4 m), puis des calcaires biodétritiques à préalvéolines et cunéolines du Cénomaniens supérieur (?) et des calcaires micritiques qui peuvent représenter le passage au Turonien (> 4 m).

Au sommet de l'escarpement, ce sont des calcaires très recristallisés, à lacazines, renfermant des accidents siliceux près du col d'Arrioutort.

Au Montagnon d'Iseye, dans la partie inférieure des abrupts orientaux la série comprend de bas en haut :

- des calcaires gréseux, sombres, lités et des calcaires compacts gris, à grain fin pouvant représenter le Cénomaniens et le Turonien (30 m) ;
- des calcaires à patine jaune, détritiques, à joints entrelacés sombres, gréseux et ferrugineux (200 m environ) ;
- des calcaires gris, très détritiques, à petits silex dans les derniers mètres près du lac Montagnon.

La série est tronquée ici par le chevauchement du Paléozoïque du Montagnon.

Par rapport à la série exposée au Sud de Pène Hourque, le Cénomano-Turonien paraît moins épais et le Coniacien dolomitique serait absent.

c3-4. Formation des calcaires des « cañons » : Coniacien-Santonien.

Calcaires massifs à rudistes constituant à l'Ouest du gave d'Aspe de puissants entablements entaillés peu à l'Ouest de la limite de la feuille par de profonds cañons auxquels ils doivent leur dénomination (Fournier, 1905). Dans les escarpements bordiers, la limite entre le Coniacien dolomitique et le Santonien calcaire n'a pas été cartographiée. (En toute exactitude, la formation des auteurs comprend aussi le Cénomaniens et le Turonien).

Coniacien

À la crête de Mié, on lui attribue, de bas en haut (Ribis, 1965) :

- des dolomies à patine brune, cassure grise, cristallines, passant latéralement à des calcaires beige clair, dolomitiques, bioclastiques, bioturbés vers le haut, à *Cuneolina* et *Valvulammina*, miliolites, débris de lamellibranches, de bryozoaires et de crinoïdes (15 à 20 m). La dolomitisation, secondaire mais pénécotemporaine de la sédimentation, affecte des bandes lenticulaires de longueur kilométrique ;
- des calcaires clairs, dolomitiques par places, biodétritiques et des calcaires sombres en plaquettes, finement graveleux, à *Hippurites* (*Vaccinites giganteus*) et Radiolites (30 à 35 m).

Sous le col des Anies (Souquet, 1967), au-dessus de grès et calcaires gréseux (5,50 m) et de grès à ciment calcaire (2 m) mal datés reposant sur le Paléozoïque, viennent des calcaires noirs, dolomitiques à polypiers, hippuritidés, radiolitidés, caprinidés (*Plagioptychus*) (20 m).

Santonien

À la crête de Mié, succèdent à la dolomie coniacienne :

- des calcaires gris à gris-beige, lités, graveleux-gréseux (jusqu'à 50 % de quartz), à miliolidés et débris de lamellibranches, de crinoïdes, de bryozoaires, renfermant des hippurites, dont *Orbignya toucasi*, et des radiolitidés (10 m) ;
- des calcaires gris-beige à gris foncé, graveleux et bioclastiques (150 m).

Dans la région du pic d'Anie, la série comprend :

- à la base, des calcaires roussâtres, très détritiques, contenant au pic de Countendé des bancs d'hippurites (5 m) ;
- des calcaires gris à intercalations de calcaires gréseux ocre (100 m) ;
- des calcaires d'abord récifaux (5 à 6 m) à hippurites (*Orbignya canaliculata*, *O. praebioculata*) puis massifs, gris, à joints stylolithiques rouges, à intercalations de calcaires gréseux roux, à *Cuneolina*, *Lacazina compressa*, *L. elongata*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina*, miliolidés, textulariidés, débris de mollusques, entroques, etc. (60 m) ;
- des calcaires gris clair, d'abord massifs et graveleux puis lités et finement graveleux, toujours bioclastiques (80 m). Les couches terminales sont riches en lacazines et contiennent aussi *Globotruncana ventricosa* et *Orbitoides tissoti* qui indiquent un Santonien élevé, peut-être le Campanien ce qui en ferait l'équivalent latéral des « calcaires à silex » cartographiés par ailleurs ; de fait elles renferment de rares silicifications.

c4. Calcaires gréseux, bioclastiques : Santonien. On distingue, de bas en haut :

- un ensemble de calcaires de teinte brune ou ocre, à cassure rougeâtre ou violacée, à foraminifères souvent pyritisés (miliolidés abondants) et débris d'échinodermes, de mollusques, de polypiers, en bancs de 0,50 m à 1 m, à stratifications et laminations obliques, débutant par un grès grossier et/ou un conglomérat (Permayou) à ciment de calcaire graveleux et à éléments arrondis quartzeux et schisteux de 1 mm à 2 cm de diamètre (jusqu'à 50 m d'épaisseur) ;
- un ensemble constitué à la base de calcaires graveleux-gréseux parfois violacés, mais à intercalations de niveaux dolomitiques rougeâtres ou jaunâtres, puis de bancs métriques de calcaires gris clair, à cassure grise, gris foncé ou noire, plus ou moins gréseux, à cristaux de quartz authigènes, renfermant des niveaux à polypiers et hippurites (150 m environ) ;
- des calcaires gris foncé, à cassure sombre, à grain fin, finement gréseux, localement très riches en lacazines (15 à 20 m).

Selon Al Hamawi (1992), la série correspond à deux mégaséquences transgressives évoluant d'abord de l'intertidal supérieur à l'intertidal inférieur à tendance récifale, puis en domaine infratidal gagnant en profondeur.

La première mégaséquence comprend cinq séquences :

- d'abord deux séquences (50 et 20 m) constituées de grainstones associés vers le haut à des packstones, à quartz détritique (3 à 30 %), quartz authigène, nombreux foraminifères et bioclastes ferrugineux ;
- la troisième (50 m) comportant des wackstones, des dolomies, des niveaux bioturbés à grands débris de mollusques et d'échinodermes, des strates peu épaisses à stratifications obliques dues à des courants S-N à SW-NE ;

– les deux dernières (3 et 7 m) sont à wackstones terrigènes et mudstones dolomitiques, bioturbés, à débris d'échinodermes.

La deuxième mégaséquence comprend :

- deux séquences (50 et 60 m) de packstones bioclastiques à quartz détritique et quartz authigène, séparées par des wackstones et mudstones bioturbés (10 m) ;
- des calcaires packstones légèrement gréseux, en strates d'abord décimétriques puis moins épaisses, à rides de courants, riches en miliolidés (*Lacazina*) et en débris de lamellibranches.

Quelques hippurites ont été recueillies : *Orbignya* cf. *toucasi* et *Orbignya* cf. *carezi*.

La microfaune, abondante, comprend *Lacazina*, *Nummofallotia cretacea*, et *Vidalina*, dont l'association est assez typique du Santonien, *Dictyopsella*, *Glomospira*, *Goupillaudina*, *Cuneolina*, des lagénidés, lituolidés, roaliidés, pénéropidés, textulariidés, verneuulinidés, etc.

c4S. Calcaires à silex : Santonien supérieur. Il s'agit de 6 à 30 m de calcaires gris à brunâtres, à cassure gris foncé à noire, finement lités, graveleux-gréseux, à accidents siliceux disposés parallèlement à la stratification. Portant généralement une maigre prairie, ils constituent un repère cartographique très pratique tranchant sur les calcaires clairs et dénudés voisins. Les accidents siliceux en rognons aux formes et aux dimensions variables, proviennent de la silicification de bioturbations et parfois d'organismes dont des oursins (*Micraster coranguinum*). Dans le secteur du pic d'Anie (et au-delà, vers le Sud-Ouest) la formation passe latéralement à des calcaires noirs pratiquement sans silex. Ils contiennent une microfaune benthique relativement abondante comprenant *Lacazina elongata*, *Nummofallotia cretacea*, *Orbitoides tissoti* du Santonien terminal, des lituolidés, textulariidés, etc., et quelques formes pélagiques, lagénidés et radiolaires, parmi de nombreux débris de mollusques et spicules de spongiaires.

Viennent au-dessus 10 à 15 m de calcschistes clairs à cassure noire à l'Ouest de la vallée d'Aspe, de calcaires blanchâtres à cassure grise, lités puis feuilletés et jaunâtres au sommet à l'Est de cette vallée (atteignant 20 à 30 m à la Petite Arcizette). À grain fin, gréseux, argileux, ils contiennent des oursins (*Micraster*, *Echinocorys vulgaris*), des foraminifères benthiques (lacazines souvent remaniées, cunéolines, miliolles) et pélagiques nettement prédominants : *Globotruncana arca*, *Gl. lapparenti lapparenti*, *Gl. l. coronata*, *Gl. l. tricarinata*, *Gl. conica*, *Gl. elevata*, *Navarella joaquina*, dont l'association indique le passage Santonien-Campanien.

L'analyse sédimentologique (Al Hamawi, 1992) fait apparaître deux séquences de calcaires packstones et rares wackstones séparées par un niveau de wackstones. Des faciès terrigènes alternent avec des faciès bioclastiques. Les wackstones renferment les foraminifères pélagiques. C'est une nouvelle phase transgressive caractérisée par un net approfondissement des milieux qui passent de l'infratidal peu profond à l'infratidal profond.

c5. Flysch argilo-gréseux : Campanien. Formation de plusieurs centaines de mètres de puissance constituée par l'alternance de bancs argileux ou marneux sombres et de bancs calcaro-gréseux ocre à brun sombre et à cassure bleu-noir à gris foncé, de 0,10 à 0,20 m, localement 0,50 m ou 1 m d'épaisseur.

À Aucupat, à l'Est des Eaux-Chaudes, la formation débute par quelques décimètres de brèche remaniant les calcaires sous-jacents ; au col d'Iseye, par des turbidites silico-clastiques carbonatées (2,50 m) surmontées de coulées boueuses (Al Hamawi, 1992). Dans le bois d'Arapoup s'individualise un flysch plus marneux, à bancs calcaires minces et espacés dans des schistes marneux et argileux, pyriteux, à fucoïdes.

Les grès sont souvent granoclassés ou à stratifications obliques. Les grains de quartz, émoussés, ne dépassent généralement pas 1 mm de diamètre et constituent 50 % de la roche. Des lamelles de muscovite soulignent le litage. Quelques bancs ont une base grossière, microbréchique, à graviers de quartz de 2 à 4 mm, voire 5 à 8 mm de diamètre.

La microfaune des grès, essentiellement benthique, comprend : *Orbitoides media* (dès la base), *O. tissoti*, *Lepidorbitoides socialis*, *L. minor*, *Siderolites vidali*, *Nummofallotia cretacea*, *Navarella joaquinii*, *Omphalocyclus macroporus*, etc. Les marnes, souvent riches en spicules de spongiaires, ont fourni parmi d'autres formes pélagiques : *Globotruncana elevata*, *G. rosetta*, *G. lapparenti bulloides*, *G. calcarata*. L'ensemble indique le Campanien assez élevé.

Dans le bois de Pétraoube, en rive gauche de la vallée du gave d'Aspe, cette formation succède en parfaite conformité aux calcaires des cañons et conserve un pendage régulier vers le NNE jusqu'au Trias ophitique du Soum de Pirait. Un échantillonnage sommaire a fourni une microfaune indiquant le Santonien supérieur-Campanien inférieur. Néanmoins, les couches les plus élevées, dans le vallon du Malugar, ont été récemment rapportées au Coniacien (Desreumaux et *al.*, 2002) remettant en question l'âge des calcaires. Par la suite, il a été avancé l'existence d'un « bassin turbiditique coniacien » nord-pyrénéen séparé des calcaires par un accident majeur E-W (Fondecave-Wallez et Peybernès, 2002).

L'alternance de pélites noires et de bancs carbonatés décimétriques, de teinte beige, à cassure sombre et à très fin litage formant l'escarpement du Castet de Bergout, autrefois rapportée au Carbonifère du bois de la Traillère, renferme des globotruncanidés tel que *Globotruncana* cf. *arca* ou *bulloides* et *Marginotruncana* cf. *coronata* (dét. C. Bourdillon) pouvant indiquer le Santonien supérieur-Campanien basal. Des terrains fort semblables affleurent au Sud-Ouest du Soum de Pirait, à l'Ouest d'Osse-en-Aspe, ainsi que sous le rocher des Chèvres, au Sud de ce même village (non cartographié).

Sierra de Bernera : série Crétacé supérieur de couverture du Paléozoïque en Espagne d'après Teixell et Garcia-Sansegundo (1994).

c1. Calcaires à préalvéolines, calcaires à lagénidés : Cénomanién (Turonien ?). Des calcaires massifs, de teinte grise, de type « mudstone-wackstone », à bioclastes et foraminifères reposent en discordance angulaire sur le Primaire. De 35 à 40 m d'épaisseur maximale, ils sont localement entièrement érodés sous les couches détritiques coniaciennes (La Fontaza).

On distingue : à la base, des grès et microconglomérats quartzeux à ciment carbonaté (1 à 2 m) ; des calcaires marneux bioturbés à quelques galets de quartz et à débris d'huîtres (2 à 4 m) ; la masse des calcaires micritiques contenant dans leur partie inférieure des préalvéolines (*Prealveolina cretacea*, *P. simplex*, *P. ovum* ; Souquet, 1967) suggérant le Cénomanién moyen-supérieur. La présence du Turonien dans la partie supérieure pauvre en fossiles (lagénidés) a été proposée (Souquet), en cohérence avec la succession décrite dans le versant français.

c3-4B. Calcarénites, dolomies, calcaires à rudistes : Coniacien-Santonien. La base de cette série repose soit sur le Cénomanién par une surface parfois karstique, soit directement sur le Primaire (La Fontaza). Elle débute par des calcarénites et des calcaires gréseux à texture « packstone » et « wackstone », parfois largement dolomitisés, à intercalations d'épaisseur métrique de calcarénites quartzeuses, ferrugineuses, violacées (35 à 45 m) ; ces couches renferment de nombreux foraminifères benthiques du Coniacien supérieur - Santonien inférieur (*Dicyclina schlumbergeri*, *Periloculina zitteli*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispanica*) et des rudistes tel *Vaccinites giganteus*.

Viennent ensuite, plus ou moins progressivement, des calcaires massifs à patine claire, à texture « packstone-wackstone », incluant des biostromes à rudistes et coraux (≥ 50 m ?). La microfaune comprend, en plus d'espèces présentes dans les couches précédentes, des formes (*Cuneolina pavonia*, *Lacazina pyrenaica*, *Pseudolacazina loeblichii*, *L. elongata* ; dét. Souquet, 1967) correspondant encore au Coniacien supérieur - Santonien inférieur.

Puis, ce sont des calcarénites rougeâtres, à texture « grainstones-packstones », à clastes de quartz et débris d'échinodermes, de bivalves, d'algues, etc., dans un ciment ferrugineux (20 à 25 m). La présence d'*Orbitoides tissoti* et de *Presiderolites santoniensis* indique un Santonien assez élevé.

La série se termine par des calcaires d'abord micritiques puis gréseux, à grain très fin, d'aspect noduleux (30 à 50 m), passant progressivement aux marnes de la puissante formation sus-jacente.

c5B. Marnes et calcaires : Campanien. Il s'agit de marnes compactes, parfois limoneuses, à intercalations de calcaires argileux micritiques à *Globotruncana tricarinata*, *Orbitoides tissoti*, *Pseudosiderolites vidali*.

c-e Br. Brèches du Lauriolle et du Layens : Crétacé - Tertiaire - Quaternaire (?). Le relief du pic Lauriolle est modelé dans une puissante (plus de 150 m) formation de brèches polygéniques remaniant le substrat avoisinant et notamment le Trias, le Lias, le Dogger, l'Urgo-aptien calcaire et les marnes à spicules de l'Albien. Précédemment considérées comme éocétacées, elles ont été attribuées au Crétacé terminal - Paléocène par la découverte d'une microfaune pélagique au sein de leur liant argileux (Peybernès *et al.*, 2002).

QUATERNAIRE

Formations glaciaires et formations associées

Le glacier d'Ossau, venu d'une vaste région circonscrite par des crêtes culminant à près de 3 000 m, a construit, lors du stationnement qui a suivi son maximum d'extension, d'importantes moraines frontales au Nord d'Arudy, à 13 km de la limite de cette feuille. La ligne d'équilibre glaciaire était alors à 1 400 m en versant nord d'après la position de petits cirques glaciaires des chaînons nord-pyrénéens (Barrère, 1963, 1969). L'altitude de banquettes morainiques au Port d'Aste (feuille Oloron-Sainte-Marie) correspond à une épaisseur de glace de 600 m à Laruns. Le glacier submergeait la crête du bois de Pon où les torrents sous-glaciaires ont aménagé la morphologie. Des diffluences s'engageaient dans les vallées affluentes.

Le retrait fut probablement rapide car il ne reste autour de Laruns que quelques témoins peu importants d'un stationnement vers 800 m d'altitude. Les vallées de rive droite furent alors comblées par des alluvions remaniant les moraines du maximum. Le glacier, replié en amont du Hourat, a laissé des dépôts entre 900 et 1 000 m sur les falaises des Eaux-Chaudes ce qui indique

une épaisseur de glace de 200 m environ. Après disjonction d'avec le glacier principal issu par le Soussouéou de la haute région d'Artouste, des langues de glace stationnèrent dans la vallée de Brousset et la vallée de Bious où se rencontrent des bouchons et arcs morainiques vers 1 250 m d'altitude. Près du pic du Midi d'Ossau, la moraine de Magnabaigt, en position très abritée sous la crête méridienne de Moundelhs, situerait la ligne d'équilibre glaciaire vers 1 750 m.

En vallée d'Aspe, le glacier du Somport s'est étalé dans le bassin de Bedous dont il a juste atteint l'extrémité nord. L'altitude faible (400 m) y permettait une forte ablation. La glace dont l'épaisseur n'a pas dépassé 200 m ne s'est pas même appuyée contre les reliefs de la rive droite. En amont du défilé qui débouche dans la plaine de Bedous (pont d'Esquit des anciennes cartes), des dépôts morainiques remaniés existent jusqu'à 1 000 m d'altitude au-dessus du village de Cette. C'est aussi l'altitude des moraines laissées au-dessus de Lescun en bordure d'un glacier de 2 km de large. Ainsi, les deux appareils ont certainement conflué au pont de Lescun. Au stationnement qui succéda à un retrait important des glaces correspondent les moraines basses du cirque de Lescun ; leur tracé indique la disjonction du glacier de celui de la vallée du Somport. La langue de glace de la vallée du Labadie, désormais séparée, édifia une puissante moraine frontale (Lhers). La fonte continuant, le glacier de Lescun se scinda en langues particulières à chaque vallée affluente, marquant encore par de volumineuses moraines des périodes de stationnement.

Gx. Moraines du stade d'extension glaciaire maximum. Quand de grands glaciers occupaient les vallées d'Ossau et d'Aspe, de petits appareils existaient dans les chaînons septentrionaux dès que leur altitude approche 2 000 m et ont laissé des dépôts morainiques : sur le versant ouest du pic Larie, au-dessus de la grange Sézy, sous des cirques bien alimentés en neige par les précipitations d'Ouest ; à l'abri de la crête qui prolonge le Montagnon d'Iseye vers le NNW, cordons bien formés près du bois Sartiat ; au hameau des Salars, bouchon morainique à grands blocs venus par les ravins d'Arces et de Berangoueil.

Dans le vallon de la Berthe, à l'Est d'Accous, plusieurs cordons volumineux à gros blocs de calcaires presque uniquement mésozoïques ont été construits par un glacier alimenté par les neiges du Bergon, de la Marrère et des faces nord des pics Permayou, Ronglet et d'Anchet.

En rive droite du gave d'Issaux, à hauteur du pont du Gouat, des reliefs allongés correspondraient à des cordons laissés par un glacier occupant les vastes surfaces à exposition nord de la forêt d'Issaux et du Pas d'Azun.

Gxa. Moraines de la phase d'expansion. Dans le bassin de Bedous, basses collines construites, allongées entre Jouers et Orcun. Souvent

appuyées sur des reliefs triasiques, elles marquent l'avancée extrême et les pulsations du glacier peu épais.

Dans le cirque de Lescun, série de cordons et de banquettes au pied du pic d'Ourtasse et au Sud de Lescun. Cinq langues de glace descendues des cirques exposés à l'Est et protégés par la corniche des calcaires néocrétacés (vallées d'Azun, d'Anaye, de Lhurs, d'Ansabère et de Laraille) confluaient en un vaste glacier qui plongeait vers le glacier du Somport.

Gxb. Moraines de la phase de stationnement. Au Sud de Lescun, moraines basses définissant un glacier très en repli par rapport au précédent. Épais vallum qui limite le plateau de Lhers, construit par la langue de glace de la vallée du ruisseau Labadie disjointe du glacier principal.

GFLx. Alluvions des obturations latérales. Plateau bien individualisé en rive gauche du gave d'Aspe, près de Bedous, interprété comme une forte terrasse de « kame ». Les matériaux, mal roulés, sont d'origine locale (Trias, ophite, Mésozoïque) ; venus par les affluents de cette rive, ils semblent avoir été bloqués contre le « museau » du glacier à peine engagé dans la gorge du gave lors de la phase d'expansion (Barrère, 1969).

Petites plaines bourrées de matériel fluvio-glaciaire créées au débouché des vallons non englacés obturés par les puissantes moraines du maximum dans le cirque de Lescun.

Gy. Moraines du stade de retrait. En vallée d'Ossau, alors que le glacier construisait les moraines basses de Castet et de Billères (feuille Oloron), il a pu déposer les accumulations à blocs de granite et graviers perchés à 800 m d'altitude au-dessus de Laruns. Leur correspondraient celles de même nature au cimetière d'Aas (non figurées car englobées dans des remaniements torrentiels postérieurs), ainsi que les blocs de quartzites erratiques de la cote 818 m près de Bagès. En amont du défilé du Hourat ce sont les dépôts à blocs de granite souvent de grande taille sur les replats dominant les Eaux-Chaudes et Miègebat entre 800 et 1 350 m. Le glacier qui les a apportés descendait des hautes régions granitiques par la vallée du Soussouéou. À l'Est des Eaux-Chaudes, une langue de glace issue des versants nord des pics de Cézy et des Arcizettes a laissé deux cordons latéraux bien conservés encadrant le vallon de Leignères. À l'Ouest, dans le val de Bitet, ce sont des bouchons morainiques et la moraine de Characou au pied des escarpements du pic Permayou. Dans les hautes vallées d'Ossau des formes glaciaires sont bien conservées comme en aval du lac de Bioux-Artigues et à Magnabaigt au Nord-Est du pic du Midi d'Ossau. Entre les vallées d'Ossau et d'Aspe les cordons et arcs morainiques de Barca ont été construits à l'abri de la crête subméridienne du Montagnon d'Iseye.

En Aspe, dans le cirque de Lescun, cordons volumineux bien dessinés, à grands blocs, construits au débouché des 6 vallées affluentes dans des dispositions topographiques favorables au stationnement des langues glaciaires. Un doute existe cependant quant à l'appartenance à ce stade des systèmes des deux vallées venant du Sud : borde de Mirande et borde de Garinière. En effet, l'absence de contact avec les cordons du maximum semble indiquer qu'il n'y a pas eu confluence de ces petits glaciers avec le glacier principal ; s'agirait-il alors ici de Gxa ou Gxb ? Mais alors où serait le Gy, si important sur les vallées venant de l'Ouest ?

Dans la vallée du gave d'Aspe la raideur des versants n'a pas permis la conservation de dépôts du stade de retrait. On observe seulement sur quelques replats comme au Sud-Est de Cette, à 850 m, des blocs de grès et de conglomérats permien d'origine évidemment méridionale. Ce n'est qu'en amont du défilé d'Anglus, au pied des puissants escarpements des pics d'Aspe, qu'existe une grosse accumulation de matériel sans formes nettes (moraine de fond ?). Le cordon latéral de Peyrenère appartiendrait à ce système.

Moraines d'altitude

Gz. Tardiglaciaire et Postglaciaire. La fin du Pléistocène est marquée par une brusque diminution d'intensité de la glaciation. Il y a eu disparition des grands appareils glaciaires et large dégagement des versants supraglaciaires. Les récurrences glaciaires qui ont marqué les zones hautes ont été le fait d'appareils modestes et bien individualisés, le plus souvent de simples glaciers de cirques isolés, parfois jointifs ou esquissant des langues glaciaires. Au-dessus d'eux les raides parois héritées des phases précédentes sont soumises à une gélifraction très active ; ces glaciers très chargés en débris construisirent des moraines volumineuses.

Gza. Tardiglaciaire. Moraines édifiées à l'aval de cirques bien abrités, à exposition nord et nord-est. Les plus grands appareils, qui ne dépassaient pas 2 km de long, ont construit des accumulations allongées dans l'axe des vallons (val de Pombie, Pas d'Azuns) limitées par deux forts cordons de moraines se rejoignant dans un arc terminal puissant. L'intérieur du dispositif contient de nombreux cordons et arcs étroitement emboîtés qui traduisent à la fin du stade une dynamique de « glacier rocheux » (Pombie et Peyreget à l'Ossau, au Sud des Eaux-Bonnes, val d'Azuns sous les Orgues de Camplong). Au Nord des pics d'Aspe une langue de glace a été suffisamment puissante pour diffuser dans le vallon espagnol de Candanchú. La ligne d'équilibre glaciaire (repérée à l'altitude de la naissance des cordons) se situait approximativement vers 1 700-1 900 m sur les versants nord et est, et 2 100 m sur les versants sud.

Dans quelques cas, la très forte fourniture de matériaux latéraux a donné des moraines confuses, sans arcs terminaux, caractéristiques d'un « glacier noir » (vallon d'Espelunguère). La modestie des formes d'accumulations glaciaires dans les cirques très favorables du versant nord-est du pic d'Aule ou du versant nord du Pambassibé est probablement due à la raideur excessive des pentes.

Gzb. Postglaciaire ancien. Fortes accumulations morainiques à l'amont des vallées-cirques exposées au Nord et au Nord-Est. Les matériaux sont dans l'ensemble plus grossiers que ceux du stade précédent. Sous l'Ossau, les blocs d'andésite très anguleux dépassent souvent le mètre cube. On retrouve les mêmes dispositions d'arcs et de cordons emboîtés que dans le système précédent, l'arc externe étant le plus volumineux. Celui-ci paraît parfois chevaucher les cordons internes du stade précédent ce qui suppose une réavancée de la glace après un recul sensible (Pombie, pic de Larry). Ce stade n'est pratiquement pas représenté en versant sud ; la ligne d'équilibre glaciaire devait se situer vers 2 000-2 100 m en versant nord.

Dans les petits cirques à l'Est de la crête pic d'Anie – pic de Pétragème et au Nord du pic d'Arlet, des cordons et arcs morainiques se succèdent entre 1 700 et 1 900 m d'altitude sans montrer de période de stationnement prolongée ou de réavancée de la glace (Gza-b).

Gzc. Postglaciaire récent. Arcs morainiques et croissants de névé construits par les dernières glaces ou les névés permanents dans les cirques ouverts à l'Est échancrant la crête du pic de Soumcouy au pic de Pétragème, au Nord-Ouest du pic de Larry et au pied de la face sud-est du pic du Midi d'Ossau. On pense que les arcs les plus élevés ont fonctionné durant le « petit âge glaciaire » (1 550-1 850). À l'Ossau, la disposition des cordons internes formés de blocs d'andésites volumineux en rides concentriques serrées peut s'expliquer par la présence sous couverture de débris d'une lentille de glace en voie de disparition. La ligne d'équilibre glaciaire se situait en versant nord à 1 950-2 050 m. Peut être faudrait-il rapporter à ce dernier stade les cordons bien formés du versant sud du pic d'Astu à 2 150 m.

En quelques sites relativement bas, mais très abrités, l'existence des deux stades (Gzb-c) est vraisemblable : au Nord du puerto de Tortiellas, près du Somport, en tête du ravin d'Espelunguère, dans le versant Anaye du pic d'Anie.

Formations fluviatiles et lacustres

LT. Comblement alluvial de cuvettes, replats marécageux. Des petits lacs établis en amont de verrous glaciaires ont été comblés par des matériaux glaciaires (moraine de fond) et torrentiels issus directement des

versants ; à des sédiments grossiers (blocs, graviers) sont associés des sables et des argiles souvent recouverts par des tourbières. La « plaine » de Bious où serpente le gave homonyme s'est constituée dans une vallée élargie dans les schistes carbonifères à l'amont d'une gorge creusée dans des rhyolites et obstruée par l'éboulement de grands blocs. En tête du rio Aragón Subordán la vaste plaine marécageuse (Aguas Tuertas) s'est formée à l'amont d'une coulée de laves.

Fy. Alluvions du stade de retrait glaciaire. La vallée d'Ossau a été comblée après le retrait du glacier du maximum par les apports torrentiels venant du front des glaciers Gy. Il s'agit d'alluvions grossières formant à Béost, à Geteu et à Montplaisir une terrasse dominant de 10 m environ les alluvions récentes. Sous le village de Béost, des lits de galets de schistes, de calcaires et de rares granitoïdes, de 10 à 40 cm de diamètre et talonnant vers l'amont, alternent avec des graviers et des sables.

En vallée d'Aspe, elles comblent le vallon de la Berthe et constituent la terrasse portant Bedous qui, ennoyant au passage les cordons morainiques du maximum, domine d'une dizaine de mètres les alluvions récentes.

FGy. Alluvions remaniant des moraines du stade de retrait. Les moraines laissées par les glaciers en retraite ont été remaniées par les torrents. Dans les vallées d'Ossau et du Brousset et dans les vallées affluentes de la vallée du gave d'Aspe il en résulte des masses de matériaux caillouteux sans morphologie définie. Au Nord-Est de Laruns, les vallées du Valentin, du Canceigt et du Lamay sont comblées jusqu'à 800-900 m d'altitude vers l'amont par des alluvions torrentielles incisées par les gaves jusqu'au substratum rocheux. Leur épaisseur atteint 50 m ou plus. Parmi des éléments variés, des blocs de granite, parfois rassemblés dans le lit du torrent, indique le remaniement de moraines laissées par des diffluences du glacier d'Ossau.

Fz. Alluvions récentes et actuelles. Plaines alluviales, partiellement inondables, formées de matériaux caillouteux et sableux et de placages limoneux. Correspondant aux pulsations des glaciers repliés en altitude, ces apports constituent localement des terrasses ; ainsi dans le bassin de Bedous les alluvions Fza marquées par les divagations du gave sont dominées de quelques mètres par la surface de la terrasse Fzb.

FJy. Cônes de déjection du stade de retrait glaciaires. Après le retrait glaciaire, des cônes de déjection surbaissés ont comblé les grandes vallées (Laruns, Bedous-Accous) au milieu desquelles ils étaient coalescents. Ils se raccordent aux terrasses Fy et sont entaillés par les alluvions Fz. Certains sont légèrement échancrés par un chenal d'écoulement et ne reçoivent de matériel qu'à leur sommet lors de crues torrentielles exceptionnelles. D'autres ont été largement entaillés lors de

phases climatiques postérieures (Accous, Geteu). Celui qui porte Laruns est resté fonctionnel jusqu'à nos jours dans sa partie axiale.

FJz. Cônes de déjection tardi à postglaciaires. Cônes parfois de grande taille constitués dans les hautes vallées après la disparition des langues glaciaires (Soussouéou, vallées de Brousset, de Belonce et de Labadie). Dans la plaine d'Accous et de Bedous c'est une deuxième génération de cône emboîtée dans la précédente qui se relie à la terrasse d'alluvions récentes. Dans la vallée d'Ossau, cônes plus modestes également emboîtés dans les précédents, eux-mêmes réentaillés par les écoulements subactuels. Le cône du Canceigt, sous Béost, est fonctionnel. En haute vallée d'Aspe (Urdos, Peilhou) les alternances climatiques ont superposé ou juxtaposé à des cônes ayant comblé en grande partie la vallée (FJza) de nombreux appareils parfois composés (FJzb-c).

Formations de versants

SEG. Éboulis fixés remaniant un dépôt morainique. Au-dessus du village de Cette, en rive droite de la vallée d'Aspe, entre 700 et 1 100 m d'altitude, placages pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur d'éboulis fixés, stratifiés, de schistes et grès dévonien et, çà et là, de blocs de schistes, grès et conglomérats permien. La présence de ces derniers témoignent de l'existence de dépôts glaciaires antérieurs qu'on peut attribuer au maximum glaciaire. La solifluxion y est localement active.

SEy. Éboulis fixés, grèzes, contemporains du stade de retrait du maximum glaciaire. Après le retrait de la glace des basses vallées, se sont formées en bas de versants exposés au Sud ou au Sud-Ouest des accumulations litées de débris anguleux plus ou moins cimentés par de la calcite, dues à l'action de la gélifraction dans des escarpements calcaires très diaclasés. Deux panneaux sont reconnus : en rive droite de la vallée d'Ossau, en face de Geteu, aux dépens des calcaires du pic d'Auzu ; en vallée d'Aspe, au Nord-Est du Pouey d'Accous, sous des calcaires du Trias. Ils sont végétalisés et ne sont plus alimentés. Dans le versant sud-occidental du massif calcaire Bergon-La Marrère, de grands glacis d'éboulis bien cimentés, à très gros blocs, pourraient être plus tardifs, contemporains des cônes de déjection FJy.

SM. Écroulements, glissements, coulées boueuses. Déplacements en masse de terrains plastiques ou compétents d'aspect parfois spectaculaire. De longueur kilométrique ou plurikilométrique, ils affectent des versants raides, le plus souvent schisteux, où leur déclenchement a été favorisé par la disposition de la stratification et de la schistosité et par l'altération des roches due à l'humidité du climat. Ils se caractérisent souvent par des rides de bourrage transversales derrière un volumineux lobe frontal (Pleysses, en face de la

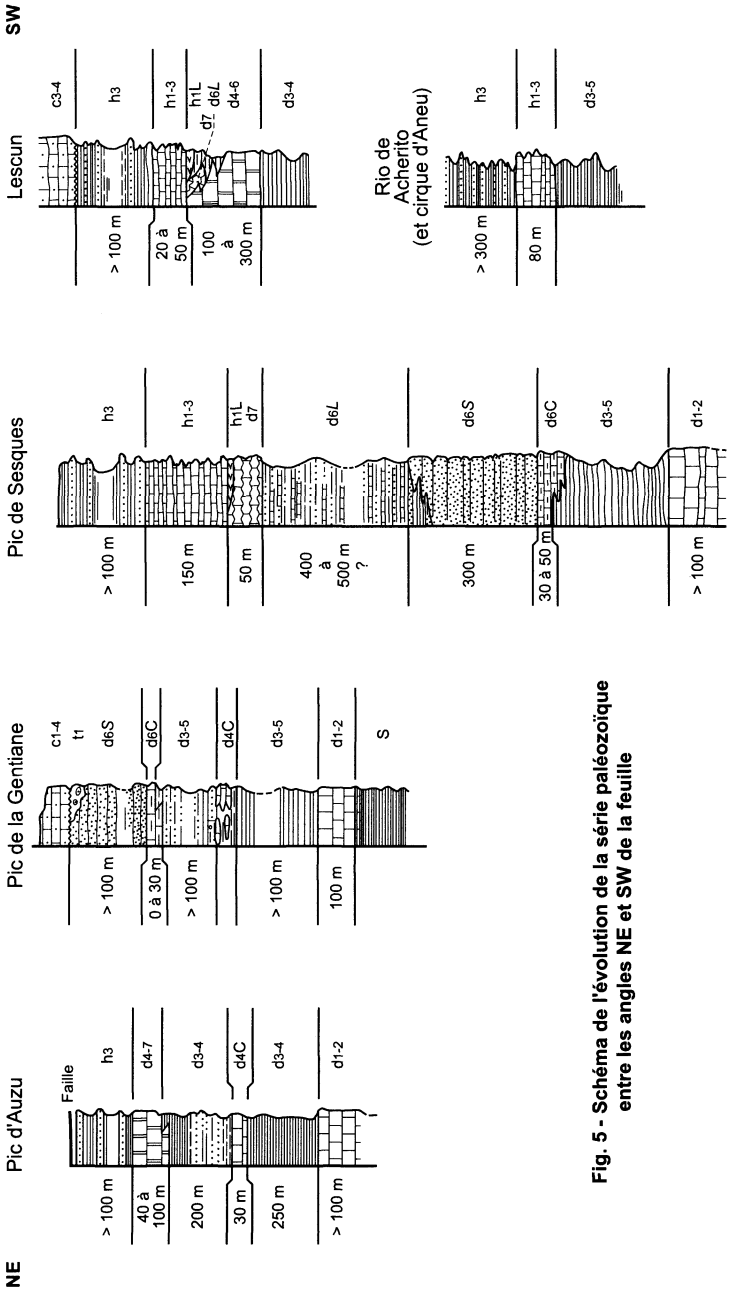


Fig. 5 - Schéma de l'évolution de la série paléozoïque entre les angles NE et SW de la feuille

cascade du Gros Hêtre aux Eaux-Bonnes, cabane de la Glère sous la falaise calcaire de Peyreget). La matrice de cailloutis et de débris schisteux emballe d'énormes blocs provenant soit du versant affecté, soit d'escarpements sapés à leur base (Pleysses, la Glère, Laruns).

Dans le paysage, ces mouvements de terrains correspondent, sous des niches ou cirques d'arrachement bien visibles, à des zones bombées, bosselées, soumises à une solifluxion active. Lorsque la matrice argileuse était abondante s'est produite une coulée boueuse qui s'est arrêtée loin de son origine ; c'est le cas de la coulée boueuse d'Athas issue des pentes de flysch de la forêt du Mié, qui s'est étalée sur la terrasse d'alluvions récentes. Certains versants essentiellement schisteux et très altérés sont le siège d'une solifluxion générale active et permanente (pentes nord du cirque de Lescun, cirque d'Anéou).

E. Éboulis actuels ou récents, cônes d'éboulis et d'avalanches.

Accumulation par gravité de fragments rocheux en nappes, talus et cônes au pied des principaux reliefs. Ils fossilisent les cordons morainiques du Postglaciaire (Ansabère, trois Rois, Ossau) et sont généralement fonctionnels.

Il y a une relation directe entre la nature des matériaux et celle des reliefs qui les nourrissent. Ils sont particulièrement développés au pied des parois calcaires. Une forme particulière est le cône construit au débouché de ravins et de couloirs issus des crêtes et cirques d'altitude ; à l'action gravitaire s'ajoute l'action des avalanches. Ils peuvent être aussi remaniés par les processus torrentiels liés aux orages d'été (cirque de Sesques, grande raillère de Pombie à l'Ossau).

Dépôts artificiels

X. Déblais des tunnels ferroviaire et routier du Somport. Formés essentiellement de schistes et de calcaires noirs du Carbonifère. En rive gauche du gave d'Aspe, ils constituent la plate-forme portant les installations ferroviaires des Forges d'Abel. En rive droite, ils forment la plate-forme de la tête nord du tunnel routier.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES

Les séries paléozoïques ont été intensément déformées au cours des orogénèses hercyniennes et alpines si bien qu'il est aujourd'hui illusoire de reconstituer une paléogéographie précise de la période Silurien-Carbonifère. Les taux de raccourcissement horizontaux dus à ces orogénèses sont très importants et rapprochent des faciès à l'origine très éloignés (fig. 5).

Transgression Ordovicien-Silurien

Les pélites noires graphiteuses siluriennes (s) représentent les terrains les plus anciens de la feuille à l'exception des quartzites non datés de Serrot deu Bouch (I) supposés ordoviciens. Ce matériel fin à rares bancs calcaires, riche en matière organique, résulte d'une sédimentation en milieu marin distal, peu agité et réducteur, de plate-forme externe. Il s'inscrit dans la continuité de la sédimentation terrigène plus grossière amorcée au Caradocien et qui marque, dans les Pyrénées, une séquence de transgression marine avec un maximum d'inondation au Silurien.

Premier intervalle de comblement Silurien-Frasnien inférieur

La limite entre le Silurien et le Dévonien reste mal définie en raison du caractère continu de la sédimentation qui a tendance à s'enrichir en niveaux carbonatés (d1-2). Cette sédimentation semble s'inscrire dans une séquence de comblement qui se termine par l'installation d'une plate-forme récifale de l'Eifélien au Frasnien inférieur (d4-6 et d4-7). Paléogéographiquement cette plate-forme couvre l'essentiel de la carte, à l'exception d'une zone plus distale que l'on retrouve aujourd'hui à l'Est de la portion de vallée comprise entre Laruns et Les Eaux-Chaudes et sur le pourtour du granite des Eaux-Chaudes (d3-5 et d4-5).

Dans ce « sillon » à dominante pélitique, les deux niveaux carbonatés d4C et d6C pourraient représenter des équivalents des calcaires récifaux de la plate-forme interne, marquant ainsi deux épisodes de régression : la formation calcaréo-pélitique d4C serait équivalente à la partie basale eifélienne des calcaires récifaux d4-6 et d4-7 et les calcaires rubanés (Givétien terminal-Frasnien) à leur partie sommitale.

Cette paléogéographie de bassin orienté grossièrement WNW-ESE, (entouré de récifs au Nord, à l'Ouest et au Sud) semble persister au cours du Dévonien supérieur puisqu'il accueille les sédiments terrigènes frasnien de la Série de Sia (voir d6S ci-dessous).

Deuxième intervalle de comblement Frasnien - Famennien supérieur

Sur la moitié sud-ouest de la carte, la plate-forme récifale (d4-6) est directement surmontée par la série du pic Lariste (d6L).

La zone distale (Est de Laruns et des Eaux-Chaudes), marquée par l'absence de calcaires récifaux, est, quant à elle, « comblée » par la série de Sia (d6S) laquelle passe latéralement et verticalement à la série du Pic Lariste.

Ces deux séries (d6L et d6S) s'interprètent comme une nouvelle séquence de transgression rapide qui pourrait résulter d'une phase de distension. La série de Sia pourrait correspondre à une décharge turbiditique sur la plate-forme externe. La série du Pic Lariste témoignerait d'une sédimentation détritique proximale qui recouvrirait dès le Frasnien moyen l'ensemble de la plate-forme récifale à l'exception du Sud-Ouest du Pic du Midi d'Ossau (Pène de Peyreget) et de l'angle nord-est de la feuille où la formation récifale semble encore persister à la fin du Dévonien (d4-7).

Cette séquence de comblement (d6L et d6S) se termine avec le dépôt des calcaires griottes du Famennien supérieur (d7).

Une nouvelle transgression se marque ensuite au début du Carbonifère, avec le développement sur la plate-forme précédente (d7), de la série (h1L) de jaspes, lydiennes et de shales noirs. Ce niveau repère devrait s'inscrire dans une suite stratigraphique normale famenno-tournaisienne, laquelle est seulement conservée dans certains secteurs : Moustardé - Pic Peyrelue (Haute vallée d'Ossau) ; Lescun - Pic d'Aygarry ; Pic Bricoutou...).

Émersion du Tournaisien inférieur

Dans la partie sud de la carte, sous la transgression carbonifère h1-3, les séries h1L, d7 ou d6L sont parfois absentes. Dans l'angle sud-est de la feuille, h1-3 repose même directement sur la plate-forme karstifiée d3-4. Cette absence de termes du Dévonien supérieur-Tournaisien inférieur résulte probablement d'un épisode d'émersion-érosion au cours du Tournaisien inférieur, comme en témoignent le remaniement des conodontes frasniens au sud du col du Somport (Monte Tobazo) dans les remplissages de karsts à la base des terrains h1-3. Lorsqu'elle a pu être datée, la base de cette dernière série (h1-3) indique toujours le Tournaisien supérieur.

Transgression Tournaisien supérieur-Namurien

Les dépôts calcaires (h1-3) associés à cette transgression, on l'a vu précédemment, scellent un paléo-relief tournaisien inférieur localisé dans le sud de la carte. Par exemple, au Monte Tobazo, le paléokarst est rempli par des grès et grès calcareux du Tournaisien supérieur auxquels succèdent les calcaires bioclastiques du Tournaisien terminal. Cette séquence se termine au Namurien avec les dépôts de calcaires noirs à laminites qui reflèteraient des conditions de dépôts de plate-forme externe (off-shore). Ce dernier cycle dévono-carbonifère se caractérise à l'échelle des Pyrénées par son uniformité de faciès.

Les dépôts synorogéniques du « Culm » : enregistrement des premières nappes hercyniennes

Les calcaires noirs à laminites (partie supérieure de h1-3) constituent le substratum d'un bassin d'avant-pays migrant au front des nappes hercyniennes qui va accueillir les décharges détritiques (h3) venant du Nord-Est.

Les dépôts du Culm sont caractérisés par leur caractère diachrone ; viséo-namurien dans l'Est des Pyrénées, Westphalien en Pays basque, ils sont ici datés du Bashkirien (Namurien supérieur).

Ces puissantes accumulations de sédiments détritiques (h3) correspondent à des dépôts gravitaires alimentés par le démantèlement de la zone orogénique émergée et de la plate-forme qui la frange. Ils sont organisés en système de dépôt sous-marin de pente, de chenaux ou de cônes. La polarité des courants est dirigé vers le Sud-Ouest. La paléogéographie de ce bassin d'avant-pays, globalement orienté E-W, reste mal connue du fait des déformations ultérieures hercyniennes et alpines.

Les dépôts du Culm enregistrent donc le passage (vers le Sud-Ouest) du front de la collision hercynienne, avant d'être eux-mêmes impliqués dans les déformations tangentielles qui vont amener le bâti en position d'émersion au cours du Westphalien.

LE PLUTONISME TARDI-OROGÉNIQUE

Les intrusions plutoniques sont essentiellement stéphanien et représentées par le pluton des Eaux-Chaudes (301 ± 9 Ma) auquel on pourrait rattacher le granitoïde de Sesques. La bordure orientale de la feuille effleure aussi les extrémités occidentales des plutons de Cauterets (301 ± 7 Ma) et d'Arcizette. L'ensemble de ces plutons recoupe les structures majeures hercyniennes (chevauchements et plis) ce qui leur confère un caractère tardi-orogénique. Leur niveau de mise en place est probablement superficiel (3-4 km) comme en témoignent le faible degré métamorphique (limite anchizone-épizone) affiché par les séries dévoniennes encaissantes et la proximité des derniers sédiments synorogéniques. Le contexte géodynamique dans lequel s'inscrivent les plutons tardi-hercyniens pyrénéens est encore sujet à diverses hypothèses contradictoires. Il en est de même pour l'origine des épisodes volcaniques permien du Pic du Midi d'Ossau et de l'Anayet.

LE VOLCANISME ET LES DÉPÔTS CONTINENTAUX PERMIENS

Le volcanisme permien du pic du Midi d'Ossau

Figure emblématique du volcanisme permien, le pic du Midi d'Ossau se signale comme un haut-lieu de la géologie pyrénéenne. Longtemps considéré comme stéphanien, l'ensemble du volcanisme du pic du Midi d'Ossau est aujourd'hui attribué à l'Autunien sur la base de 2 datations U/Pb sur zircon (Briqueu et Innocent, 1993).

La structure volcanique d'Ossau est une caldeira dont le diamètre a été estimé à 6-7 km. Deux cycles magmatiques successifs (1^{er} cycle : ρ et $\rho\alpha_1$; 2^e cycle : αQ_1 , $\alpha\beta_1$ et α_1) se sont mis en place sous forme de ring-dykes (parfois large de 1 km) qui dessinent cette structure annulaire. Les produits effusifs (1^{er} cycle : $\rho\alpha_2$ et $\rho\alpha_3$; 2^e cycle : αQ_2 , $\alpha\beta_2$ et α_2) se sont épanchés à la fois à l'intérieur et à l'extérieur de la caldeira, jusqu'à 8 km au Sud du centre d'émission. Des dépôts continentaux fluviatiles (*nG* notation à modifier) sont intercalés entre les différentes coulées. L'ensemble de ces volcanites à sédiments intercalés est surmonté, à 1 km au Nord-Est du Pic de l'Anayet, par une série de calcaires pisolithiques et pélites charbonneuses (formation d'Astu-Moines) qui témoigne d'un milieu de dépôt continental de playas et de flaques. Ces dépôts volcaniques et sédimentaires, sont canalisés dans de petits demi-grabens de dimension kilométrique, orientés NW-SW, qui se calquent sur le réseau filonien d'alimentation de la caldeira du pic du Midi d'Ossau.

Avec l'arrivée des dépôts de la série du Somport (*rSp*) (dite Unité rouge inférieure), le bassin déborde largement pour reposer en discordance sur les structures hercyniennes (Carbonifère et Dévonien). Ces dépôts continentaux fins évoquent une sédimentation de plaine alluviale distale dans laquelle s'intercale encore de rares coulées volcaniques (αA_2).

Le volcanisme permien du pic de l'Anayet

Ce nouvel épisode volcanique (αA) dont les intrusions recoupent la formation précédente (*rSp*) est associé à une nouvelle surrection des reliefs qui, en se démantelant, vont alimenter une épaisse série conglomératique rouge (*rBa*) qui repose en discordance sur les termes précédents. Cette série terrigène grossière (*rBa*) qui comporte localement des dépôts de type lahars, se termine par d'épais encroûtements calcaires parfois interprétés comme des dépôts lacustres. Une nouvelle série pélitique rouge (*rM*), identique à la série du Somport (*rSp*) succède aux conglomérats précédents. On peut la considérer comme l'équivalent distal de la série conglomératique précédente (*rBa*) dans un paysage de playas d'un bassin subsident ouvert vers le Sud-Ouest.

DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES MÉSO-CÉNOZOÏQUES

Il faut garder à l'esprit que les séries s'étalant du Trias au Crétacé inférieur affleurent aujourd'hui exclusivement dans la zone de décrochement de Bielle-Accous. Dans la haute chaîne méridionale, qui comprend la nappe des Eaux-Chaudes, la couverture mésozoïque débute par le Crétacé supérieur qui repose en discordance sur les terrains paléozoïques. Cette répartition des unités est probablement imputable à une érosion de la haute chaîne méridionale au cours du Crétacé inférieur, cette dernière ayant pu constituer l'épaulement sud du rift nord-pyrénéen. Les formations jurassiques à crétacé inférieur sont toutes à affinités nord-pyrénéennes et affleurent le long de la bordure nord de la feuille à la faveur des chevauchements (vers le Sud) pyrénéens qui ont rapproché les deux domaines paléogéographiques (« sillon nord-pyrénéen » et « haute chaîne primaire »).

La série rouge supérieure d'âge triasique (t1-2)

Presque exclusivement située dans la partie septentrionale de la feuille (zone de décrochement de Bielle-Accous) le Trias inférieur (t1-2) repose sous forme de lambeaux tectoniques discontinus en discordance sur le Paléozoïque. Plus généralement, dans les Pyrénées, ces dépôts continentaux gréso-conglomératiques appartiennent à la seconde mégaséquence (granodécroissante), du Buntsandstein, dite mégaséquence supérieure, la première (inférieure) étant permienne. L'extension de cette série, composée de trois séquences granodécroissantes, est plus importante et son épaisseur tend à augmenter vers l'Ouest.

La mégaséquence supérieure représenterait un système fluvial, en tresse pour l'essentiel. De bas en haut de la mégaséquence, le réseau de chenaux devient peu à peu moins dense, correspondant à un retrait général du système fluvial et par conséquent à une évolution vers des zones progressivement plus distales, jusqu'à atteindre de vastes étendues de vasières littorales.

La plate-forme du Trias moyen (t3-4)

C'est alors que se développe la plate-forme carbonatée du faciès Muschelkalk (t3-4). L'ensemble du territoire de la feuille Laruns-Somport a été probablement recouvert par des calcaires même si ceux-ci n'affleurent plus que sous forme de lambeaux tectoniques dans la zone de décrochement de Bielle-Accous. L'absence de calcaires de faciès Muschelkalk sur la haute chaîne méridionale est imputable à une érosion au cours du Crétacé inférieur.

Les critères sédimentologiques des carbonates du Muschelkalk indiquent des environnements de dépôts en mer peu profonde et agitée par des vagues

de houles et de tempêtes. A l'échelle du bassin, le contact avec l'unité sous-jacente (t1-2) se fait par « onlap » par rapport aux dépôts du Buntsandstein.

Le domaine se trouvait vraisemblablement intégré au sein d'une plate-forme stable (tectonique synsédimentaire localisée au droit de petites failles induisant des brèches de dissolution) et peu subsidente (épaisseur relativement constante n'excédant pas 150 m). Les matériaux du Muschelkalk sont interprétés comme des dépôts de rampe carbonatée de type homoclinal de faible profondeur qui bordait la bordure occidentale de la Téthys.

C'est sur cette plate-forme que s'installe **au Trias supérieur** le bassin évaporitique représenté par les argiles brunes, gypseuses, lie-de-vin ou versicolores, souvent bréchiques, de faciès keuper. Dans la bande triasique de Bedous-Aydius-Plaine d'Ibech, ces sédiments tendres apparaissent en lanières étirées entre les lames calcaires du Trias moyen ou les noyaux ophitiques plus résistants. Ils admettent par place, notamment à l'approche de la barre carbonatée du Lias des chaînons d'Ourdinse et du Layens, des masses de cargneules. Les argiles versicolores et les ophites associées sont également conservées le long de l'accident chevauchant qui limite au Sud le massif du Bois de la Traillère, enveloppe à l'Est les reliefs des pics de Bergon et du Montagnon d'Iseye avant de se diriger vers le Nord en direction du Pic Bareilles puis de jalonner plus à l'Est, l'accident des Cinq Monts et, au-delà de la vallée d'Ossau, celui des granges du Dès et du col d'Agnoures. Les modifications mécaniques de faciès et d'épaisseur sont telles qu'il apparaît impossible de reconstituer la morphologie et l'extension du bassin. L'installation de ce dernier au-dessus de la vaste plate-forme carbonatée du Trias moyen et l'absence de terrigènes grossiers dans le Trias supérieur permettent de penser que la série gypsifère caractéristique de cet intervalle a recouvert l'ensemble du domaine ici considéré, zone nord-pyrénéenne et haute chaîne, pour se raccorder au Nord et au Sud, respectivement avec les domaines de l'Aquitaine et de l'Ebre. Or, les sondages pétroliers ont montré que ces régions bordières ont conservé de puissantes accumulations salifères. On doit donc admettre que les évaporites étaient également présentes dans la région ouest-pyrénéenne intermédiaire et que les dépôts évaporitiques ont pu y être éliminés par dissolution liée au diapirisme.

Le magmatisme doléritique tholéiitique (θ)

Les ophites de la région de Bedous ont été clairement datées (Rossi *et al.*, 2003) de la limite Trias-Jurassique. Elles appartiennent à la province magmatique de l'atlantique central et sont associées à la déchirure crustale précédant l'ouverture océanique (Azambre *et al.*, 2004).

Intervalle transgressif : installation et approfondissement de la plate-forme béarnaise

Durant le Lias inférieur, les argiles évaporitiques (t5-7) laissent la place à des calcaires, dolomies et brèches (l1-2) illustrant l'installation d'une nouvelle plate-forme carbonatée.

Les eaux marines y sont tout d'abord calmes et relativement peu profondes comme en témoigne le dépôt de calcaires stromatolithiques de l'Hettangien probable, puis agitées par la houle et propices à l'élaboration de calcaires à microrhythmes puis de barres oolithiques littorales dans le Sinémurien. Le contact avec les argiles gypsifères sous-jacentes est toujours mécanique, tant dans les chaînons septentrionaux du Layens, de l'Ourdinse, des pics de Larie et de Coos, que dans les secteurs plus méridionaux de Sarrelangue et du pic de Bergon, interdisant toute interprétation des modalités d'installation, brusque ou graduelle, de la plate-forme. En revanche, l'interprétation des faciès de la série hettangienne et sinémurienne permet de conclure à son immersion progressive et à son intégration dans un dispositif d'extension régionale, la plate-forme béarnaise, établi à l'Ouest du haut-fond bigourdan du Pibeste et ouvert en direction de l'Ouest et des chaînons basques. Vers le Sud, sur la haute chaîne, les témoins de cette plate-forme ont disparu par érosion, interdisant toute interprétation paléogéographique. Vers le Nord en revanche, le développement de la série correspondante dans les chaînons béarnais traduit une large connexion directe avec la plate-forme carbonatée d'Aquitaine (Fauré, 2002).

Cette plate-forme béarnaise poursuit son développement et sa diversification *au cours du Pliensbachien* comme en témoignent les sédiments franchement marins des calcaires à lamellibranches, bélemnites, brachiopodes et ammonites de la formation Categoréna et de la barre à pecten (Fauré, 2002). Bien que réduite en épaisseur, la série présente tant dans les chaînons septentrionaux du Layens - pic de Coos qu'à Sarrelangue ou au pic de Bergon, s'intègre bien dans un dispositif peu subsident, nettement ouvert en direction de l'Ouest et du bassin basque, ou du Nord et du Bassin aquitain et dont les relations avec le bassin sud-pyrénéen, par dessus la haute chaîne, semble probable (Fauré, 2002). Au Toarcien, le dépôt généralisé des marnes à ammonites traduit l'approfondissement de cette plate-forme avec effacement du seuil bigourdan du Pibeste et ouverture affirmée en direction du bassin basque. L'aire franchement marine de dépôt s'est donc probablement étalée, en particulier en direction du Sud et de la haute chaîne.

Intervalle régressif : comblement et installation d'une plate-forme restreinte

Les calcaires à microfilaments marquent, *dès le Toarcien terminal et au cours de l'Aalénien et du Bajocien*, le retour très progressif à des environnements de plate-forme carbonatée. Leur large extension ainsi que l'homogénéité de leurs faciès à travers les chaînons septentrionaux du Layens-pic de Coos et ceux, plus méridionaux, de Sarrelangue et du Bergon sont compatibles avec l'installation d'une rampe stable et ouverte, faiblement inclinée vers l'Ouest et le bassin basque, débordant sans doute largement vers le Sud le domaine d'affleurement actuel pour recouvrir tout ou partie de la haute chaîne. *Le Bathonien et le Callovien (?)* marquent, avec le dépôt des dolomies noires à oolithes, pisolithes et bioclastes du Mail Arrouy, le retour à une sédimentation de plate-forme restreinte sur laquelle se développent des barres à stratification oblique dont la progradation vers l'Ouest indique la persistance d'une ouverture relative en direction du bassin basque (James, 1998). Cette plate-forme s'appuyait à l'Est sur le haut-fond d'Ossau, représenté ici dans sa partie méridionale par le secteur des rochers des Cinq Monts. Les réductions d'épaisseur et le caractère bréchique, plus grossier, des dépôts dolomitisés des pics de Bergon et de la Marère conduisent à penser que la bordure méridionale de la plate-forme méso-jurassique n'était probablement pas trop éloignée de la future haute chaîne primaire.

L'évolution paléogéographique du domaine cartographié *au cours du Jurassique supérieur* est impossible à préciser, les dépôts correspondants ayant été généralement érodés, tant dans les chaînons d'Ourdinse et du Layens qu'aux environs de Sarrelangue et du pic de Bergon. Néanmoins, cet intervalle est représenté au pic de Coos par les calcaires gris feuilletés du Kimméridgien auxquels se superposent d'ailleurs, au Nord du territoire étudié, sur la feuille Oloron-Sainte-Marie, des dolomies grises rapportées au Tithonien. Ces faciès permettent de penser qu'une partie au moins des chaînons nord-pyrénéens ici considérés a été recouverte par la rampe carbonatée du Kimméridgien (et de l'Oxfordien supérieur ?) et par la plate-forme dolomitique à barres à polarité atlantique du Jurassique terminal (James, 1998). Contrairement à certaines interprétations, le Malm ne contient aucun indice d'émersion accompagné du dépôt d'argilites ou de bauxites.

Émersion généralisée à la base du Crétacé inférieur

Les dépôts bauxitiques reconnus sur les divers chaînons nord-pyrénéens signent une émersion généralisée de l'ensemble du domaine nord-pyrénéen *durant la plus grande partie du Crétacé inférieur*. La haute chaîne primaire, quant à elle, restera probablement émergée jusqu'au début du Crétacé supérieur, constituant l'épaulement sud du rift nord-pyrénéen.

Dans le détail, la période de bauxitisation est plus longue au Sud, dans le secteur du Bergon et au Sud du sommet 1803 où la sédimentation ne reprend qu'avec le Clansayésien (n5M) qu'au Nord où les argiles résiduelles sont recouvertes par le Gargasien (n5C) (plateau d'Ourdinse et Layens), voire le Bédoulien (pic de Coos (n5).

Genèse du Sillon Nord-Pyrénéen

Biseau d'érosion et diachronisme des dépôts éocénés post-bauxitiques soulignent l'installation de dispositifs en blocs basculés dont l'effondrement, graduel du Nord au Sud, traduit l'élargissement d'un fossé dont l'axe se situe en Aquitaine et dont le bord méridional intéresse les chaînons béarnais d'Ourdinse et du Layens à l'Aptien supérieur et ceux du Bergon et du Sud du sommet 1803 à l'Aptien terminal. La reconquête de ce domaine sédimentaire conduit à l'installation d'une plate-forme de type urgonien (n5C) ouverte au Nord comme le prouvent, notamment au plateau d'Ourdinse, au sommet de Houndarette et au pic de Larie, les passages latéraux entre calcaires méridionaux à *Toucasia* sp. (n5C) et les marnes noires à spicules, septentrionales (n5M p.p.).

À l'Albien inférieur, la plate-forme urgonienne s'effondre sous l'effet d'une distension N-S et l'ensemble du domaine nord-pyrénéen se trouve occupé par un bassin subsident qui se remplit de marnes noires à spicules (n5M), marnes bien représentées dans le chaînon Ourdinse-pic de Lauriolle ou dans le massif du Bergon. L'aire de dépôt ne semble pas atteindre la haute chaîne plus méridionale où Paléozoïque et Trias inférieur sont directement recouverts par les calcaires cénomaniens. Elle s'étend en revanche largement au Nord en s'intégrant au vaste bassin de Mauléon. La forme losangique de ce dernier s'explique si l'on fait intervenir une composante en décrochement W-E, contemporaine de la distension régionale.

Au cours de l'Albien, le brusque approfondissement du bassin marneux conduit à la mise en place de la sédimentation cataclysmique des poudingues de Mendibelza (n6), dont témoignent les puissantes accumulations du massif du Soulaing et du Serrot deu Bouch. On sait maintenant que ces dépôts de pente sous-marine, fortement tectogènes, largement représentés dans le massif plus occidental d'Igountze, sur les feuilles voisines Tardets-Sorholus et Larrau, occupaient une aire fort étendue et largement ouverte au Nord, en direction du bassin flysch de Mauléon. Leur découpage en lames pincées, étirées au droit de la dépression de Bedous, entre chaînons calcaires nord-pyrénéens et haute chaîne, est ainsi considéré comme dépendant de la compression pyrénéenne.

Durant cette période la transtension régionale serait responsable d'un amincissement crustal accompagné de la montée de fluides chauds à l'origine du métamorphisme BP-HT des calcaires du Muschelkalk et de la mise en mouvement des évaporites triasiques (James et Canérot, 1999).

La transgression du crétacé supérieur

Au début du Cénomanien, les terrains hercyniens de la Haute chaîne primaire étaient arasés et probablement émergés. En effet, mis à part quelques grès et conglomérats d'âge incertain (Albien ?) on ne connaît pas ici de témoin de Jurassique ou de Crétacé inférieur entre eux et leur couverture sédimentaire discordante néocrétacée (étant entendu que l'ensemble Jurassique-Crétacé inférieur du Bergon est considéré comme allochtone). Si de tels dépôts ont existé, ils ont été supprimés par des érosions qui n'ont laissé, en fait de terrains discordants les plus jeunes, que les formations permienues des confins aspois-aragonais.

Pendant le Crétacé supérieur, la région voit se déposer selon diverses modalités d'abord des calcaires de plate-forme (environ 300 m sur la vallée d'Aspe) puis une formation détritique terrigène (flysch) qui passe sur le versant aragonais à des marnes gréseuses de milieux moins profonds.

Au Cénomanien la mer transgresse donc (Bresson, 1906 ; Mirouse *et al.*, Cuvillier *et al.*, 1964). Il s'agit d'un envahissement lent et calme sur un pays sans reliefs majeurs, laissant des dépôts en majorité littoraux, zoogènes. Dans le détail, (Bourrouilh et Al Hamawi, 1993), pas moins de six séquences de dépôt se sont succédé sur la vallée d'Ossau ; de conditions régressives en conditions transgressives s'est établi finalement un domaine relativement profond. Seules les dernières atteignent les zones occidentale et méridionale de la feuille y constituant une série réduite (quelques mètres) très détritique. Ceci correspond à un sens de transgression du Nord-Est ou de l'Est vers le Sud-Ouest ou l'Ouest. Des surfaces sont restées émergées telle celle du lac d'Isabe et n'ont pas de dépôts cénomanienues.

Au Turonien, il y a approfondissement de la mer dans la région septentrionale de la carte. À l'Ouest (pic d'Anie) et au Sud-Ouest (Sierra de Bernera) l'étage n'est pas formellement identifié ou correspondrait à une mince assise de sédiments côtiers (Teixell *et al.*, 1994).

Puis des conditions néritiques voire récifales par endroits s'établissent au Coniacien. Localement, l'absence ou le peu d'épaisseur de sédiments de cet âge sont dus à l'émersion ou à l'érosion qui a précédé le dépôt du Santonien, en particulier au Sud-Ouest dans la Sierra de Bernera. La pente continentale semble ainsi encore inclinée vers le Nord.

Les débuts de l'orogénèse pyrénéenne

Les conditions changent radicalement au Santonien (dès le Coniacien supérieur en Aragón) avec le dépôt de puissantes calcarénites à biostromes à hippurites en discordance angulaire faible sur un substratum raviné ou karstifié, parfois sur le Paléozoïque (lac d'Isabe), et dont la sédimentologie indique un sens d'apport du Sud-Ouest vers le Nord-Est dans un contexte tectonique subsident (Bourrouilh et Al Hamawi, 1993). Les basculements locaux que cela implique sont, ici, les premières manifestations de l'orogénèse pyrénéenne.

Le dépôt de calcaires micritiques (C4), peu détritiques, traduit ensuite l'enfoncement de la plate-forme au Campanien. Puis, l'arrivée de dépôts rythmiques de type flysch (C5), à matériel gréseux, marque le passage rapide de la région en situation de talus continental incliné vers le Nord. Car au Sud, sur la Sierra de Bernera, se déposent pendant le Maestrichtien des marno-calcaires à cachet moins profond, les « calcschistes à Navarrelles » (P. Souquet, 1967), où progradent divers niveaux terrigènes de plate-forme. La sédimentation s'est probablement poursuivie jusqu'au Lutétien d'une façon proche de ce que l'on connaît à l'Ouest et au Sud : calcaires de plate-forme, marnes et turbidites terrigènes (Teixell et Garcia-Sansegundo, 1994).

Le paroxysme : les chevauchements pyrénéens

C'est à partir du Lutétien que se sont produites les premières poussées générant des chevauchements plats vers le Sud et se branchant sur un niveau de décollement basal (« chevauchement de Larra », à l'Ouest du pic d'Anie, situé dans le Santonien vers la base des calcaires à silex (Teixell, 1990). Il est recoupé postérieurement par le chevauchement du Lacourá qui viendrait se confondre avec la faille du col d'Iseye limitant au Sud le Couloir de décrochement Bielle-Accous (CDBA). Laquelle est relayée à l'Est par le chevauchement des Eaux-Chaudes et la faille des Eaux-Bonnes. Dans ce schéma les chevauchements du secteur des Eaux-Chaudes, restés plats au-dessus du socle granitique, pourraient être l'équivalent du chevauchement de Larra, les lames de Trias en plus.

Postérieurement s'est produit, sous l'effet d'un serrage à composante d'orientation N-S importante, la formation du périclinal dessiné par le Mésozoïque, autochtone et allochtone, compression se traduisant dans le socle par des cassures et par la réactivation de failles hercyniennes. Des mouvements en faille inverse comme aux gorges du Bitet (coupe DD'), ou en faille normale comme le long de la faille complexe du col de la Sagette (coupe BB'), ont pour effet de redresser et même de rebrousser vers le Nord

le Crétacé supérieur autochtone et les chevauchements ce qui conduit à admettre que les fronts de nappes se situaient bien plus au Sud. Au pic du Midi d'Ossau ce sont ces cassures W-E à SW-NE qui, ayant évolué en failles inverses à vergence sud, engageant des sédiments permien, donnent à l'édifice volcanique sa structure actuelle. De telles failles existent aussi dans les terrains permien. Peut-être y a-t-il eu aussi un rejeu à vergence sud de la faille de Peyreget.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

TECTONIQUE VARISQUE

Après l'amorce d'une ouverture océanique au Dévonien moyen, pendant laquelle l'amincissement crustal a provoqué une augmentation du gradient géothermique et donc un métamorphisme de la croûte inférieure (cf. feuilles voisines Vielle-Aure et Gavarnie), a débuté, dès le Carbonifère inférieur, la fermeture du bassin avec le rejeu en tectonique tangentielle des accidents longitudinaux qui, durant tout le Dévonien, ont contrôlé les événements sédimentologiques. Ces accidents seront repris postérieurement par les chevauchements tardi-varisques et alpins. Les premiers dépôts discordants sur le Paléozoïque datent de l'Autunien.

Succession des déformations

On pensait autrefois à une suite de phases de déformations distinctes, souples ou cassantes. En réalité, les phases qui sont décrites ci-dessous nécessairement tout à tour relèvent d'une déformation continue dans le temps.

À la première phase (H1) sont attribués des plis isoclinaux, métriques à décamétriques et à schistosité de flux ; leurs axes, E-W au Nord des Eaux-Chaudes, sont N-S à N20°E en haute vallée de Brousset, dans le bois de la Traillère et en vallée d'Aspe. À la deuxième phase (H2), paroxysmale, correspondent les plis cartographiques de direction sensiblement E-W. Il s'agissait vraisemblablement de plis droits, parfois faiblement déjetés vers le Nord (partie nord de la feuille) ou vers le Sud (partie sud de la feuille), affectés selon la lithologie par une schistosité de flux ou de fracture (plongements N80 ou S80). Des accidents WNW-ESE très redressés et légèrement obliques par rapport aux plis précédents ont ensuite divisé ce bâti varisque en compartiments WNW-ESE. La troisième phase de déformation (H3) correspond à une fracturation N20°E à N-S, subverticale et à des chevauchements à faible plongement vers le Nord.

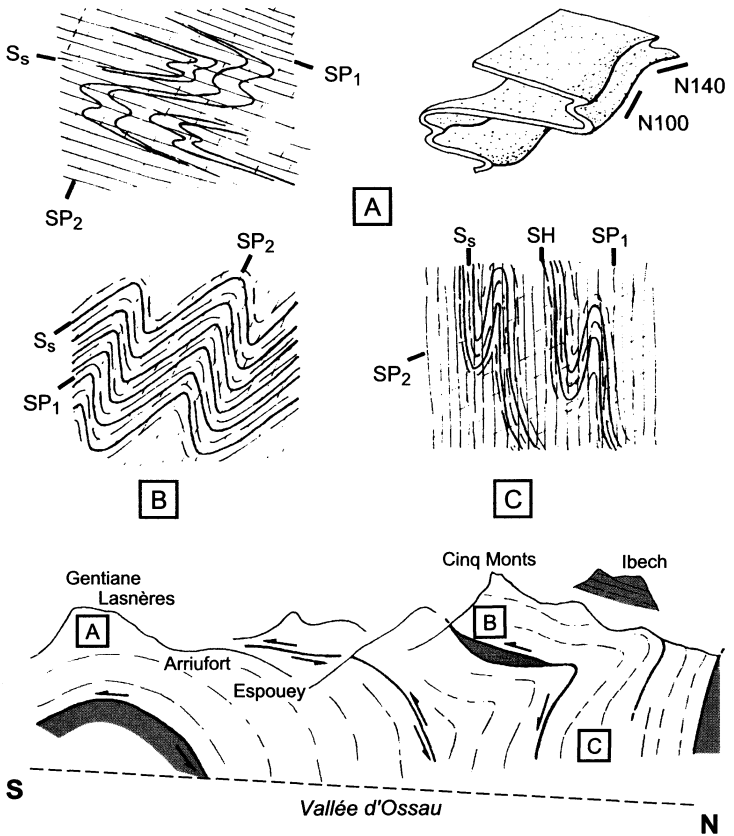


Fig. 6 - Le chevauchement Cinq Monts - Gentiane à l'Ouest de la vallée d'Ossau

A : schémas de détails des structures visibles au Pic Lasnères ;

B : détail au Signal de Cinq Monts

C : détail au bas de la vallée d'Ossau, en aval de Laruns. S_s, stratification ; SH, schistosité hercynienne ; SP₁, SP₂, schistosités pyrénéennes.

En blanc, terrains paléozoïques ; en grisé, terrains post-hercyniens

D'après C. Majesté-Menjoulas, 1968

La tectonique varisque dans le secteur de Laruns (coupes AA', BB', CC')

Au Nord du Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes, le Paléozoïque est découpé par des accidents longitudinaux varisques qui ont joué activement durant le cycle alpin (accidents du Valentin, de la Montagne Verte, des Cinq Monts, de Listo). Fortement déformée par la tectonique alpine comme l'indiquent le déversement général vers le Sud et les chevauchements sur le Crétacé des Eaux-Chaudes, cette zone présente de nombreuses structures, recoupées par la première schistosité alpine, qui peuvent donc être rapportées au cycle varisque.

Les plis varisques, à plans axiaux subverticaux au niveau de la vallée, se couchent vers le Sud en altitude. La schistosité principale hercynienne, de direction N110°E à N120°E, suit la même évolution ; de subverticale elle devient progressivement subhorizontale en altitude (fig. 6). Elle présente souvent des stries de direction N-S dues à son rejeu alpin en surface de glissement. Localement, quelques plis décimétriques précoces peuvent être observés (sentier d'Arrioutort).

À la Montagne Verte, les plis E-W sont repris par des plis N-S à N20°E à axes très redressés et dont les plans axiaux sont parallèles à la schistosité déformée des plis majeurs ; une fracturation de même orientation peut s'y superposer. Les grandes cassures hercyniennes sont soulignées par des filons de quartz (versant Assouste-Aas).

Plus à l'Ouest, au Montagnon d'Iseye, l'ensemble est plissé N60°E avec plongement d'axe 40° à 60° vers le Sud-Ouest et déversement très marqué vers le Sud-Est. Là, le Paléozoïque chevauche les terrains crétacés du revêtement normal du pic de la Gentiane.

Dans le lambeau de charriage du Gourzy, les nombreux plis synschisteux, métriques à décamétriques, correspondent à des plis hercyniens de phase principale, à l'origine certainement droits, transportés et couchés vers le Sud.

La tectonique varisque dans la haute vallée de Brousset

Les structures varisques y sont nombreuses (tabl. 3) ; parmi celles-ci citons l'accident du col de la Sagette décrit ci-dessous et le pli couché de Moustardé.

Le Paléozoïque est déformé par de multiples replis parfois imbriqués en écaillés complexes déversées vers le Sud. Les structures varisques sont fossilisées par les coulées de lave du pic du Midi d'Ossau.

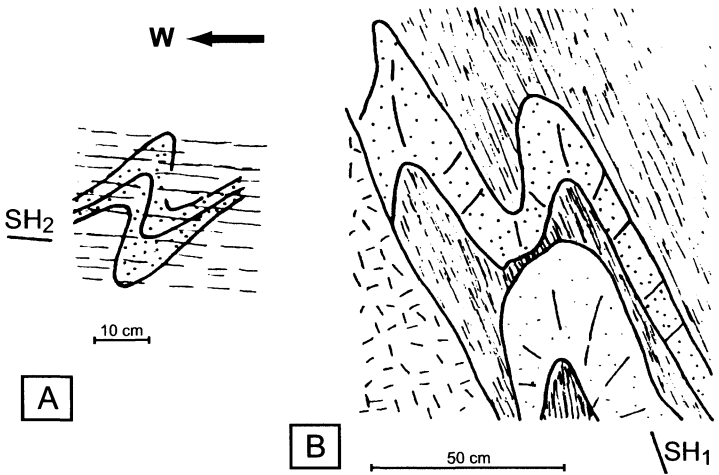


Fig. 7 - Plis hercyniens de la phase 1 - Crête de la Sagette
A : axe N 160° E ; B : axe N 20° E

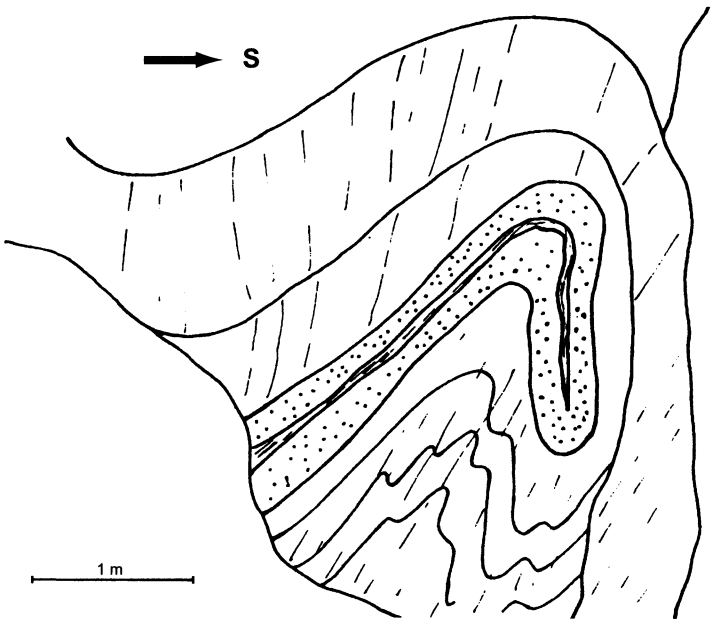


Fig. 8 - Tectoniques superposées dans la crête de Gabardère
Superposition de plis E-W homoaxes

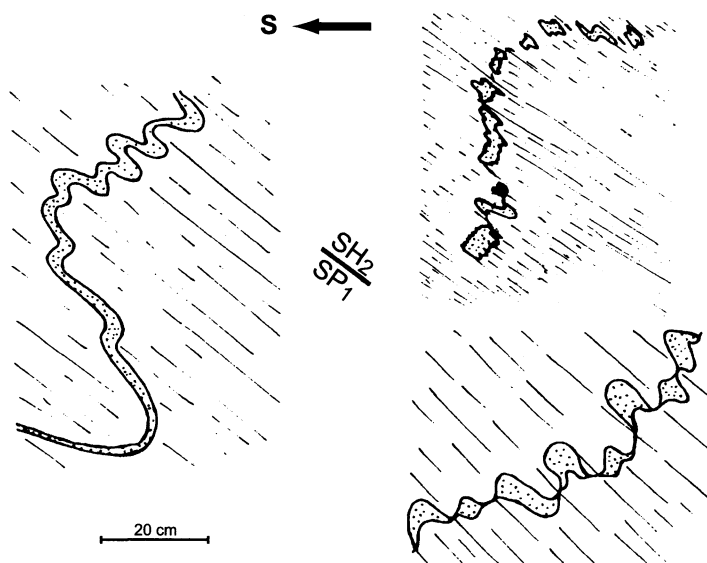


Fig. 9 - Plis déversés vers le Sud à la Sagette de Buzy
Schistosité de flux dans les pélites et plissement des bancs gréseux (en pointillés)
Schistosité hercynienne réactivée SH_2 ou pyrénéenne SP_1 ; glissements le long des surfaces de schistosité

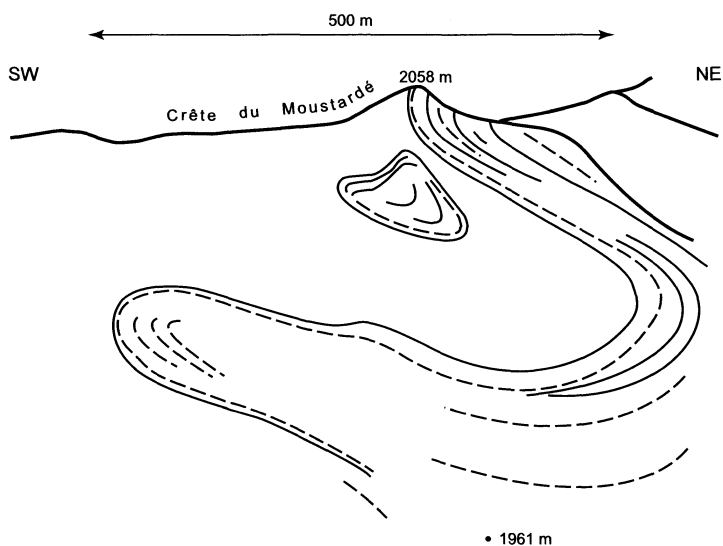


Fig. 10 - Plis de la crête du Moustardé

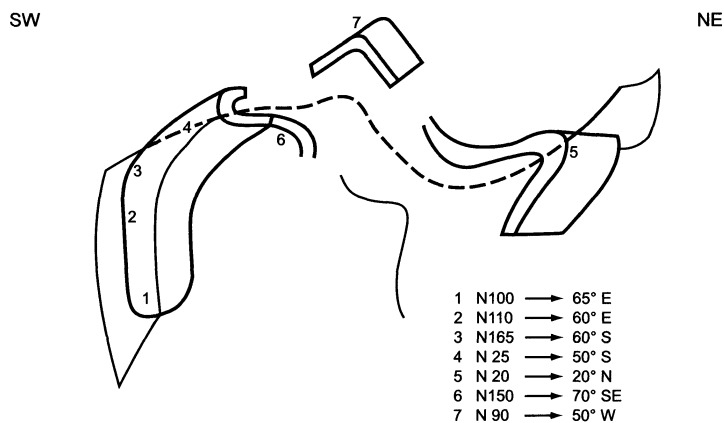


Fig. 11 - Plis décimétriques à métriques affectant les lydiennes du Moustardé

La chronologie des déformations est la suivante :

- plis N-S à N20°E (parfois N160°E) d'échelle centimétrique à métrique (Sagette, crête de Gabardère), parfois hectométrique (Moustardé), ceci en relation avec la lithologie (fig. 7, 8, 10). Ces plis sont accompagnés d'une schistosité de flux ou de crénulation (pli-fracture) plan axial montrant un déversement à l'Ouest ou l'WSW ;
- plis E-W (N80°E à N110°E) déversés vers le Sud avec schistosité de fracture plan axial (fig. 9) ;
- chevauchements avec déplacement vers le Sud et le SSW.

L'accident du col de la Sagette

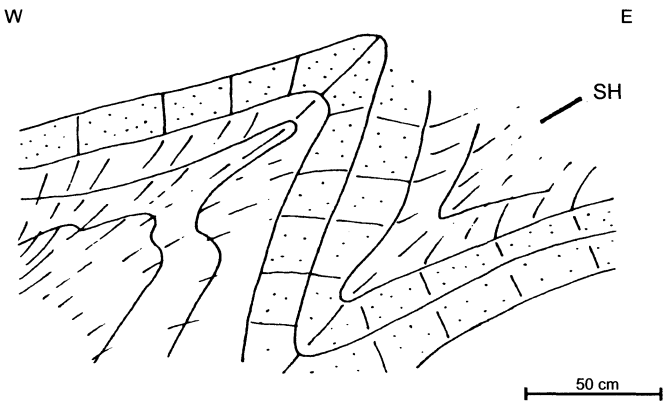
D'orientation générale WSW-ENE, il met en contact au Nord-Est du lac de Fabrèges les calcaires métamorphiques du Dévonien inférieur, au Nord-Ouest, avec les séries à dominantes pélitique et gréseuse du Dévonien moyen supérieur et du Carbonifère, au Sud-Est.

Il s'agit d'une zone broyée, constituée par un faisceau de failles observable jusqu'à la plaine du Soussouéou. À l'Ouest de la vallée d'Ossau, cet accident, très redressé, passe au col de Lavigne, au col Long de Magnabai et se raccorde ensuite aux nombreux accidents parallèles WNW-ESE du pic d'Aulère et du pic Gaziès. Son jeu alpin est indiscutable.

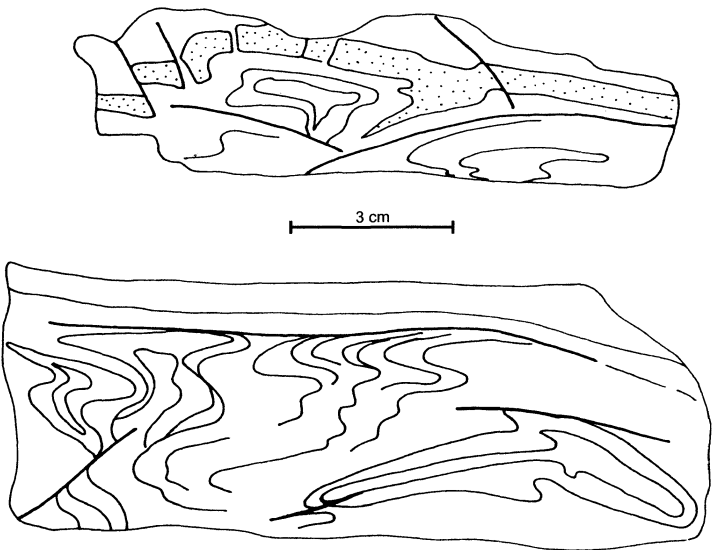
Le pli de Moustardé

Depuis le défilé de Tourmont, on voit se dessiner sur le versant sud de la crête de Moustardé deux replis synclinaux et deux replis anticlinaux déversés à couchés vers le Sud. La coupe subméridienne entre la cote 1961 m du défilé de Tourmont et le sommet montre : en bas un synclinal de pélites carbonifères à plantes, puis un repli anticlinal avec calcaires viséens, lydiennes et calcaires griottes, un nouveau synclinal carbonifère puis, au sommet un anticlinal dévonien entourant un îlot de calcaires viséens et de lydiennes (fig. 10 et Mattauer, 1984, p. 328). Il s'agit en fait de la reprise par des plis d'axe W-E d'un pli primitif d'axe N-S couché vers l'Ouest. Dans le détail, les lydiennes sont affectées par de nombreux replis décimétriques d'axes N-S repris par des plis E-W légèrement déversés vers le Sud (fig. 11). Ceux-ci, que l'on retrouve dans les pélites carbonifères à quelque 200 à 250 m à l'Ouest du défilé de Tourmont, sont recoupés par des chevauchements à mouvement vers le Sud-Ouest ou l'WSW.

Entre Soques et Tourmont, le long du gave de Brousset, les structures présentent certaines différences. En général, la plupart des plis sont droits, à plans axiaux N120°E et reprennent des structures antérieures couchées vers l'Ouest. Mais d'autres orientations existent qui peuvent s'expliquer soit par une disharmonie dans le plissement des séries dévoniennes et



**Fig. 12 - Première phase hercynienne dans le Massif du Bois de la Traillière
Pli N 20° E déversé à l'Est avec schistosité plan axial de fracture dans les
bancs gréseux (pointillés) ou de flux dans les pélites**



**Fig. 13 - Figures d'interférences dans les pélites du Bois de la Traillière.
Figures en champignon de type 2 (J. Ramsay, 1967)**

dévono-carbonifères, soit par la présence d'accidents chevauchants tardi-hercyniens. Les plis droits s'appuient au Sud contre les masses récifales d'Estremère, et les plis couchés sont situés au-dessus de celles-ci.

La tectonique varisque dans le massif du bois de la Traillère

Ce massif de Dévono-Carbonifère plus ou moins apparenté à celui des compartiments situés au Nord de Laruns, est recouvert par des terrains postvarisques discordants (Trias inférieur) ou chevauchants (Trias moyen et supérieur ophitique, Jurassique et Crétacé inférieur des pics Bergon et la Marrère).

Il chevauche au Sud le Crétacé supérieur du pic Permayou et à l'Est, il participe au chevauchement sur le Crétacé supérieur discordant sur le Paléozoïque du pic de la Gentiane. Ce dispositif ainsi que les accidents qui divisent le massif sont évidemment d'âge pyrénéen.

Mais trois déformations varisques apparaissent dans la vallée du Gabarret (fig. 12 et 13).

D'abord, de nombreux plis synschisteux de détail, d'échelle métrique à décamétrique, concentriques ou semblables suivant les niveaux, à axes orientés N 20° E, à plongement axial généralement faible (10 à 20°N), mais qui, repris par des déformations postérieures, peuvent être redressés jusqu'à 60°N ou 60°S. Ces plis sont légèrement déversés vers l'Est ou vers l'Ouest selon les secteurs. La schistosité, plan axial, d'orientation N20°E plonge de 60° dans ces mêmes directions. La dissymétrie des plis de détail est en accord avec l'existence d'un vaste pli anticlinal d'axe N-S (dans la disposition postorogénie pyrénéenne).

Ensuite, des plis métriques à charnières moins aiguës que les précédents et à axes orientés N80 à N110E plongeant de 0° à 30° vers l'Ouest. Les plans axiaux N80° à N110 °E plongent de 70° vers le Nord ; il s'y rattache une schistosité de fracture.

Enfin, sur ces mêmes affleurements, des ondulations décamétriques de type flexural et des plis en chevrons reprennent les structures précédentes.

L'âge hercynien de ces plis est démontré par les relations géométriques entre les terrains mésozoïques et paléozoïques. Ainsi, dans cette vallée, à 500 m au Nord-Est de la borde de Soudious, le Trias détritique débute par un conglomérat remaniant une rhyolite intrusive dans le flanc normal d'un pli d'orientation N20°E. Les plis N20°E, antérieurs à la mise en place de la roche magmatique, sont antérieurs au Trias inférieur et sont donc varisques. Plus haut sur la crête, ce sont des plis E-W que cache le Trias inférieur.

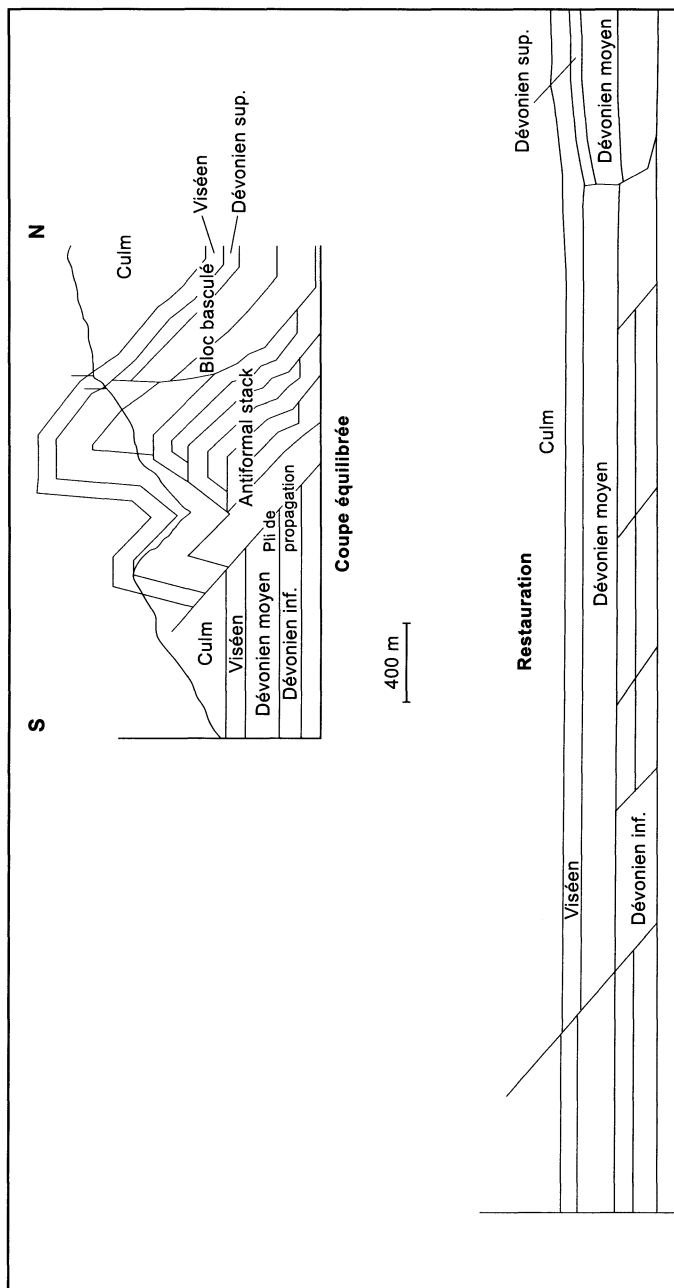


Fig. 14 - Anticlinal du fort du Portalet. Coupe équilibrée de la "Mature" (d'après A. Daudignon, 2002)

La tectonique varisque dans la vallée d'Aspe

En vallée d'Aspe, les structures varisques localement déformées par la tectonique alpine sont « fossilisées » au Nord et à l'Ouest par le Crétacé supérieur des pics Arapoup, d'Oueillarrisse et d'Anie, et au Sud par le Permien du synclinal de l'Aragón Subordán.

Dans l'aire anticlinale des montagnes de Lescun, les terrains du Dévonien et du Carbonifère dessinent des plis serrés, déjetés à déversés vers le Sud-Ouest, et de direction évoluant de NW-SE à N-S. La schistosité principale, plan axial de ces plis, suit cette courbure ; d'abord N110°E puis N140°E à plongement fort vers le Nord-Est, elle devient subméridienne à plongement vers l'Est.

Dans l'aire anticlinale de Cette-Eygun, des plis serrés de terrains dévoniens et carbonifères sont orientés N120° à N140°E et déversés vers le Nord-Est. Ils présentent une schistosité de flux ou de fracture selon la lithologie. La discordance du Crétacé supérieur du pic Arapoup, basculée vers le Nord, les cache.

L'aire synclinale d'Etsaut-Urdos à remplissage de Carbonifère à faciès Culm est affectée de replis anticlinaux (fort du Portalet, Peilhou, Forges d'Abel), déjetés vers le Sud ou nettement déversés vers le Sud-Ouest. Ces plis sont interprétés comme des anticlinaux de rampe liés à des chevauchements qui ont pu jouer dès le Carbonifère inférieur et durant la sédimentation du Carbonifère. On peut ainsi expliquer les différences entre les séries des flancs nord et sud de l'anticlinal du fort du Portalet ; en effet le flanc nord présente une série plus complète que celle du flanc sud, et un redoublement de cette série. C'est ce que traduisent les coupes équilibrées (A. Daudignon), calculées pour les secteurs de la Pène d'Udapat, de la Cristallère et du fort du Portalet (chemin de la Mâtüre) à partir du jeu en failles inverses d'anciennes failles listriques dévoniennes (fig. 14).

Au monte Tobazo, au sud du col du Somport, la structure est aussi celle d'un anticlinal de rampe. Les terrains dévoniens et carbonifères ont d'abord été déformés par des plis N-S à N20°E, décamétriques à hectométriques, affectés par une schistosité de fracture plan axial et par des chevauchements vers l'ouest. Puis ils ont été ployés en une structure anticlinale E-W à plan axial à plongement nord. La présence de plusieurs chevauchements mineurs à plongement nord permet de lier cette structure à un chevauchement aveugle à vergence sud. Les formations permienes du Somport cachettent cette structure. Comme au fort du Portalet, la série du versant nord, avec la présence de calcaire à crinoïdes du Frasnien surmontés par le Tournaisien et reposant sur les formations récifales du Frasnien inférieur, est plus complète que celle du versant sud où le Tournaisien repose directement sur les calcaires récifaux.

Magmatisme et métamorphisme

C'est vers la fin de la période de compression namuro-westphalienne que se sont mis en place les massifs granitiques de Cauterets occidental, d'Arcizettes et des Eaux-Chaudes. Un âge de $301,2 \pm 8,7$ Ma récemment obtenu pour ce dernier confirme en effet ce que suggéraient le parallélisme de la direction générale des plis hercyniens et de la bordure des massifs de Cauterets et des Eaux-Chaudes –les plis de détail sont souvent recoupés par le granite– (Mirouse, 1966) et la superposition aux structures tectoniques (Reyx, 1973) du métamorphisme du petit massif d'Arcizette. Une autre manifestation magmatique, diffuse, de chimisme acide, s'est produite peu avant ($314,3 \pm 1,5$ Ma) essentiellement, semble-t-il, dans les terrains situés au Nord de la faille des Eaux-Bonnes.

Assez semblable au granite du Néouvielle par sa structure à deux zones concentriques, le granite des Eaux-Chaudes pourrait avoir lui aussi une origine continentale et mantellique à forte contribution crustale (Debon, 1976). La structure résulterait de la mise en place successive de deux magmas dérivant de matériaux sources distincts pour chaque zone (Alibert *et al.*, 1988).

Parvenus dans des couches relativement élevées des terrains hercyniens où le métamorphisme général est inexistant ou très faible (zone à chlorite, muscovite, épidote), ces plutons ont développé une auréole de métamorphisme de contact dont la limite, assez nette, correspond à l'apparition de la biotite et/ou de l'andalousite dans les pélites argileuses.

D'après J. Reyx, autour des petits pointements granodioritiques d'Arcizette, les pélites ont donné des cornéennes tachetées à biotite et andalousite (très altérée) qui sont chargées en grenats (almandin) à quelques mètres de la roche magmatique. La croissance des minéraux s'est faite dans le plan de la schistosité hercynienne principale préexistante.

L'auréole est relativement peu développée en bordure du granite de Cauterets (Debon, 1996). Elle peut atteindre 1 km de largeur près du granite des Eaux-Chaudes (Costes, 1972). Les pélites argilo-gréseuses y ont pris le faciès des schistes tachetés, très durs, et le litage est conservé : dans les lits à quartz des phyllites ont cristallisé entre les grains à partir des argiles interstitielles ; dans les lits argileux se sont développées la séricite et la chlorite en zone interne de l'auréole, la biotite, l'andalousite, la tourmaline, la cordiérite et l'apatite dans la zone externe. Les calcaires ont été transformés en cipolins blancs, verdâtres ou beiges, renfermant des grenats et des pyroxènes (wollastonite signalée à la Sagette) et de fins cristaux de blende et de galène. Très près du granite, dans les gorges du Bitet, les alternances calcaire/pélite ont donné une roche rubanée formée de lits vert clair à grenat (grossulaire), quartz,

calcite, et de lits sombres à épidote et clinopyroxènes. Ce métamorphisme se serait produit à 520-530°C sous une pression de 1 000 bars.

TECTONIQUE PYRÉNÉENNE

• Haute chaîne primaire

Succession des déformations

Trois déformations alpines ont successivement repris les structures hercyniennes ; elles ne sont particulièrement nettes que dans le couloir de décrochement de Bielle-Accous (CDBA).

La première est contemporaine des mouvements de déversement vers le Sud ; son orientation varie selon les secteurs. En domaine charrié, les plis sont déversés à couchés avec une schistosité de flux ou de fracture de plan axial à faible plongement nord. Dans le Paléozoïque non chevauchant, les plis par flexure hercyniens évoluent en plis par glissement avec formation de pseudo-stratifications par migration de la stratification dans les plans de schistosité. La schistosité alpine de direction N110°E, très voisine de celle de la schistosité principale hercynienne, affecte les conglomérats triasiques de la plaine d'Ibech, le Permien de la vallée d'Aspe, le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne et le Néo-crétacé.

Ces premiers plis sont ensuite déformés par des plis en chevrons et des plis en genoux accompagnés d'une schistosité de fracture de direction N130°E à plongement sud (60° à 45°S). Ainsi, un mouvement de déversement vers le Nord a suivi le déversement vers le Sud. Ceci est très net dans le secteur de Laruns (Rochers des Cinq-Monts, pic de Gerbe) mais aussi dans les formations mésozoïques du Layens et de l'Ourdinse à l'Ouest et à l'Est de la vallée d'Aspe (coupe CC').

Enfin, localement, se sont produites des ondulations et des plis en chevrons à axes subméridiens accompagnés par une schistosité de fracture et par une fracturation subverticale N-S à N20°E.

Au cours de ces déformations, certains accidents varisques ont rejoué en chevauchements plats ou en décrochement.

Tectonique tangentielle

Au Sud de Laruns, des terrains paléozoïques viennent en position de recouvrement sur les terrains d'âge crétacé supérieur du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (Bresson, 1903 ; Casteras, 1943 ; Mirouse, 1962 ; Ternet, 1965 ; Majesté-Menjoulàs, 1979). L'érosion a ainsi isolé au Sud

plusieurs klippes (Gourzy et crête de Cézy) reposant sur des calcaires santoniens (fig. 15 et 16). À la partie basale de celle du Cézy est conservé un repli de Crétacé supérieur en disposition inverse, témoin de la couverture de ce Paléozoïque, et en divers points de la surface de charriage existent des masses de conglomérat attribué au Trias inférieur, ayant probablement la même signification.

L'accident chevauchant court le long du Valentin à l'Est des Eaux-Bonnes, avec une direction N110°E et un plongement très fort au Nord : c'est l'accident du Valentin, ou « faille des Eaux-Bonnes » (Bresson, 1903). Il se poursuit vers l'Est (feuille Argelès-Gazost) au-delà du Gabizo, ne mettant plus en contact que des terrains paléozoïques par laminage complet du Crétacé supérieur. À l'Ouest des Eaux-Bonnes, il se couche progressivement puis devient subhorizontal en rive gauche de la vallée d'Ossau, avant de reprendre la direction W-E au Nord du bois de Bouerzy au sein de terrains paléozoïques dans lesquels il semble s'amortir.

Ces terrains paléozoïques appartiennent à un vaste anticlinal couché vers le Sud-Est. La couverture de Crétacé supérieur du flanc inverse, désolidarisée (faille des Eaux-Bonnes), a été entraînée dans le mouvement et, ainsi, charriée sur le Crétacé supérieur du revêtement sédimentaire du granite : c'est le chevauchement des Eaux-Chaudes. Renversée, affectée de plis isoclinaux serrés, déversés vers le SSE, faillés, évoluant en écailles, elle couvre la zone Bouerzy-Cézy-bois d'Assouste probablement limitée à l'Est par l'accident de Lurdé-Pambassibé. En avant de cette zone (Sud-Est), une lame de Crétacé supérieur en série normale, décollée au niveau du Santonien inférieur, fragmentée et ployée, s'est avancée sur le Crétacé autochtone ; elle correspond à la zone Pambassibé-Petite Arcizette. Le déversement vers le Nord du pli de la Petite Arcizette résulte vraisemblablement du basculement vers le Nord du substratum paléozoïque après la mise en place de la nappe, lors du bombement final (et récent) de la Haute chaîne.

Tous les accidents dont il vient d'être question sont jalonnés par du Trias de faciès Keuper et Muschelkalk, accompagné d'ophites, dont l'origine doit être recherchée assez loin vers le Nord-Ouest dans une région où le Crétacé supérieur reposait probablement sur le Trias -donc au-delà de la position initiale du bois d'Espacte (où il n'y a pas de Trias moyen-supérieur sous le Crétacé supérieur, non plus que de Crétacé inférieur et de Jurassique, ce qui ne signifie pas qu'ils ne s'y soient jamais déposés)- soit au moins à 20-25 km du col de Lurdé.

Au Nord de cette structure appelée « compartiment Laruns-Gentiane », viennent trois unités tectoniques à matériel paléozoïque, allongées E-W à WNW-ESE, séparées par des accidents chevauchants assez semblables aux précédents, prenant leur origine dans des décrochements tardi-hercyniens :

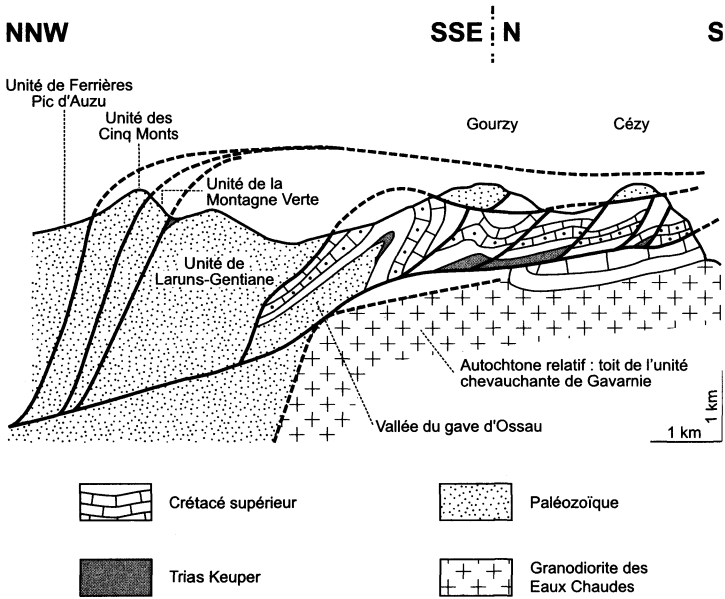


Fig. 15 - Interprétation du duplex des Eaux-Chaudes par la méthode des coupes équilibrées (d'après Crouzet, 1987, modifié)

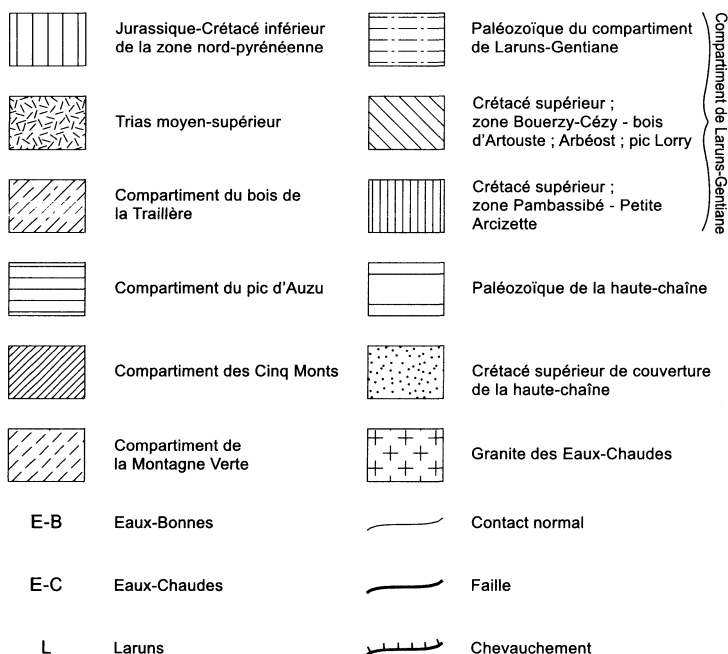
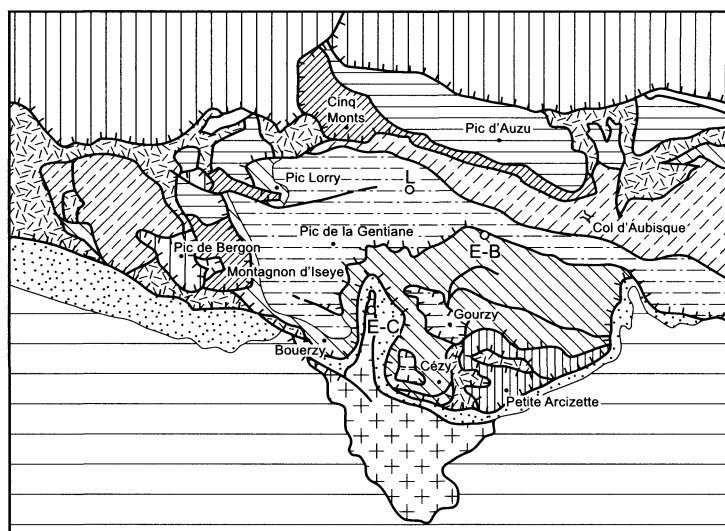


Fig. 16 - Schéma des unités structurales de la région de Laruns et couloir de décrochement Bielle-Accous (CDBA)

du Sud vers le Nord, l'accident de la Montagne Verte, l'accident des Cinq Monts, l'accident de Listo.

L'accident de la Montagne Verte, qui constitue à lui seul une véritable écaille tectonique, rejoint celui des Cinq Monts vers l'Ouest, au Sud des Rochers des Cinq Monts, pour limiter plus à l'Ouest encore le Trias de la plaine d'Ibech ; de ce fait, les terrains dévono-carbonifères de l'unité de la Montagne Verte sont ici laminés et disparaissent. Vers l'Est, l'un et l'autre accident se prolongent vers la vallée du gave de Pau délimitant le « compartiment du col d'Aubisque » (Bresson, 1903 ; Mirouse, 1966).

L'accident des Cinq Monts, jalonné de Trias et d'ophite (« accident des granges Salabert »), limite au Sud l'unité des Cinq Monts constituée d'une formation (hCM) d'âge mal défini à couverture normale de grès triasiques. On retrouve cette unité au Sud-Ouest, chevauchant le Crétacé supérieur de couverture de l'unité Laruns-Gentiane au bois d'Espacte et au pic Montaut par un accident à Trias ophitique qui est le prolongement de l'accident des Cinq Monts. Ainsi est réalisé par l'unité des Cinq Monts un mouvement d'enveloppement par l'Ouest de l'unité Laruns-Gentiane. L'accident des Cinq Monts rejoint au Sud, le Trias du col d'Iseye. Vers l'Est, l'unité des Cinq Monts se prolonge, dans l'état actuel des connaissances, jusqu'au méridien du col d'Aubisque aux abords du Trias du col de Louvie (feuille Argelès-Gazost).

L'accident de Listo, subvertical et localement à fort pendage vers le Sud, sans Trias connu, sépare l'unité précédente de l'unité du pic d'Auzu. Celle-ci est constituée par la série Dévonien inférieur-Carbonifère à plongement d'ensemble vers le NNE. Elle est limitée au Nord par la faille nord pyrénéenne. Vers l'Est, cette unité se prolonge, au-delà du Trias du col de Louvie, dans la vallée de l'Ouzom et franchit le secteur du col de Spandelles, constituant le « compartiment de Ferrières » (Mirouse). Vers l'Ouest, au-delà de la crête triasique du Turon de Lahouita, se rattachent à cette unité plusieurs blocs à série lithostratigraphique assez semblable, séparés par du Trias ophitique : du bois de l'Usclat, des Salars, de la cabane Hourquet. Le tout est séparé du massif du bois de la Traillère à l'Ouest par la lame d'ophite subméridienne du bois d'Escut à la crête de Mardas.

Cette structure complexe a pu être interprétée (fig. 15) par la méthode de la surface transférée ou des coupes équilibrées (Crouzet, 1987, inédit, modifié).

Des unités à matériel essentiellement dévonien, séparées par des accidents chevauchants souvent injectés de Keuper participent au mouvement de recouvrement sur les unités à matériel mésozoïque des Eaux-Chaudes. La série mésozoïque repose par l'intermédiaire du

chevauchement inférieur du duplex soit directement sur le Paléozoïque, soit sur le Crétacé de sa couverture. Les klippes de Gourzy et de Cézzy reposent par le chevauchement supérieur du duplex sur le Crétacé supérieur. À la verticale du village des Eaux-Chaudes on a donc la superposition de deux chevauchements (chevauchement inférieur et chevauchement supérieur) pratiquement horizontaux. Entre ces chevauchements des failles délimitent de nombreuses unités. Le chevauchement supérieur est lui-même déformé ; il plonge au Nord et constitue le premier accident d'une zone de duplex affectant les formations paléozoïques. La nappe des Eaux-Chaudes se serait mise en place au cours d'une déformation progressive débutant par des glissements intimes le long de surfaces d'anisotropie horizontales et se poursuivant, en raison du blocage sur le môle granitique des Eaux-Chaudes par l'empilement en duplex amenant la structure actuelle (coupes AA', BB', CC'). Ce duplex admet pour toit les séries du Keuper intercalées dans les accidents et pour mur un niveau de décollement dans le socle. Par le calcul, ce niveau de décollement serait à une profondeur de 2 km et pourrait donc correspondre au Silurien. Le raccourcissement total calculé serait de 50 %.

Les déformations en haute vallée d'Aspe

L'aire synclinale de l'Aragón Subordán (« synclinal de Aguas Tuertas », Mirouse) est constituée par un important remplissage de flysch namurien sur lequel viennent en discordance les formations permienues. L'ensemble des terrains carbonifères et permienus est affecté par des plis déversés vers le Sud. La surface de discordance est elle-même plissée. Les plis déformant le Carbonifère sont beaucoup plus serrés que ceux observables dans le Permien.

Une première phase correspond à des plis métriques à hectométriques d'axes N-S sans schistosité. Une deuxième phase correspond à des plis E-W à axes plongeant de 10° vers l'Ouest et plans axiaux inclinés de 40° à 60° vers le Nord. Ils sont accompagnés d'une schistosité de plan axial qui est de fracture dans les grès et de flux dans les pélites. La disharmonie est fréquente et accompagnée de glissements sur les surfaces de stratification. De nombreuses failles inclinées vers le Nord montrent un mouvement inverse, vers le Sud, souligné par des stries de glissement orientées N30°E à N170°E.

Dans le vallon d'Arnousse, une troisième phase à schistosité de fracture correspond à de simples flexures. Enfin de nombreux « kink-bands » et fentes d'extension traduisent une compression verticale et une extension N-S de l'ensemble du Somport.

Des failles tardives affectent l'ensemble : des failles inverses à plongement nord (100 m de déplacement) ; des failles normales WNW-ESE plongeant de 60 à 40°N ; des failles N-S subverticales à proximité desquelles (jusqu'à 20 m maximum) peut se développer une schistosité de fracture.

Au Sud du Permien (coupe FF'), les formations crétacées de la Sierra de Bernera et de la Sierra d'Aisa reposent en discordance stratigraphique sur le Permien ou le Carbonifère avec un fort plongement au Sud qui s'accroît vers l'Est et s'inverse même au Nord dans la montagne de Tortiellas. Ainsi se dessine la retombée méridionale de la vaste structure anticlinale pyrénéenne à déversement prononcé vers le Sud, englobant tous les reliefs d'Aspe et d'Ossau. Dans ceux-ci cette mise en dôme s'est accompagnée du rejeu d'accidents tels que celui de la Sagette, et de l'exagération d'anticlinaux tel celui du fort du Portalet.

La poussée vers le Sud s'est traduite d'abord par des décollements subhorizontaux au niveau des marnes et des calcaires campaniens, conduisant à une superposition d'écailles (hors de la zone cartographiée), sans schistosité associée. Chevauchement et autochtone sont affectés par une deuxième phase, celle qui a donné les plis WNW-ESE signalés dans le Permien, avec schistosité de fracture inclinée au Nord.

On retrouve dans le Crétacé supérieur les failles verticales subméridiennes qui affectent le Paléozoïque. Normales, elles ne présentent pas d'indices permettant de définir un mouvement. Le décalage sous la discordance de différents niveaux permien entre certaines de ces failles (Ibón d'Astanès) indiquerait un jeu tardihercynien et une réactivation durant le bombement de la zone axiale (Teixell A. *et al.*, 1994).

L'articulation entre la Haute chaîne primaire et la zone nord-pyrénéenne s'effectue par l'intermédiaire d'une zone complexe, appelée « couloir de décrochement de Bielle-Accous » (Canérot *et al.*, 2001), dont l'analyse permet de dégager la signification et le rôle de la « faille nord-pyrénéenne » des auteurs au cours de la mise en place de l'édifice pyrénéen.

• **Le Couloir de décrochement de Bielle-Accous** (fig. 17, hors-texte)

Cette zone intermédiaire, étroite (2 à 10 km), bien individualisée entre les villages d'Accous en vallée d'Aspe et de Bielle (feuille Oloron-Sainte-Marie) en vallée d'Ossau, est séparée au Nord de la zone nord-pyrénéenne par les failles du col de Bergout et du col d'Agnoures et au Sud de la zone axiale par les failles du col d'Iseye et des Eaux-Bonnes. Ces accidents bordiers à valeur de « failles-enveloppes », sont en réalité disposés en relais, l'articulation entre les failles septentrionales s'effectuant au droit du chevauchement transverse d'Ossau, celle des failles méridionales à la hauteur de la petite Arcizette. Orientés N110°E, ils présentent un faible plongement d'ensemble vers le NNE, soulignant le chevauchement général des terrains impliqués sur la haute chaîne plus méridionale.

Entre ces grandes failles directionnelles se développe une série d'accidents découpant le couloir décrochant en de multiples unités flexueuses dont la composition est éminemment changeante d'Est en Ouest.

Aux abords de la vallée d'Ossau se succèdent, du Nord au Sud, les unités de Ferrières, du Cinq Monts, de la Montagne Verte et de Laruns-Gentiane à matériel dévono-carbonifère, suivies plus au Sud par celles des Eaux-Chaudes impliquant, elles, la couverture triasique et néocrétacée. Le déversement structural vers le SSW y apparaît général et graduellement accentué du Nord au Sud.

À l'Ouest de cette vallée, ces diverses unités ainsi que les failles qui les séparent subissent une brusque torsion conduisant à une disposition d'ensemble sub-méridienne et un déversement vers le Sud-Est ou l'Est, que l'on reconnaît notamment dans le massif du bois de la Traillère, dans le bois de Sartiat et le Montagnon d'Iseye (équivalent structural de l'unité du pic de Cinq Monts), ainsi que dans le massif de la Gentiane. Ce changement d'orientation s'accompagne de l'apparition, entre Paléozoïque et Crétacé supérieur, de lambeaux de la couverture jurassique et éocrétacée flottant sur le Trias ophitique dans le massif du Bergon et de la Marère ou aux abords de la ferme de Sarrelangue.

Vers l'Ouest, à l'approche de la vallée d'Aspe, l'ennoyage de l'unité du bois de la Traillère se traduit par l'imposante accumulation d'écailles composées essentiellement de calcaires du Muschelkalk et d'argiles du Keuper, injectés de copeaux ophitiques. Le déversement de ces structures vers le SSW y redevient la règle. De récentes recherches conduisent à l'attribution, dans l'extrémité occidentale du massif du bois de la Traillère, d'une partie des schistes paléozoïques (Nord-Est d'Accous) et des calcaires du Muschelkalk (Sud de Osse-en-Aspe) à un flysch néocrétacé, ce qui accentuerait la complexité structurale du secteur.

À l'Ouest de la vallée d'Aspe, l'écaillage, très intense, intéresse non seulement le Muschelkalk et le keuper ophitique mais aussi, en particulier dans le Serrot deu Bouch, le socle quartzitique paléozoïque et sa couverture discordante de conglomérats albiens appartenant à la formation des poudingues de Mendibelza. Enfin dans le relief du pic Soulaing, à l'extrémité nord occidentale de la feuille, poudingues albiens et matériel triasique se disposent en un ensemble unique, fortement chevauchant lui aussi vers le Sud et appartenant déjà au massif d'Igountze, unité largement développée sur les feuilles voisines de Tardets-Sorholus et Larrau.

• Zone nord-pyrénéenne

Les terrains qui appartiennent à cette grande unité n'apparaissent que sur la bordure septentrionale de la feuille, dans les reliefs du Layens, de

l'Ourdinse, du pic Lauriolle et plus à l'Est, au-delà de la vallée d'Ossau, aux abords du pic de Coos. Mais ils s'étendent largement vers le Nord, sur le territoire de la feuille Oloron-Sainte-Marie, au sein du complexe plissé dit des « chaînons béarnais ».

Cet ensemble nord-pyrénéen est limité au Sud par deux grandes failles qui le séparent du Couloir de Décrochement de Bielle Accous : les failles du col de Bergout et du col d'Anoures. L'accident du col de Bergout, occidental, correspond à un chevauchement vers le Sud, notamment à la hauteur de la vallée d'Aspe où le Jurassique et le Crétacé du Layens et du plateau d'Ourdinse recouvrent presque à plat le Trias écaillé et sub-vertical occupant la dépression de Bedous-Aydius. Vers l'Est, sa flèche s'atténue graduellement à l'approche de la vallée d'Ossau. L'accident du col d'Anoures, oriental, est, lui, sub-vertical. Ces deux grandes failles directionnelles, N110°E, se relaient à la hauteur de la Plaine d'Ibech, par l'intermédiaire du chevauchement transverse d'Ossau, d'orientation N20-N30 et dont le déversement vers l'Ouest s'amorce sur les pentes orientales du Lauriolle (Canérot et Lenoble, 1993).

À l'Ouest de la vallée d'Ossau, la structure interne du domaine ici considéré révèle une série de plis N130 à fort déversement général vers le nord-est et plongement axial de 20 à 30° vers le nord ouest, affectant la couverture mésozoïque décollée sur le Trias. Les synclinaux du Layens et de Houndarette, emplis de marnes et calcaires albo-aptiens, y apparaissent ainsi séparés par l'anticlinal d'Ourdinse, dont l'axe est jalonné par des marnes triasiques ou des dolomies et calcaires du Lias inférieur. Aux abords de la vallée d'Aspe, cette organisation plicative se complique de fracturations et d'écaillages transverses, sub-méridiens, impliquant l'ensemble de la série secondaire, du Trias moyen à l'Albien.

À l'approche de la vallée d'Ossau, la série jurassico-crétacée appartenant au flanc normal du synclinal de Houndarette, accidentée de replis de détail, profondément fracturée et bréchifiée, s'enfonce sous le socle dévonien du Rocher de Cinq Monts et son revêtement triasique, à la faveur du chevauchement transverse d'Ossau. À l'Est de cette vallée, dans le massif du Coos, les assises jurassiques et crétacées des chaînons béarnais réapparaissent en série inverse à fort plongement sud, participant ainsi au flanc méridional du synclinal de Jaout, pli largement développé sur le territoire plus septentrional de la feuille Oloron-Sainte-Marie.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La chaîne des Pyrénées fait partie du système orogénique alpin d'Europe occidentale, son raccordement avec les Alpes ayant été en grande partie

oblitéré par l'ouverture à l'Est du bassin algéro-provençal (dérive Corso-Sarde à l'Oligo-Miocène). En dépit des déformations alpines le substratum anté-permien des Pyrénées qui affleure principalement dans la Zone axiale (dite aussi « Haute Chaîne Primaire ») restitue une partie de l'orogénèse hercynienne ainsi que certains événements qui lui sont antérieurs.

Le cycle varisque

La chaîne varisque résulte de collisions successives de microplaques, détachées du Gondwana au Sud et dérivant vers le Nord, avec la plaque Laurussia au Nord. L'orogénèse se termine à la fin du Carbonifère avec la collision ultime entre Gondwana et Laurussia formant ainsi le super continent Pangea. En France ; la fermeture des océans induite par la dérive des microplaques issues du Gondwana se retrouverait sous forme de 2 sutures ophiolitiques : au Nord l'océan Rhéique et au Sud de la Bretagne-Massif central l'océan « Galice - Sud Bretagne ». Les Pyrénées situés plus au Sud appartiennent à la micro-plaque Ebroïa (Ibérique-catalane-aquitaine) située dans les zones externes méridionales de l'orogénèse varisque. Elles n'ont donc à ce titre subi que tardivement les effets de la collision varisque débutant par le dépôt des flyschs namuriens (320 Ma) et finissant avec les intrusions granitiques de la fin du Carbonifère (305 Ma).

Évolution anté-Silurienne : séparation de la marge Nord-Gondwanienne

Les terrains les plus anciens relevés sur la feuille Laruns-Somport datent du Silurien, voire de l'Ordovicien pour certains d'entre eux, tous les événements antérieurs ne pourront donc être appréhendés qu'à partir des connaissances acquises dans la partie orientale des Pyrénées qui dévoile une partie du substratum profond.

Du Protérozoïque terminal jusqu'à l'Ordovicien inférieur le soubassement pyrénéen faisait encore partie de la bordure nord de la plaque gondwanienne, de même que le Massif central ou le Massif armoricain. Leur position d'alors était proche (à une dizaine de degrés) du pôle sud. Un vaste océan s'ouvrait alors au Nord, l'Océan rhéique séparant cette marge Nord gondwanienne du « continent des vieux grès rouges » de l'Europe du nord. Peut être doit-on voir dans les intrusions granitiques ordoviciennes des massifs de l'Aston, Hospitalet, Canigou et Roc de France le marqueur de la déchirure crustale (bassin arrière arc ?) qui va engendrer le morcellement de la marge nord gondwanienne. Dans les Pyrénées et la Montagne noire cet événement magmatique a sans doute été accompagné d'un bombement thermique (ou épaulement de rift) qui a conduit à une émergence régionale à l'Ordovicien moyen. Les premiers dépôts

transgressifs sur les terrains Cambriens sont datés de l'Ordovicien supérieur (Caradoc).

La dérive siluro-dévonienne vers le Nord

La transgression ordovicienne est suivie par un approfondissement généralisé qui atteint son maximum au Silurien. C'est l'époque de la dérive vers le Nord de la microplaque Ebroïa qui portait les futures Pyrénées et la Montagne noire. Cette dérive induit la fermeture des océans au Nord dont les premières déformations, enregistrées au cœur de la chaîne hercynienne, datent du Silurien-Dévonien inférieur. Les Pyrénées sont à cette époque à la dérive, isolées entre l'Océan rhéique en voie de disparition par subduction au Nord et la paléotéthys en cours d'ouverture au Sud.

Dans le bloc Ebroïa, l'évolution dévonienne vers la formation d'un bassin profond reflète-t-elle sans doute les échos lointains du fonctionnement de la marge active du Nord de la France. Aussi la distension frasnio-famenienne pourrait traduire l'ouverture d'un bassin arrière arc lié à la subduction vers le Sud d'un Océan rhéique. De même, la régression généralisée de la fin du Dévonien, marquée par un retour à des milieux de plate-forme externe et suivie d'une émergence localisée au Tournaisien inférieur (sur la feuille de Laruns-Somport) pourrait signaler le début de la collision des microplaques au Nord et leur intégration dans le supercontinent Laurussia.

Collision continentale carbonifère

La période carbonifère s'inscrit dans un contexte géodynamique de collision continentale où les dernières pièces du puzzle pangéen vont se mettre en place par coulisage le long de décrochevements dextres (tel celui du cisaillement sud-armoricain). C'est à ce stade que les parties externes de la chaîne hercynienne, comme la Montagne noire ou les Pyrénées, vont se déformer. Le déplacement du front des chevauchements vers le WSW, depuis la Montagne noire (Viséen supérieur) vers les Pyrénées occidentales (Westphalien C), s'est accompagné par la migration simultanée du bassin flexural d'avant-pays (faciès Culm). Dans le secteur concerné par la feuille de Laruns-Somport ce bassin d'avant-pays date du Namurien et les premières déformations qui l'affectent impliquent le Westphalien A sous forme de grands plis kilométriques couchés vers l'WSW. La déformation hercynienne principale de ce secteur (front orogénique) se situe donc entre le Westphalien B (310 Ma) et le Stéphanien C (300 Ma), date des intrusions granitiques post-tectoniques. Les Pyrénées sont alors le siège d'une émergence généralisée durant tout le Stéphanien jusqu'au début du Trias ; continentalisation qui concerne l'ensemble des socles européens (Pangée).

La tectonique décrochante permienne

Dans la région concernée par la présente carte, les premiers dépôts continentaux sont d'âge permien et intimement liés aux événements volcaniques (environ 275 Ma) du Pic du Midi d'Ossau et de celui, plus tardif, de l'Anayet. Les épandages continentaux permien combrent des grabens beaucoup plus vastes, d'ordre décakilométrique, que ceux du Stéphanien (absents sur la carte). Dans les Pyrénées, les premiers dépôts fluviaux stéphanien à permien, confinés dans des bassins étroits, sont liés à un jeu de fractures subméridiennes. L'ensemble des grabens adopte, au cours du Permien, des orientations différentes de NNE-SSW à ENE-WSW (en géométrie cruciforme), qui témoignent de décrochements tardifs sénestres parallèles à l'axe actuel de la chaîne. Ce dispositif va perdurer au cours du Trias.

Le cycle alpin

Il faut à nouveau insister sur l'importance de l'événement du Crétacé inférieur qui a conduit à la naissance de la micro-plaque ibérique puis à sa dérive vers l'Est. Durant toute la période anté-crétacé inférieur, le lecteur devra garder à l'esprit que la zone axiale pyrénéenne (marge nord du bloc ibérique), qui couvre l'essentiel de la feuille de Laruns-Somport, occupait alors une position beaucoup plus occidentale que sa situation actuelle. Par conséquent les sédiments triasiques et jurassiques de la zone Nord-pyrénéenne qui frangent la bordure nord de la carte ne se situaient pas dans la continuité paléogéographique de la couverture (ici érodée) de la zone axiale.

L'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys alpine

Le cadre géodynamique du Trias pyrénéen est essentiellement hérité de la structuration fini-varisque où il est possible de distinguer deux provinces aux caractéristiques géométriques et magmatiques différentes. La « Province atlantique », qui concerne la feuille de Laruns-Somport, est caractérisée par les injections ophitiques et par les téphras rhétio-hettangien ; la « Province Catalano-Alpine » quant à elle connaît dans le même temps un magmatisme différent avec basaltes alcalins.

La dynamique crustale responsable de l'ouverture des branches NE-SW, en extension NW-SE, des bassins de la province occidentale doit correspondre à un régime de décrochement sénestre sub-parallèle à l'actuel axe de la chaîne pyrénéenne. Cette tectonique est imputable au début du rifting de l'Atlantique central qui se manifeste à la limite Trias/Lias par des épanchements volcaniques (ophites). Comme dans la Téthys alpine, il s'agit d'une structuration en blocs basculés en période transgressive pendant le Rhétien et l'Hettangien inférieur et remplissage des grabens avec très fortes accumulations sédimentaires.

Cette distension durant l'Hettangien est visible dans des grabens d'orientation N30-N40°E en Aquitaine, dans le Sud-Est de la France, dans le bassin de Paris et au Nord de l'Espagne.

Du Sinémurien au Bathonien moyen, les Pyrénées, à l'image de la Téthys alpine, connaissent encore 2 cycles transgressif-régressif liés à de nouvelles pulsions extensives en horsts et grabens. La jonction entre la Téthys alpine et l'Atlantique central est alors réalisée à l'emplacement de l'actuel détroit de Gibraltar.

La limite callovo-oxfordien se caractérise par un brusque approfondissement des faciès marquant probablement une subsidence thermique des marges de la Téthys alpine à l'Est. Peu après, à l'Oxfordien moyen, la paléogéographie change radicalement, passant d'une organisation nord-sud (la plate-forme occitane) à un système est-ouest (sillon Béarn-Causse-Diois). Ce changement est attribué à l'ouverture de l'Atlantique moyen et aux premiers jeux de distension (Kimméridgien inférieur) qui préfigurent l'ouverture du golfe de Gascogne. Le passage oxfordien-kimméridgien voit le retour de la mer sur la quasi-totalité du domaine pyrénéen avec des érosions sur les plates-formes (amplifiées par des mouvements tectoniques extensifs ou cisailants). En aval des plates-formes, s'accumulent les brèches polygéniques (couverture de l'Arize).

Les grandes lignes de l'histoire géodynamique de la chaîne pyrénéenne jusqu'alors identiques à celles relevées sur la marge ardéchoise, la plate-forme languedocienne et dans le bassin de Paris divergent dans les Pyrénées à partir du Kimméridgien, date du début de l'individualisation du micro-bloc ibérique.

Au Tithonien, les dépôts témoignent d'une importante régression qui provoque la progradation vers le bassin.

L'ouverture du bassin axial

Un bombement anté-rift

Dans les Pyrénées, l'une des caractéristiques principales de la période Jurassique terminal-Barrémien est l'absence générale de faciès marins francs et l'existence d'émersion au Sud du Bassin aquitain, ce dernier ne devient distal et subsident que dans le bassin de Parentis.

Sur la feuille Laruns-Somport, la période Malm-Barrémien est uniquement représentée par des bauxites localisées dans la zone nord-pyrénéenne ; la zone axiale, quant à elle, sera soumise à une érosion jusqu'à la fin du Crétacé inférieur.

Le niveau marin le plus bas de tout le Crétacé se situe au Valanginien moyen mais ceci explique en partie seulement cette phase de continentalisation du Crétacé inférieur sur l'axe pyrénéen. Il faut dès lors admettre l'existence d'un bombement thermique qui précède l'ouverture du sillon nord-pyrénéen. La formation de ce bassin, par le jeu de failles normales, favorise la transgression des formations aptiennes sur ses marges dont le faciès urgonien, diachrone, en jalonne les limites.

Le rifting Barrémien-Aptien

L'événement majeur de la période Barrémien-Aptien tient donc la création de deux marges stables, ibérique au Sud et européenne au Nord, séparées par un large bassin axial pyrénéen (sillon nord-pyrénéen) induit par la transtension bédoulienne. Les reconstitutions palinspatiques de ces deux marges à l'Aptien-Albien supposent leur découpage en blocs plus ou moins basculés limités par des failles synsédimentaires, normales et coulissantes senestres qui prolongent la structure du golfe de Gascogne.

C'est à partir du Bédoulien (Aptien inférieur) qu'apparaissent les épaisses et monotones accumulations terrigènes de type « Black Shales » (ici Marnes de Sainte-Suzanne) qui emplissent le bassin axial pyrénéen. Ce bassin étroit s'ouvre vers la Téthys à l'Est et vers l'océan nord-atlantique à l'Ouest ; avec une profondeur, une subsidence et des pentes beaucoup plus accentuées en direction du golfe de Gascogne. Les deux marges stables, européenne au Nord et ibérique au Sud sont recouvertes du Gargasien (Aptien supérieur) à l'Albien moyen par des prismes urgoniens, diachrones et centrifuges, d'âge de plus en plus récent vers la périphérie du domaine. Ces calcaires urgoniens surmontent un substratum jurassique de plus en plus ancien, lequel présente fréquemment des figures d'altérations (bauxites) reflétant le littoral de l'époque. L'Urgonien de la feuille Laruns-Somport, ainsi que les bauxites sous-jacentes, représentent les vestiges de la marge sud du sillon nord-pyrénéen.

Dans le détail on peut identifier plusieurs saccades d'extension liées à l'ouverture du Sillon nord-pyrénéen :

- au Bédoulien marquée par le dépôt des « Marnes de Sainte-Suzanne » ;
- au Gargasien supérieur provoquant le développement de brèches d'escarpement de failles (en Béarn) ;
- enfin au Clansayésien où un nouvel approfondissement est signalé par les « Marnes noires à Spicules ».

Albien : la dérive de la plaque ibérique

L'Albien marque un tournant capital de l'évolution géodynamique des Pyrénées, c'est le moment de l'océanisation de l'Atlantique Nord (entre

Ibérie et Newfoundland) qui doit induire la dérive de la microplaque ibérique. Le fossé nord-pyrénéen, qui constitue la limite entre les 2 plaques, fonctionnerait alors en faille transformante senestre (de 100 à 400 km de déplacement selon les auteurs) qui assurerait la jonction entre l'océan Atlantique Nord et l'océan Valaisan dans les futures Alpes. La marge sud européenne émergée représentée par un axe Carcassonne-Bordeaux, ainsi que la marge nord ibérique correspondant à la zone axiale pyrénéenne constituaient alors les épaulements du rift et étaient soumises à une forte érosion.

Dans le sillon nord-pyrénéen (et le Sud du Bassin aquitain) cet événement albien se signale par des phénomènes sédimentologiques (turbidites), tectoniques (diapirisme), métamorphiques (zone interne métamorphique) et magmatiques.

La sédimentation turbiditique (qui comprend les « poundings de Mendibelza ») affleurant sur la présente feuille, débute dans le sillon nord-pyrénéen dès la fin de l'Albien inférieur (110 Ma). Dans les Pyrénées occidentales, elle se généralise sur toute la longueur de la chaîne pyrénéo-cantabrique à l'Albien supérieur (à partir de 102 Ma). Les plates-formes ibériques et européennes étaient encore épisodiquement recouvertes par des dépôts transgressifs, carbonatés (calcaires urgoniens ou bioclastiques) ou grés-glauconieux (grès verts).

La propagation du rifting vers l'Est a provoqué l'exhumation et l'érosion du manteau sous-continental (lherzolithe), l'émission d'un volcanisme alcalin ainsi que le métamorphisme de la bordure sud du sillon (zone interne métamorphique). Il faut signaler que l'ouverture du bassin est dissymétrique, la marge sud étant fortement exhumée à la faveur d'un intense réseau de failles verticales (future faille nord-pyrénéenne). Cette dissymétrie du sillon nord-pyrénéen jouera un rôle décisif lors de la compression Crétacé-Tertiaire puisqu'elle va favoriser la subduction vers le Nord de la plaque ibérique sous la plaque européenne avec une concentration des déformations sur la marge sud (zone axiale et sud-pyrénéenne).

Le Crétacé supérieur : rotation de la plaque ibérique

L'ouverture et l'expansion albienne du Golfe de Biscaye qui paraît plus jeune que celle de l'Atlantique Nord se termine au Campanien. Durant la période Cénomanién à Campanien cette expansion doit obligatoirement induire une rotation anti-horaire du bloc ibérique et provoquer à l'Est, en Provence et dans le Sud des Alpes, les premiers mouvements compressifs entre les plaques européenne et ibérique. L'axe d'inversion entre le quadrant divergent à l'Ouest et le quadrant convergent à l'Est varie selon les auteurs mais devrait se situer non loin des Pyrénées orientales.

L'envolement, au Cénomanien, de la zone axiale occidentale (très bien illustrée sur la feuille Laruns-Somport) marque le début d'un cycle transgression-régression qui progresse d'Ouest en Est, l'extrémité orientale de la zone axiale étant atteinte à la limite Santonien-Campanien. Le maximum d'inondation date du Campanien.

La période Cénomanien-Campanien inférieur se caractérise donc par un élargissement du Sillon nord-pyrénéen où la sédimentation est toujours turbiditique mais cette fois essentiellement carbonatée. La migration en on-lap des plates-formes vers le Sud et vers l'Est relègue les parties émergées de la plaque ibérique plus au Sud, selon un axe Figueres-Pampelune (actuelle zone sud-pyrénéenne).

Campanien supérieur – Oligo-Miocène : la collision entre Europe et Ibérie

Dès le Campanien supérieur le domaine pyrénéen est soumis à un raccourcissement Nord-Sud, démontré par l'existence de structures chevauchantes synsédimentaires maastrichtiennes visibles dans l'actuelle zone sud-pyrénéenne centrale (nappe de Cotiella-Boixols). La déformation chevauchante va migrer dans le temps d'une part de façon centrifuge (transverse à la chaîne) à partir de la zone nord-pyrénéenne et d'autre part d'Est en Ouest en fermant progressivement le sillon nord-pyrénéen.

Les Pyrénées se présentent donc comme une chaîne à double vergence (en éventail) mais asymétrique de part et d'autre de la zone nord-pyrénéenne, avec des chevauchements vers le Nord au Nord et vers le Sud au Sud, ces derniers étant beaucoup plus développés. Les bassins d'avant-pays associés migrent donc aussi de façon radiale de part et d'autre la chaîne en formation. On les retrouve au Nord dans le bassin sud-aquitain et au Sud dans la zone axiale, la zone sud-pyrénéenne et le bassin de l'Ebre. Durant la période de collision, les 2 bassins d'avant-pays, nord et sud, sont allongés parallèlement à l'axe de la chaîne mais s'ouvrent vers l'Ouest en se comblant progressivement.

Au cours du temps les bordures internes de ces bassins sont impliquées de façon progressive dans les nouveaux chevauchements qui marquent l'avancée du front orogénique.

La plaque ibérique a subducté sous la plaque européenne ce qui peut expliquer que le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen soit le plus développé. Le véritable axe de la chaîne pyrénéenne (ligne d'inversion des vergences) est donc représenté par la trace de la faille nord-pyrénéenne. La zone dite « axiale » correspond à une pile anticlinale des nappes crustales de la bordure sud du sillon nord-pyrénéen.

Le Sud de la zone nord-pyrénéenne

Dans la zone axiale orientale des Pyrénées les dépôts continentaux garumniens (Formation de Tremp : Maastrichtien-Paléocène) enregistrent à leur base la migration vers le Sud du Bombement flexural d'avant-pays, soumis à l'érosion (Maastrichtien de Cadi - Roc de France). Dès le Paléocène la transgression (Paléocène continental à l'Illderien marin) témoigne de l'installation du bassin flexural d'avant-pays qui va migrer vers le sud jusqu'à l'Oligocène jalonnant l'avancée des nappes sud-pyrénéennes.

Le Nord de la zone nord-pyrénéenne

Sur le versant Nord de la chaîne, qui correspond aux faisceaux de la faille nord-pyrénéenne, l'évolution géodynamique est globalement symétrique à celle du versant sud, bien que moins bien clairement définie. Dès la fin du Paléocène, on enregistre dans le Bassin aquitain une migration des dépôts-centre vers le Nord et vers l'Ouest. À l'image du bassin flexural du Sud de la chaîne, chaque pulsation tectonique se traduit en terme de progradation de faciès terrigène qui tend à combler le bassin.

La structuration alpine en nappes, reconnue sur la feuille Laruns-Somport, s'intègre dans le paroxysme tectonique du Lutétien moyen qui se manifeste par le raccourcissement de plus de 100 km de la zone axiale. On reconnaît du Nord au Sud (du plus ancien au plus récent) le chevauchement de la zone nord-pyrénéenne (Faille de Col de Bergout) et le chevauchement des Eaux-Chaudes (Faille du Col d'Iseye), les 2/3 sud de la feuille composés de Paléozoïque et de Crétacé supérieur transgressif constituant le toit de la nappe de Gavarnie. Ces chevauchements sont nés de l'inversion des failles normales de la bordure sud du sillon ouvert au Crétacé inférieur.

Structure profonde des Pyrénées

La zone axiale des Pyrénées correspond, nous l'avons vu plus haut, à un empilement de nappes vers le Sud issues de la marge sud du Sillon (apto-albien) nord-pyrénéen. L'émergence de ces chevauchements dans la couverture mésozoïque s'observe aujourd'hui dans la zone sud-pyrénéenne. La combinaison des données gravimétriques, paléomagnétiques et de sismique-réflexion profonde a permis d'approcher la structure profonde de la chaîne pyrénéenne.

Topographiquement, les plus hauts sommets de la chaîne pyrénéenne sont inclus dans une ellipse, allongée d'Est en Ouest depuis le Pic du Canigou jusqu'au Pic d'Anie (sur la feuille Laruns-Somport) et qui correspond à la zone axiale. Cette topographie élevée se reflète en

gravimétrie par une forte anomalie de Bouguer négative (jusqu'à - 130 mGal) laquelle s'explique par un surépaississement de la croûte (jusqu'à 50 km) lié à l'empilement des nappes crustales (dont les nappes des Eaux-Chaudes et de Gavarnie sur la feuille Laruns-Somport). Au Nord cette anomalie négative passe rapidement, avec un fort gradient, à une zone d'anomalie positive allongée depuis Foix à l'Est jusqu'à Bilbao à l'Ouest. Le fort gradient limitant les 2 anomalies correspond en gros à la trace de la faille nord-pyrénéenne et l'anomalie positive reflète la zone nord-pyrénéenne autrement dit le sillon albien nord-pyrénéen qui représente la suture entre les 2 plaques. Dans le détail la bande d'anomalie positive (zone nord-pyrénéenne) n'est pas aussi continue que l'anomalie négative de (zone axiale), elle est en fait constituée par un alignement de maxima qui coïncide avec les bassins de flyschs créacés.

Les profils sismiques ECORS, transverses à la chaîne, confortent l'interprétation des données gravimétriques et révèlent (fig. 1.16 de la Synthèse des Pyrénées) :

- sur la plaque ibérique une croûte continentale qui s'épaissit vers le Nord, de 30 km à 50 km à l'aplomb de la faille nord-pyrénéenne ;
- au Nord de la faille nord-pyrénéenne, la croûte continentale européenne montre une épaisseur normale d'environ 30 km.

À partir de l'interprétation des profils sismiques on peut concevoir la structure collisionnelle pyrénéenne en forme de « mâchoires de crocodile » ouvertes vers le Nord et pinçant la plaque européenne. La « mâchoire inférieure » est constituée par le biseau de croûte inférieure ibérique produit par le chevauchement basal de la zone axiale vers le Sud. La « mâchoire supérieure » est limitée à sa base par un réflecteur sismique qui semble se raccorder au chevauchement nord-pyrénéen, à vergence Nord. Ce chevauchement tronque en profondeur la faille nord-pyrénéenne ce qui signifie que la « mâchoire supérieure » est composée à la fois par la bordure nord de la zone axiale et la zone nord-pyrénéenne, l'ensemble étant charrié vers le Nord. Entre les 2 mâchoires se ferme le biseau de la plaque européenne, à 30 km de profondeur à l'aplomb de la faille nord-pyrénéenne.

Le modèle présenté ci-dessus décrit l'essentiel de la chaîne des Pyrénées mais ne s'applique pas à ses extrémités méditerranéenne et atlantique. Côté oriental, les données gravimétriques reflètent une brutale remontée du Moho d'Ouest en Est (de 40 à 21 km) située entre la vallée de l'Aude et la côte méditerranéenne. Cet amincissement crustal est dû à l'ouverture du bassin algéro-provençal (dérive corso-sarde) au cours du Miocène inférieur.

L'extrémité occidentale pose beaucoup plus de problèmes du fait de la transition entre la chaîne collisionnelle pyrénéenne et la subduction vers le Sud de la croûte océanique du Golfe de Gascogne au Nord du Pays basque espagnol. Le plan de subduction pourrait se connecter, en domaine continental, au chevauchement nord-pyrénéen et avoir fonctionné dans un même laps de temps entre le Campanien supérieur et l'Oligocène inférieur.

Évolution récente des Pyrénées

Les analyses de traces de fission sur apatite, indiquant l'âge de passage de la roche à une température inférieure à environ 110 °C, montrent que la première surrection de la chaîne s'est déroulée à l'Oligocène en réponse à la collision orogénique. Il ne faut cependant pas en déduire que le relief actuel est totalement hérité de cette période. En effet plusieurs niveaux d'érosion exprimés dans la moitié orientale des Pyrénées montrent qu'au Miocène moyen les reliefs ont été arasés et que la surrection actuelle a débuté il y a 5 Ma à la fin du Miocène. Ces données ne concernent cependant que la partie orientale des Pyrénées qui ont subi dès la fin de l'Oligocène les effets du rifting du Golfe du Lion. Dans les Pyrénées centrales, où se trouve la coupure de Laruns-Somport, on peut considérer que le relief, débutant à la fin de l'Éocène par la mise en place de la nappe de Gavarnie, fut pratiquement acquis au début du Miocène et subit depuis cette époque des taux d'érosion très faibles. La convergence entre plaque ibérique et européenne n'en demeure pas pour autant négligeable comme en témoigne l'activité sismique modérée dans la chaîne des Pyrénées. La feuille Laruns-Somport est située au Sud de la zone la plus sismique de la chaîne. Cette activité semble liée au rejeu d'un accident profond et se localise en surface sur la bordure nord de la zone axiale.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation et cultures

Les alluvions des fonds de vallées (Laruns, Bedous, Accous) ainsi que les replats fluvio-glaciaires les moins pentus et les mieux exposés (Aas, Goust, Lescun, Borce, Monrepaux) sont encore occupés par des prairies de fauche. Il existe quelques surfaces cultivées en orge et en maïs à usage domestique. Les prairies de la basse montagne, entre 800 et 1 100 m sont de moins en moins utilisées.

La forêt couvre environ 27 % du territoire de la feuille, soit 19 000 ha. Ses formes les plus évoluées se rencontrent sur les ombrées. Les grands types sont : des hêtraies pures à l'étage montagnard inférieur (700 à 1 200 m) ; des hêtraies-sapinières aux étages montagnards moyen et supérieur (1 100 à 1 700 m) ; des bois de pins à crochets à l'étage subalpin (au-dessus de 1 700 m). Dans le sous-bois, le buis croît sur les massifs calcaires mais pas exclusivement, et le houx plutôt sur les terrains acides.

Elle représente le reliquat du manteau forestier originel, fragmenté et réduit par 4 000 ans de pastoralisme (défrichement, feu pastoral, élevage extensif), car les landes, pâturages, prairies de fauche et quartiers de granges qu'on observe en soulane ont été, à l'évidence, gagnés sur la forêt. C'est aussi l'action humaine qui est responsable de l'abaissement de la limite entre la forêt et les pâturages. En effet, la limite entre la forêt et les pelouses de l'étage alpin se situerait naturellement entre 1 900 et 2 100 m. Or on constate que cette transition se fait, en réalité, brusquement, vers 1 600 et 1 700 m.

Toutefois, dans certains vallons, la déprise pastorale conduit la forêt à reprendre ses droits par une évolution lente et naturelle. On voit alors se succéder les landes arbustives à myrtilles, rhododendron ou genévrier, les formations forestières pionnières dans lesquelles on observe les sorbiers (*Sorbus aucuparia* et *S. aria*), les saules (*Salix* sp.) puis le bouleau (*Betula pendula*) et le frêne (*Fraxinus excelsior*) et, pour finir, le hêtre (*Fagus sylvatica*) et le sapin pectiné (*Abies alba*). Le chêne sessile (*Quercus petraea*) peut aussi y prendre part.

Ces forêts de montagne jouent un rôle prépondérant dans l'équilibre des écosystèmes locaux. Elles préviennent les risques naturels (avalanches, chutes de blocs rocheux, glissements de terrain, régulation du régime des eaux, limitation des phénomènes torrentiels, etc.). Elles sont le refuge d'une faune sauvage très riche parmi laquelle on compte quelques ours, l'isard, le grand tétras et le rarissime pic à dos blanc. Enfin, elles participent à l'harmonie du paysage. Actuellement, les forêts des vallées d'Aspe et d'Ossau progressent tant en superficie qu'en biomasse.

Au-dessus s'étend le domaine des pelouses à fétuques et à trèfle alpin, puis de la roche nue à lichens et à mousses de l'étage alpin.

Géographie humaine

Population et habitat

La population totale avoisine 4 700 habitants répartis à peu près également entre les vallées d'Aspe et d'Ossau. Elle est en déclin depuis longtemps ; ainsi, la commune de Laruns est passée de 2 193 habitants en

1892 à 1 860 en 1914 et à 1 465 en 1985 (Arripe, 1987). C'est aussi une population vieillissante. Même si aujourd'hui plus de jeunes restent ou reviennent au pays en raison de la crise du marché du travail, pour se partager un nombre restreint d'emplois saisonniers liés au tourisme.

L'habitat est caractérisé par des villages resserrés établis le plus souvent en soulane, à proximité des prairies de fauche et en général hors d'atteinte des inondations. Des constructions récentes parsèment les espaces autrefois dévolus aux activités agro-pastorales dans les bassins de Laruns et de Bedous. Eaux-Bonnes et Eaux-Chaudes sont de petites agglomérations hôtelières blotties dans des gorges inhospitalières près des sources thermales qui sont leur unique raison d'être.

Par contre, l'habitat est dispersé sur les plateaux de Lescun et de Lhers ainsi qu'en amont du fort du Portalet le long du chemin millénaire vers l'Espagne.

En moyenne montagne, parmi les nombreuses granges témoins de la pression agro-pastorale d'antan, ne sont utilisées comme telles ou comme résidences de vacances que celles que rejoint un chemin carrossable. Le reste tombe en ruine.

Dans les alpages, on a, au cours de ces dernières années, réhabilité ou même construit des cabanes destinées à faciliter le pastoralisme.

Industries

L'élevage, qui fut l'activité primordiale dans ces montagnes, est en diminution constante. Ainsi, Louvie-Soubiron, qui comptait 32 éleveurs en 1898, n'en compte plus que 4 en 1986, Laruns 134 en 1913 et 50 en 1985 (Arripe, 1987). Cependant, la fabrication et la commercialisation des fromages demeurent une activité notable.

La forêt a longtemps été la seule ressource industrielle vraiment rentable : le bois était travaillé dans de nombreuses scieries et l'on garde en mémoire l'exploitation intensive faite par la Marine au XVII^e siècle. Avec le noisetier et le buis (celui-ci à nouveau utilisé) on a fabriqué des cannes, des grains de chapelet et divers ustensiles. Le houx même fut utilisé à Laruns pour la glue (Arripe, 1987). Enfin, la fabrication du charbon de bois fut active jusqu'à la fin de la deuxième guerre mondiale.

Aujourd'hui, la forêt représente un intérêt économique notable, tant pour les communes propriétaires que pour l'approvisionnement de la filière bois qui contribue à fixer des emplois dans les vallées. On exploite annuellement environ 15 000 m³ de bois de sapin et de hêtre, ce qui est très inférieur à la production biologique.

Dans sa quasi totalité propriété communale, elle bénéficie du régime forestier et donc d'une gestion durable et multifonctionnelle, mise en œuvre par l'Office national des forêts, qui s'exprime dans des plans d'aménagement en pratique depuis 150 ans ; on y développe une vision dans le très long terme associée à un programme de coupes et de travaux pour atteindre les objectifs assignés à l'horizon de 15 à 20 ans.

Les installations hydroélectriques de la SHEMA, filiale de la SNCF, et d'EDF rapportent à certaines communes des revenus conséquents. La vallée d'Ossau fut aménagée à partir de 1920 par la Compagnie des Chemins de fer du Midi : barrages du lac d'Artouste, de Fabrèges, de Bious-Artigues ; centrales d'Artouste, de Camps, Miégebat, Hourat. Dans les vallées du Valentin et du Canceigt fonctionnent des installations privées de faible potentiel.

En vallée d'Aspe, la ressource hydroélectrique est moins importante : usines des Forges d'Abel, d'Estaens qui utilise l'eau espagnole de l'Ibon de Astanès, de Borce, du Baralet et du pont d'Esquit près de Lées. Celle du pont de Lescun alimente une usine d'aluminium.

Le thermalisme, qui fit sous le second Empire la fortune des stations des Eaux-Bonnes et des Eaux-Chaudes, sort aujourd'hui d'un long déclin.

En liaison avec lui, le **tourisme estival** connaît une recrudescence grâce aux aménagements (sentiers, hébergement, etc.) financés par le Parc National des Pyrénées occidentales et les collectivités locales. Il est relayé par le **tourisme d'hiver** développé autour des stations de ski de Gourette (8 km à l'Est des Eaux-Bonnes), d'Artouste et de Candanchu sur le versant espagnol du Somport.

Voies de communication

Vallée d'Aspe. Elle est desservie par la N 134 (Bedous à 56 km de Pau) qui en suit le fond jusqu'aux Forges d'Abel, puis s'élève rapidement vers le col du Somport (1 632 m). De là, la N 330 espagnole mène à Jaca (32 km) et Huesca (123 km). Le tunnel routier du Somport (8,6 km), entre les Forges d'Abel (1 125 m) et Canfranc-Estacion, commencé en avril 1994, est entré en service le 17 janvier 2003.

Le col du Somport a été fréquenté depuis des millénaires (Laborde-Balen, 1996) ; y passait la voie romaine de Burdigala (Bordeaux) à Caesar Augusta (Saragosse) par Iluro (Oloron) et Jaca, dont les vestiges sont visibles par endroits (Peyrenère). La route atteignit la frontière en 1863 après la construction du fort du Portalet- mais l'ensemble des travaux ne fut achevé qu'en 1877.

L'importance donnée à cet itinéraire de la vallée d'Aspe par les béarnais et encore plus par le gouvernement de Madrid, fut concrétisée par la décision, en 1907, de doubler la route par une voie ferrée. Après de longs et difficiles travaux, ralentis pendant la Première Guerre mondiale, elle fut inaugurée le 18 juillet 1928. Le tronçon Bedous (407 m)- Forges-d'Abel (1 067 m) comporte de nombreux ouvrages d'art dont 3 viaducs et 15 tunnels totalisant 6 128 m. Au-delà, un tunnel de 7 824 m aboutit à la monumentale gare internationale de Canfranc (1 195 m). Mais le trafic ne justifia pas les investissements engagés. Interrompu pendant la guerre civile espagnole, il reprit en 1939 jusqu'au 9 juin 1944 (sabotage) puis de septembre 1948 au 23 mars 1970 (déraillement au pont de l'Estantuet), toujours déficitaire. La remise en service de la ligne pour le ferroutage est envisagée.

De la N 134 se détachent les routes vers les villages d'Aydius à l'Est, de Lescun et de Lhers à l'Ouest. À Athas, dans le bassin de Bedous, une route donne accès par le col de Bouesou à la haute vallée du Lourdios, à la forêt d'Issaux et, au-delà, au col frontalier de la Pierre Saint-Martin. Sur ces diverses routes se branchent d'assez nombreuses voies à vocation forestière et pastorale ; à l'Est, vers le bois Sartiat, vers la cabane de Bergout et le bois de la Traillère, vers le haut vallon d'Accous et le bois d'Arapoup, vers le bois de Bieus, vers la cabane d'Arnousse ; à l'Ouest, vers le bois d'Espelunguère, dans les vallons de Baralet, de Belonce et d'Arnousse et ceux qui confluent aux environs de Lescun.

Les « chemins de la mâturation » furent construits pendant la deuxième moitié du XVIII^e siècle pour descendre des hautes forêts les troncs de sapin destinés à la Marine, dont le transport se poursuivait par flottage sur le Gave. Plusieurs ont servi de plate-forme à la voirie actuelle (Athas-forêt d'Issaux). Le plus célèbre est celui d'Etsaut qui, au Nord du fort du Portalet, est creusé en encoche sur 1 200 m de longueur dans une falaise subverticale.

Vallée d'Ossau. Elle est desservie par D 934 (Laruns à 40 km de Pau) qui, au Sud, donne accès à la vallée espagnole de Tena (rio Gallego) par le col du Pourtalet (1 794 m). Longtemps limitée à Gabas, elle atteignit la frontière en 1902. Le franchissement de la gorge du Hourat, au Sud de Laruns, fut achevé en 1850.

De Laruns, la D 918 monte à l'Est vers la ville thermale d'Eaux-Bonnes et à la station de ski de Gourette (feuille Argelès-Gazost). Cette « route thermale » relie en été la vallée d'Ossau à celle du gave de Pau par les cols d'Aubisque et du Soulor (travaux achevés en 1864). Depuis les villages proches de Laruns, des pistes atteignent vers l'Est le hameau de Listo et le col d'Agnoures, le bois d'Andrety et la Montagne-Verte. De Laruns même s'élèvent vers l'Ouest les pistes desservant les granges de Cinq Monts, d'Arneule, de Lars et la cabane d'Arrioutort. Des Eaux-Chaudes, on

s'approche de la cabane du Cambielh. De Miégebat, le chemin du Bitet remonte les gorges sur 5 km. Au Sud-Ouest de Gabas un chemin pastoral prolonge la D 231 du lac de Bious-Artigues jusqu'à la cabane de Cap de Pount. Enfin, à Fabrèges, il est possible de rejoindre la plaine du Soussouéou par le col de la Sagette. On peut aussi atteindre ce col par la télécabine de la Sagette ; de là un chemin de fer touristique à voie de 0,50 m conduit en une heure près du lac d'Artouste (feuille Argelès-Gazost).

De larges zones de la feuille ne sont accessibles que par des sentiers dont beaucoup sont en voie de disparition. Certains constituent le sentier de grande randonnée GR 10, balisé et plus ou moins entretenu : il permet la traversée de la région depuis le Pas d'Azun, à l'Ouest, par le refuge de Labérouat, Lescun, le col de Barrancq, Etsaut, la vallée du Sescoué, le col et le refuge d'Ayous, Bious-Artignes, Gabas, jusqu'à la vallée du Soussouéou à l'Est.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Les fondations sur terrains fluvio-glaciaires doivent prendre en compte leur hétérogénéité (intrication de sables, graviers et argiles, blocs rocheux de grandes dimensions) pour éviter les tassements différentiels. La stabilité d'ensemble de ces terrains doit aussi être expertisée avant tout aménagement conséquent là où ils constituent des terrasses accueillantes, certes, mais peut-être en équilibre sur un substratum rocheux raide. En grands placages sur les versants, ils sont généralement affectés par la solifluxion (Aas).

Les grands glissements et éboulements peu stabilisés sont à l'évidence impropres aux aménagements importants. Les chemins d'exploitation y présentent fréquemment des désordres.

Les terrains rocheux ne présentent pas de difficultés particulières dès lors que sont prises en considération l'orientation par rapport aux ouvrages des plans de discontinuité éventuels (joints de stratification, schistosité, diaclases, etc.). Sur les calcaires, la karstification doit être évaluée afin d'éviter les effondrements et les risques de pollution lointaine.

Les terrains triasiques, hétérogènes (cargueules, calcaires, argilites, ophites mêlés), largement étendus de part et d'autre de Bedous, sont réputés pour leur instabilité chronique.

RISQUES NATURELS

Crues torrentielles

Les temps de réponse des cours d'eau aux précipitations et à la fonte des neiges sont très courts en raison de profils forts et localement de l'existence de réseaux karstiques bien développés. De plus, les gorges de raccordement des torrents aux bassins intramontagnards ou aux vallées principales sont sujettes à embâcle par éboulements, avalanches, chutes d'arbres, génératrice d'une vague catastrophique lors de la rupture du barrage. Les crues torrentielles constituent donc toujours une menace. Elles se produisent généralement à la fin de l'automne et au printemps lors d'une fonte rapide des neiges accompagnée de fortes pluies, ou en été après d'importantes précipitations orageuses. Si de nos jours il n'existe plus de moulins et de scieries le long des berges, ce sont des installations hydroélectriques (Canceigt, Valentin), des campings et autres installations de loisirs qui sont soumises au risque.

À ce sujet est exemplaire la suite d'événements survenus à Laruns, établi sur le cône de déjection de l'Arrieussé. La crue la plus ancienne connue est celle de 1645 ; elle transforma Laruns et Espalungue en « lieux de désolation ». Le 11 décembre 1667 l'Arrieussé renversa le pont de Barthèque et envahit les rues. Nouveaux déferlements du torrent en 1767, 1768, novembre 1798 (maisons et église envahies et ruinées par une nappe de gravier). Les 10 et 11 octobre 1857 une couche de débris épaisse de 1,50 m vint encombrer le lit. Des travaux de protection réalisés par la suite n'empêchèrent pas que les 25 et 26 mars 1928 il fallut évacuer plusieurs maisons, que l'usine hydroélectrique du Hourat fut envahie et mise hors service (comme celle de Miégebat le même jour), tandis que la route était à moitié emportée au pont de Laruns. Les défenses furent renforcées. Cependant menaces et dégâts survinrent encore en février 1936, le 11 février 1937, les 15 et 16 février 1940, le 3 février 1952. Un secteur demeure exposé au quartier Pon. Un événement catastrophique pourrait résulter d'une coulée boueuse provenant des pentes instables d'Espouey et de Lars, qui obstruerait le coude du torrent au pont de Barthèque.

Quant au gave d'Ossau, on retient les crues des 16 et 20 juin 1762, 11 décembre 1767, juin 1776, novembre 1800, 1875, 25 et 26 novembre 1928 (3,50 m d'eau au pont de Béost), 28 novembre 1931, 26 et 29 octobre 1937, et en novembre 1974.

Le Canceigt reporta son lit d'amont en aval du pont de Béost le 12 juin 1889, balayant un espace aujourd'hui occupé par un terrain de camping et un hôtel ; autres crues remarquables le 28 novembre 1931 et en octobre 1992.

Plus au Nord, le cône de déjection du ruisseau de Lamay, récemment occupé par des habitations, est probablement fonctionnel.

À Eaux-Bonnes, il arrive que la Sourde dévale la rue principale, envahissant les rez-de-chaussée : 2 juin 1875, 1912, 28 juin 1960, 14 août 1989, et juin 1997.

Dans le bassin de Bedous, le large lit majeur du gave d'Aspe permet l'étalement des crues et la divagation du lit mineur (à hauteur de Lées en décembre 1906) sans dommage pour les villages sauf éventuellement le bas de Lées. Parmi les crues principales : celles des 16 au 21 juin 1775, 1906, 1928 (2,35 m au pont de Bedous), 6 décembre 1940, 11 février 1943, mai 1954, et 6 octobre 1992 (pont ferroviaire d'Accous détruit). Les crues de la Berthe ne menacent guère que les installations riveraines (automne 1900, août 1911), mais celles du petit ruisseau de Jouers peuvent toucher le village du même nom et celles de l'Arricq constituent une menace pour Osse-en-Aspe qui connut des inondations en 1791, 1827, juin 1856 et avril 1974.

Plus en amont, le village de Cette-Eygun demeure partiellement exposé aux crues du gave (28 novembre 1931), le cône de déjection de Brioulet vit l'arrivée d'une coulée boueuse le 28 novembre 1931 et Etsaut est périodiquement menacé par le Sadum (1907, et 28 septembre 1952).

Avalanches

Le risque d'atteinte aux biens et aux personnes par les avalanches de neige augmente avec l'extension des activités à de nouveaux espaces montagnards pendant la période hivernale. Les secteurs à risque sont reportés sur les plans d'exposition aux risques (PER) des communes et sur les cartes spécialisées des services de l'Agriculture et de la Forêt.

En haute vallée d'Ossau, les couloirs de la rive droite de la vallée de Brousset en amont du lac de Fabrèges ont été équipés récemment d'ouvrages de protection et de dispositifs d'alerte, dès lors que la route du col du Pourtalet devait rester ouverte en hiver.

À la limite nord du village d'Eaux-Chaudes, l'avalanche du ravin de Haouquère peut obstruer la D 934 (sur 150 m de long le 2 février 1986), tandis que celle de pont Crabé bloque l'ancienne route du Hourat (janvier 1997). Plus en aval, les pentes méridionales de la Montagne Verte, raides, non boisées, de moins en moins parcourues par les troupeaux, recèlent une menace pour le village d'Aas, qui a subi dans le passé quelques dégâts et fut même évacué comme en 1895, pour les chemins et les granges souvent aménagées de nos jours en habitations. Les avalanches dévalant du pic

d'Auzu ont atteint plusieurs fois le hameau de Listo (1707, 1845, 1887). Il est maintenant protégé par des reboisements, mais la route d'accès demeure exposée (janvier 1997) ; on y garde en mémoire le drame de la nuit du 19 au 20 novembre 1893 qui fit 8 morts.

En vallée d'Aspe, les avalanches descendant de la crête de l'Ourdinse menacent la route d'Aydius plus que ce village ramassé sur son éperon. Elles balayent parfois les pentes du Layens ; l'une arriva à la maison Capdevielle en 1991. Vers le Sud, la N 139 est exposée au pont de Lescun lors d'enneigement important à basse altitude, et le long des derniers kilomètres avant le col du Somport.

Chutes de blocs, mouvements de terrains

Les trajectoires des blocs isolés de petite taille sont le plus souvent arrêtées par la forêt. Les blocs de volume supérieur au m^3 peuvent atteindre les secteurs d'activité : un bloc de 200 m^3 s'écrasa sur l'ancienne route du Hourat en 1858 et une personne y fut tuée en 1902 ; des accidents se produisirent à Geteu ; en vallée d'Aspe l'éboulement survenu en face du fort du Portalet le 29 janvier 1965 interrompit la circulation jusqu'au 8 février suivant ; non loin, le très fréquenté Chemin de la Mature fut obstrué le 6 mai 1995.

De nombreux glissements et coulées se produisirent au Quaternaire récent. Les plus spectaculaires marquent les versants du pic de Pla Troubat, du pic d'Auzu, de Listo et du bois d'Andreyt dans le secteur de Laruns. Dans la haute vallée d'Ossau, citons ceux du col du Pourtalet, du pic de la Gradillère et de la Pène de Peyreget. En vallée d'Aspe, la coulée d'Athas venue des pentes de la forêt du Mié. Ils affectent en général, dans des pentes fortes ($\geq 30^\circ$), des alternances de schistes argileux et de calcaires. Par sapement, ils ont pu provoquer l'écroulement de falaises calcaires surincombantes. Leur matériel peu cohérent, à blocs de plusieurs m^3 et matrice argilo-graveleuse filtrante, en solifluxion permanente, est sujet à des éboulements à l'occasion de travaux de terrassement ou en période fortement pluvieuse.

À Pleysses, en rive droite du Valentin à 1,5 km à l'Est d'Eaux-Bonnes, les 18 et 19 août 1982, une masse de 5 à 6 M de m^3 se mit en mouvement, détruisant plusieurs bâtiments, un pylône de ligne électrique à haute tension et barrant le ruisseau de Cély.

Il avait beaucoup plu et une activité sismique persistante quoique modérée venait de se produire dans la région d'Arudy proche (Cazenave-Piarrot *et al.*, 1984). En fait, le phénomène s'était manifesté dès le mois de mars, la rupture était visible en 1949 (photos aériennes) et la route du col d'Aubisque avait été

reconstruite en aval en 1923 pour l'affranchir de trop fréquents éboulements. Poursuivant sa progression (1 m par jour à l'automne) le front du glissement submergea en mars 1983 la route et le pont sur le Cély.

Ce versant présente une forte pente (75 %) et est constitué de pélites très altérées avec vers le haut une intercalation calcaire de 30 m d'épaisseur. Les couches sont inclinées de 25° à 40° vers le Nord. La schistosité très marquée, à fort pendage vers le NNE, les diaclases verticales subméridiennes et la raideur de la pente sont les principaux facteurs de l'instabilité. Celle-ci est actuellement évidente immédiatement à l'Ouest du glissement et sur la rive droite du Cély.

La crête calcaire du bois d'Andreyt présente de nombreuses fractures béantes d'orientation N150°E qui laissent prévoir un glissement en masse de plusieurs M de m³.

En vallée d'Aspe, à l'Estanguet, une masse d'éboulis et de matériel morainique estimée à 5 à 10 M de m³ est en mouvement. Dans le versant sud du Layens, sous les cabanes d'Arrès, un glissement actif aux contours bien visibles intéresse 5 à 10 M de m³ de calcaires mésozoïques.

Autre type de risque : l'éboulement de moraines et des lambeaux de terrasses fluvio-glaciaires conservés à flanc de versant. Le premier cas se rencontre essentiellement dans le cirque de Lescun. Le second affecte de façon chronique les accès des Eaux-Bonnes ; ce matériel cède facilement sous l'effet de fortes pluies ou par sapement en pied de talus : éboulements de la promenade de l'Impératrice et du chemin d'Iscoo obstruant la D 918 (1930, 1934, 3 février 1952, 15 décembre 1957, avril 1964, 1995), de la Promenade Horizontale (1^{er} mars 1935 par exemple). Il existe aussi sur le versant d'Aas et au niveau des banquettes de la rive gauche de l'Arieussé, à l'Ouest de Laruns.

Sismicité

Située au Sud de la région la plus sismique de France qu'est la zone nord-pyrénéenne entre Argelès-Gazost, à l'Est, Arudy et Arette à l'Ouest, la bordure nord de la feuille est directement affectée par les secousses qui s'y produisent à longueur d'année à partir de foyers peu profonds (2 à 15 km). Ordinairement, la magnitude n'excède pas 3 et l'intensité macrosismique épicertrale reste de l'ordre de II ou III. Mais des ébranlements plus importants se sont produits : VII MSK et Mag. = 5,1 à Arudy le 29 février 1980 ; VIII et 5,6 à Arette le 13 août 1967 ; VIII et 5,3 à Arudy le 22 février 1924, etc. On n'a pas signalé de dégâts significatifs, mais les effets cumulés ne sont probablement pas négligeables (éboulements, glissements de terrains). La nuit du séisme d'Arette, il y eut dans les montagnes de Lescun de nombreuses chutes de pierres.

Il faut aussi compter avec les séismes basques et aragonais et enfin avec l'activité propre à la zone axiale encore mal connue.

En conséquence, le zonage sismique de la France en vue de l'application des règles parasismiques de construction et de la mise en œuvre des plans d'exposition aux risques, range dans la zone II (sismicité moyenne) la totalité de la feuille. Ceci signifie : intensité maximale possible $\geq$ IX MSK ; fréquence des secousses d'intensité VIII $\leq$ 200-250 ans ; fréquence des secousses d'intensité VII $\leq$ 75 ans.

On trouvera dans les publications synthétiques de l'observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse (A. Souriau et H. Pauchet, 1998 et A. Souriau et *al.*, 2001) des cartes d'occurrences et des coupes en profondeur avec une tentative d'explication de la localisation de cette sismicité, notamment par rapport aux zones de propagation hétérogène des secousses révélées par les études de tomographie téléseismique.

RESSOURCES EN EAU

Climat

La contrée est exposée aux vents d'Ouest et de Nord-Ouest chargés d'humidité océanique. Les vents du Sud, chauds et généralement secs, souvent forts, sont peu fréquents. Pour sa partie située en dessous de 1100 ou 1200 m d'altitude, essentiellement les vallées, le climat est de type océanique, doux, à peine marqué par l'altitude. Les courbes ombrothermiques ci-jointes (fig. 18) rendent compte de maximums de précipitations en hiver et au printemps et d'étés relativement secs. La moyenne annuelle des précipitations est de 1 645 mm répartis sur 150 jours, le nombre de jours de neige au sol étant de 13 à Accous, 11 à Laruns et 45 à Artouste. Pour les deux tiers de la feuille situés entre 1 200 et 2 800 m, le climat est montagnard humide ; le manteau neigeux persiste de novembre à mai au-dessus de 1 600 à 1 800 m d'altitude selon l'exposition.

Hydrogéologie

La recharge des aquifères par les précipitations pluvio-nivales se fait régulièrement au cours de l'année. Une certaine réserve de surface est assurée jusqu'au début de l'été par les névés d'altitude.

Les alluvions des petits bassins de Laruns et de Bedous sont un aquifère à porosité variable, à bon pouvoir filtrant, mais cependant sensible aux pollutions générées par les activités de surface (décharges, engrais, pacages).

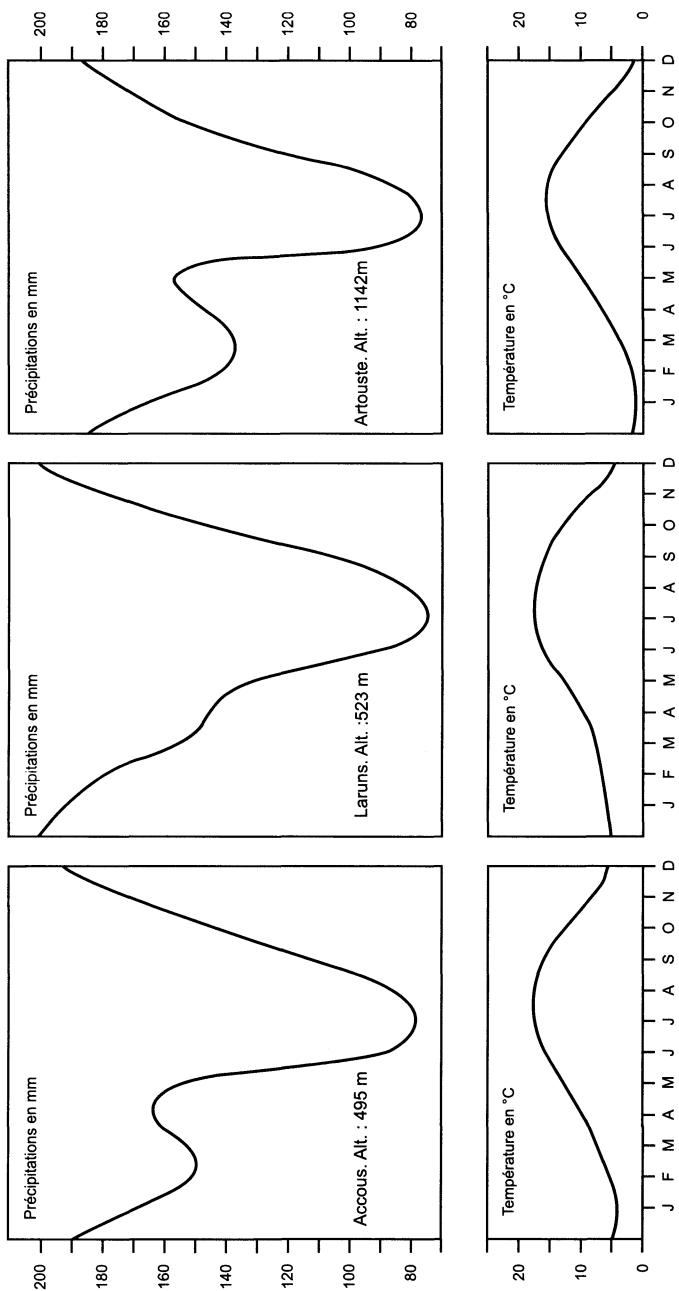


Fig. 18 - Courbes ombrothermiques durant la période 1961-1990 (Données du Centre Départemental des Pyrénées-Atlantiques de MÉTÉO FRANCE)

Les importants dépôts glaciaires de Lescun et de Lhers constituent de bons réservoirs qui soutiennent pendant l'été le débit du gave de Lescun et du ruisseau Labadie. Les moraines, les cônes de déjection et les glacis d'éboulis donnent à leur pied une eau de bonne qualité mais en petites quantités.

Dans les terrains imperméables (schistes dévonien, carbonifères et permien) de modestes écoulements correspondent à des dispositions favorables de roches fracturées telles que quartzites, filons de roche éruptive, brèches de faille jouant le rôle de drains. Les barres calcaires intercalées constituent les meilleurs réservoirs régulièrement réalimentés en altitude et donnant des sources abondantes dans les points bas (AEP de Béost et d'Etsaut par exemple). Mais il s'agit de circulations karstiques sensibles aux pollutions, en particulier par celle due à la pression pastorale.

Dans le Trias, l'association complexe de cargneules, de calcaires, d'ophites et de marnes produit de nombreuses petites sources.

Sur les granites et les roches volcaniques, la plus grande partie des précipitations est évacuée par le ruissellement, une autre est stockée dans les lacs, une autre encore est conservée un certain temps dans le réseau de fractures de surface alimentant de nombreuses petites sources, une faible quantité s'infiltre lentement en profondeur par des fissures microscopiques.

L'essentiel de la ressource en eau (AEP) est constituée par les résurgences des réseaux karstiques des grands massifs calcaires.

	Eaux chaudes	Eaux-Bonnes
Température	20 à 30 °C	34°,1 (44° à la source Vieille)
Conductance à 25°C	430 µS cm ⁴	850 µS cm ⁴
pH	8,7	8,8
Ca	16,9 mg/l	36,2 mg/l
Mg	3,5 mg/l	0,1 mg/l
Na	52,7 mg/l	112,0 mg/l
K	2,3 mg/l	4,5 mg/l
NO ₃	0,8 mg/l	0,8 mg/l
SO ₄	68,7 mg/l	13,4 mg/l
Cl	44,5 mg/l	145,4 mg/l
SiO ₂	83 mg/l	92 ,5 mg/l
Dégagement de SH ₂ , He, Ar, Rn		

Caractéristiques physico-chimiques moyennes des sources thermales des Eaux-Chaudes et des Eaux-Bonnes (d'après P. Meus, 1991)

Circulations karstiques

Massif du Ger

La karstification des calcaires du Crétacé supérieur est importante. Le massif du Ger (Est des Eaux-Chaudes) a été le plus anciennement exploré par les spéléologues.

En 1904, Martel remonta la grotte des Eaux-Chaudes sur 230 m à la recherche d'une liaison avec les pertes du plateau d'Anouillas, tandis que Gaurier s'intéressait à la région du Ger. Dans les années 1950 et au début des années 1960, les cavités des lapiaz du Ger (au Nord d'Aucupat) et de Pouey furent explorées par le Spéléo Club de Périgueux, et, entre 1956 et 1969, celles du plateau de Cézy par la Société spéléologique et préhistorique de Bordeaux. Des comptes rendus furent publiés dans « Spelunca » (biblio. *in* Perret et *al.*, 1964) et au bulletin de la S.S.P.B. L'étude des réseaux de Ger-Anouillas fut reprise de 1980 à 1991 par des spéléologues de l'Université de Liège (Meus, 1992a, 1992b ; London et Meus, 1992).

Dans la partie du Lapiaz du Capéran comprise sur cette feuille, on connaît 18 gouffres dont quelques-uns ont été explorés jusqu'à - 100 m, - 150 m et celui dit « du Capéran » jusqu'à - 435 m pour un développement de 3 480 m en direction du Nord-Ouest. Leurs tracés, extrêmement sinueux, sont dirigés de puits en galeries par les diaclases subverticales N10°E à N30°E, la schistosité, les failles et la stratification N110°E à pendage nord. Tous sont encombrés de neige durcie et de glace dont la fonte progressive assure le débit des circulations souterraines en dehors des périodes de recharge.

Le réseau du gouffre du Capéran recèle deux rivières souterraines (débit de l'une à l'étiage : 50 l/s dont les eaux réapparaissent d'après des traçages à la source d'Iscoo amont, après 42 à 72 h ; cette résurgence est située en bordure de la D 918 à 1 km en amont des Eaux-Bonnes, dans le Crétacé supérieur : son débit d'étiage est de 100 l/s ; elle est captée pour l'alimentation en eau potable. Un traçage en période de crue a prouvé une liaison avec un gouffre du versant Gourette du pic de Ger ce qui doit mettre en garde contre le risque de pollution par l'aménagement touristique de ce secteur.

Les eaux perdues dans les gouffres du plateau d'Anouillas reparaissent après 100 h environ à la source d'Iscoo aval située à 50 m d'Iscoo amont. Cette grosse résurgence, autrefois captée, est sujette à des pollutions bactériologiques vraisemblablement dues à la fréquentation pastorale d'Anouillas et de la haute coume de Balour.

L'indépendance de ces sources si proches n'est pas expliquée. Elles diffèrent aussi par leur chimisme : la teneur en Mg de la source d'Iscoo aval est inférieure à celle d'Iscoo amont (1,8 mg/l et 2,7 mg/l en moyenne ; la

raison pourrait être la moindre importance des dolomies (Coniacien ?) en amont de la source d'Iscoo aval.

La résurgence de la Grande grotte des Eaux-Chaudes (débit mini : 70 l/s ; moy. : 200 à 300 l/s ; max. observé : 2 300 l/s) a été remontée sur 1 100 m environ vers le Sud-Est (3 000 m de galeries). Elle est captée à 815 m de l'entrée vers l'usine hydroélectrique de Miégebat. Une coloration a prouvé la relation directe en 48 h avec les gouffres du plateau de Cézy. Galeries et puits suivent les fractures principalement N135°E et N45°E subverticales et le faible pendage du Crétacé supérieur autochtone vers le Nord-Ouest ; ainsi, le réseau s'enfonce jusqu'au Cénomanien relativement imperméable où se trouve l'émergence. L'origine des eaux n'est pas limitée au plateau de Cézy où les pertes ne fonctionnent qu'à la fonte des neiges et en période de fortes pluies ; le réseau draine probablement les secteurs du pic de Cézy, du col de Lurdé et de l'Arcizette où les cavités sont nombreuses.

La petite grotte des Eaux-Chaudes s'ouvre à 500 m au Nord de la grande dans la même situation géologique. Mais son débit est faible car l'aire d'alimentation ne correspond peut-être qu'au versant Cambeilh du pic de Cézy.

Aux Eaux-Chaudes une source située à la limite granite/Cénomanien est utilisée pour l'A.E.P. Elle semble indépendante des pertes d'Anouillas.

Les caractéristiques physico-chimiques varient peu d'une source à une autre : la température est en moyenne de 8 °C ; la minéralisation est faible (conductance électrique < 300 m S cm⁻¹ à 25 °C) et paraît acquise dès la zone d'infiltration, ce qui correspond à un transit extrêmement rapide et à l'absence de zones noyées importantes ; pH moyen = 7,7 pour la composition chimique suivante en mg/l : Ca = 36,2 ; Mg = 2,57 ; Na = 0,8 ; K = 0,1 ; NO₃ = 2,2, SO₄ = 6,8, Cl = 1,41 ; SiO₃ = 2,94.

Massif Bouerzy – Lusque

La grosse résurgence du Pont d'Enfer, en rive gauche de la vallée, près du village des Eaux-Chaudes, débouche au niveau du Cénomanien comme les sources de la rive droite dont elle possède pratiquement les mêmes caractéristiques physico-chimiques. Elle draine vraisemblablement le Crétacé supérieur autochtone de Goust et du Bitet, celui, allochtone, du Bouerzy et de la cabane de Lusque et aussi le Dévonien calcaire des bois de Batsaroire et de Lusque.

Massif Permayou – Arapoup

Le ruisseau d'Isabe se perd à la discordance du Crétacé supérieur sur le Paléozoïque pour réparaître dans les gorges du Bitet. Dans les lapiaz dominés par les pics de la Ténèbre et Permayou s'ouvrent de nombreux

gouffres favorisés par les fractures N20°E verticales : deux d'entre eux ont été descendus jusqu'à -894 m et -926 m. La dalle du pic Arapoup, comprise entre les schistes dévoniens et campaniens est probablement drainée en partie jusqu'à la source du point coté 452 m, en rive droite du gave d'Aspe.

Massif Lées-Athas – pic d'Anie

À l'Ouest de la vallée d'Aspe, le système karstique constitué par le Crétacé supérieur de la crête du Mié et des Orgues de Camplong a son exutoire à la source de la pisciculture de Lées. Plus à l'Ouest, il a été prouvé par colorations (Douat et Salomon, 1994) que les eaux des sources vauclusiennes d'Issaux (débit moyen : 1,15 m³/s) proviennent de rivières souterraines alimentées pour partie par des pertes à l'Ouest du Soum Couy dans la zone urbanisée d'Arette – la Pierre Saint-Martin. La transmission se fait en 5 jours environ en période de crue. Elles ont été massivement polluées pendant les premières années 1990 par les effluents de la station d'épuration de cette station de sports d'hiver.

Châinons nord-pyrénéens

Il est probable, à considérer les nombreuses dolines du plateau d'Ourdinse et les gouffres du pic Larie, que le Jurassique et le Crétacé inférieur recèlent des circulations souterraines bien développées.

Circulations karstiques dans le Paléozoïque

La karstification affecte les massifs de calcaires dévoniens et carbonifères. Elle est marquée dans les calcaires du pic d'Auzu par la résurgence du ruisseau de Lamay. À l'Ouest de Laruns, on note dans les calcaires du pic de la Gentiane les pertes et gouffres de la cabane d'Arrioutort et les résurgences des gorges du torrent du même nom. En haute vallée d'Ossau, ce sont les calcaires dévono-carbonifères compris entre les schistes dévoniens et le Culm qui constituent de petits systèmes : pic de la Gradillère et cirque d'Anéou ; lac Casterau et sources de la Glère, gouffres des lacs d'Ayous et Houn (source) de Peyreget.

En vallée d'Aspe, citons le massif du Portalet, celui du Billare - Dec de Lhurs - Laraille et le beau lapiaz de la cabane de la Cuarde, en tête du vallon de Labadie.

Eaux thermo-minérales

Des eaux très lentement infiltrées par des fissures dans la profondeur du massif de granite des Eaux-Chaudes réapparaissent, réchauffées et minéralisées, au point topographiquement le plus bas de ce massif, au village des Eaux-Chaudes, et à la même altitude (750 m) dans sa couverture de carbonates d'âge crétacé supérieur, aux Eaux-Bonnes.

Aux Eaux-Chaudes, les 5 émergences sont situées sur des diaclases du granite, verticales et subméridiennes. Les eaux sulfurées, chlorosulfatées sodiques, silicatées (cf. tableau des propriétés physico-chimiques ci-joint) sont utilisées en ORL, pour les soins des maladies des voies respiratoires, des troubles de la croissance et en rhumatologie. Une source froide (9 °C), chloro-sulfatée sodique, a une action diurétique et digestive.

Aux Eaux-Bonnes, 7 sources sont groupées à l'intérieur de l'établissement thermal tandis que la source Orteig est isolée sur la rive gauche du Valentin, à 100 m en aval du pont d'Aas. Cette disposition suggère une situation dans un faisceau de diaclases subverticales N10°E à N30°E, comme il existe en grand nombre dans le massif calcaire. La remontée des eaux pourrait être favorisée par un anticlinal ramenant les dolomies coniaciennes dans le vallon de la Sourde. Leur origine est bien le granite des Eaux-Chaudes -dont on ne connaît pas la limite septentrionale- comme l'indique leur composition chimique (voir tableau) semblable à celle des eaux de la station voisine. Mais elles sont plus minéralisées en particulier en Ca, Na, K et Cl peut être dissous pendant la traversée des carbonates. La ressource qui était de 50 m³/jour en 1982 a été renforcée par un forage implanté à l'arrière du bâtiment thermal. On les utilise pour le traitement des affections ORL et des voies respiratoires.

En vallée d'Aspe, quelques sources minéralisées aujourd'hui perdues paraissent liées au Trias : source « thermale » de Chichit sous le village d'Aydius ; source sulfureuse de Suberlaché près de Bedous ; source ferrugineuse de Bulasquet, à 800 m au Nord d'Accous ; fontaine de Saint-Christau à l'Est d'Accous. Elles connurent une fréquentation locale jusqu'à la fin du XIX^e. La source de Saliet (500 m à l'Ouest d'Accous) fut exploitée pour le sel.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Marbres

La vallée d'Ossau participa à la grande période d'exploitation des marbres pyrénéens au XVIII^e et XIX^e siècles. Des calcaires marmoréens d'un blanc très pur furent exploités jusque vers 1890 au NNE de Louvie-Soubiron et au piton de Geteu ; ils furent choisis pour les statues de la place de la Concorde et de l'église de la Madeleine (Arripe, 1987). Une autre

carrière de marbre blanc « type Carrare » fonctionna à Fabrèges, au-dessus de l'appui rive droite du barrage. Une marbrière exista au quartier Barthèque à l'Ouest de Laruns. Un marbre noir était connu à Miégebat.

En vallée d'Aspe, on exploita au lieu-dit le pont des Chèvres, près de Cette-Eygun, les blocs de calcaires amygdalaires du Dévonien supérieur éboulés du pic de Coucourou.

Ardoises

Les schistes ardoisiers furent exploités épisodiquement jusqu'au début du XX^e siècle autour de Laruns. Les difficultés d'accès et d'extraction, la puissance réduite des veines -de bonne qualité au demeurant- ne permettaient qu'une faible rentabilité.

L'ardoisière de Gêtre, dans des schistes noirs et verdâtres du Carbonifère, était encore en activité au début des années 1950. Celle de Bagès, dans la même formation, est aujourd'hui entièrement comblée. Egaleme nt dans les schistes de la base du Carbonifère, mentionnons les anciennes exploitations de la rive droite du Gabarret, à l'Est de Bedous. Les schistes dévoniens furent exploités à l'Est d'Aas en limite de la feuille Argelès-Gazost, près de Laruns au quartier Barthèque, au-dessus de Geteu et à un demi-kilomètre au NNE de Louvie-Soubiron. Dans ces deux derniers sites, on exploitait une veine de 10 à 20 m de puissance longeant les calcaires marmoréens.

Gypse

Les pélites rouges du Permien renferment quelques dépôts de gypse : au Sud de la cabane de Spelunguette dans la haute vallée de Belonce ; près de la cabane de Gourgue Sec dans la haute vallée de Baralet ; à la lisière supérieure du bois d'Espelunguère à l'Ouest des Forges d'Abel. Fibreux ou saccharoïde, très blanc, il se présente en masses et traînées irrégulières, peu épaisses, paraissant correspondre à un remplissage secondaire de fractures, et semble lié au dépôt de pélites et de calcschistes verdâtres (Mirouse, 1966).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Zinc, plomb (argent)

Des filons à blende et galène à gangue quartzeuse, de puissance décimétrique à métrique, ont été signalés dans le Crétacé supérieur des Eaux-Chaudes. Ils paraissent liés à des accidents parfois jalonnés de Trias

et d'ophite : col de Lurdé, coume de Balour (une galerie de 50 m ?), coume d'Aas, Sud d'Anouillas, Sud des brèches d'Arcizettes.

Quelques filonnets existent dans les roches volcaniques au pic de Peyreget ou à leur proximité au col de Mondelhs. Mais c'est dans le Dévonien inférieur silto-carbonaté que se trouvent les concentrations les plus importantes.

À la « mine de Barthèque », à l'Ouest de Laruns, dans le vallon de Beteret, fut exploité fort anciennement puis au début du XX^e siècle, un filon subméridien de 250 m de long, 100 m de haut et 0,40 à 0,80 m de large, à blende, galène argentifère, gangue de quartz et calcite, environné de filonnets de cuivre gris.

Dans le bois de Sesques, dans la gorge du Bitet et dans la galerie d'amenée d'eau du vallon de Gaziès à celui de Sesques, existent de nombreux filons à blende et calcite épais de quelques centimètres à 3 m et longs de quelques mètres à 10 m, sur des fractures des cornéennes quartzomiacées et calciques de l'auréole métamorphique du granite des Eaux-Chaudes (Costes, 1973).

Dans la gorge du Bitet, la minéralisation apparaît sur 700 m de long dans le lit du torrent -d'accès difficile- dans des cornéennes calciques en contact avec le granite ; elle occupe des fractures E-W, N110°E et N60°E à pendage sud. Sur les 2 km de la galerie de Gaziès on a relevé 35 fractures minéralisées E-W, N-S et NNE-SSW ; côté Gaziès certaines fractures du granite sont minéralisées. La minéralisation est bréchique, la blende occupant les espaces entre des cristaux de calcite et des fragments anguleux de l'encaissant ; la paragenèse comprend : quartz, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite et galène.

La blende existe, seule, dans les cornéennes calciques et les cipolins en minces lits correspondant au litage original et disséminée (observation microscopique) parmi les cristaux de calcite.

La prospection géochimique du site du Bitet ayant montré l'existence d'une anomalie en Zn (1 600 à 5 000 ppm) de 300 m de long se superposant à une anomalie en Pb (200 à 700 ppm) liées aux intercalations carbonatées de la série schisto-gréseuse, une exploration par forages implantés près de la cabane ruinée de Gaziès, à 50 m au Nord-Ouest de la passerelle du ruisseau de Sesques, a été effectuée par le BRGM en 1983.

L'un, orienté N350°E et incliné de 60°, traversa 265 m de cornéennes siliceuses et calciques faiblement minéralisées, 10 m de brèches quartzieuses à 12 % Zn sur 2,50 m et 10 m de Crétacé supérieur calcaire.

L'autre, orienté N320°E et incliné de 50°, rencontra entre 20 m et 30 m des teneurs jusqu'à 2,7 % Zn, entre 50 et 100 m des cornéennes bréchifiées

minéralisées contenant 0,76 % Zn entre 87 m et 89 m, et pénétra à 180 m, après 10 m de granite faiblement minéralisé sur fissures, dans le Crétacé supérieur calcaire jusqu'à 300 m.

La minéralisation filonienne proviendrait de la blende syngénétique disséminée dans les calcaires, mobilisée postérieurement au métamorphisme lors d'une phase cassante tardihercynienne ; les fluides hydrothermaux libérés par le métamorphisme permettant le transport du zinc (et d'autres minéraux) sur de faibles distances et son dépôt le long de fractures alors en distension.

Fer

Les calcaires carbonifères et la base du Culm recèlent quelques filons à fer et cuivre (sidérose, chalcopryrite) : 2 km au Sud de Léés-Athas près des granges Menchicoh et Ensarric ; 3 km à l'ENE d'Accous et 500 m au Nord de la cabane de Bergout.

Des gîtes à fer seul s'y rencontrent aussi : 4 km à l'ESE d'Accous, près de la Borde Larraux (quartz, pyrite, oligiste) ; à Anglus et à Peyrenère, près de la route du Somport, exploités entre le milieu du XVIII^e siècle et le milieu du XIX^e siècle, le minerai (pyrite et oligiste) étant traité aux Forges d'Abel (du nom du dernier exploitant).

Dans un environnement fort différent se trouve l'indice du Mail de Castillon, à 3,5 km à l'Est du pic Soulaing : de l'oligiste emplit des fissures de l'ophite de largeur millimétrique -ce qui est fréquent sur les affleurements de cette roche- mais aussi des fractures de la brèche albienne sus-jacente, parfois larges de 20 cm.

Sous les granges d'Ourdou, situées en bordure nord de la feuille, à l'Est du gave d'Ossau, des calcaires dévoniens sont porteurs d'ankérite et d'oligiste. Le site a été exploité au XIX^e siècle (forges de Béon) et a fait l'objet de travaux en 1912-1913 (Arripe, 1987).

Cuivre

Le cuivre fait souvent partie de la paragenèse des gîtes à Zn, Pb et Fe, mais il se présente aussi seul ou dominant. On connaît deux types de gîtes :

– en filonnets anastomosés à chalcosine, chalcopryrite et oxydés de cuivre, remplissant des fissures et fractures de roches magmatiques permienues comme au Nord du col de Saoubathou, ou de calcaires sous-jacents à la discordance permienne par exemple au col de Saoubathou et à Anglus (au Sud-Ouest des Forges d'Abel) où le cuivre gris serait argentifère ;

– en filons remplissant des fractures de terrains essentiellement carbonifères : à Borce, un filon à chalcopryrite et calcite de 0,60 m d'épaisseur, orienté N140°E, dans les schistes et grès du Culm a été exploité par 100 m de galeries ; au Nord du col de la Nabe, une galerie E-W de 150 m a suivi dans la même formation une minéralisation en chalcopryrite ; au Sud des Forges d'Abel, près des cabanes d'Escouret, un filon WSW-ENE de 0,25 m d'épaisseur dans des calcaires ; dans le bois de Sansanet un filon WSW-ENE de 0,20 m à 1,45 m d'épaisseur à calcite et chalcopryrite.

Au Sud du pic de Cézy, dans le Trias allochtone porté par le Crétacé supérieur de la Tume, quelques galeries et tranchées ont suivi de petites fractures de calcaires du Muschelkalk, minéralisées en calcite, chalcopryrite, malachite et galène. La minéralisation principale était un filon N-S subvertical puissant de trois pieds. Connue au XVIII^e siècle et probablement plus anciennement, ce gîte a été exploité de 1878 à 1883 (Loubergé, 1867).

Manganèse

À l'Est de Cette-Eygun, un peu en amont de la cabane d'Arna, un amas de manganèse (diallogite et pyrolusite) au sein de calcaires du Dévonien supérieur a été exploité par galeries sur les deux rives du ruisseau Escuarpe ; la production aurait été de 400 t de tout-venant à 30 % de manganèse.

Au col de Suzon, à l'ENE du pic du Midi d'Ossau, plusieurs amas et imprégnations de pyrolusite et d'hématite dans des calcaires ont été reconnus par grattages et galeries sur 500 m suivant la direction N160°E avec 1 à 2 m de puissance.

Tungstène

La scheelite est connue en plusieurs points de la bordure du granite des Eaux-Chaudes : près du pic de la Sagette et dans le bois de Lavigne, à l'Ouest du lac de Fabrèges, dans des skarns à clinopyroxène, grossulaire, idocrase, calcite, quartz, pyrite et pyrrhotine situés au contact des calcaires du Dévonien inférieur et de la granodiorite ; dans le bois du Bitet, en rive gauche des gorges du même nom (Lopez, 1973).

Dans ce dernier site, deux occurrences existent à quelques dizaines de mètres au-dessus de la piste forestière : l'une, située dans des cornéennes, à 40 m du granite, large de plusieurs mètres et suivie dans la direction N-S sur 15 m montre de la scheelite éparse dans des sulfures massifs ; l'autre, au contact des cornéennes et du granite, consiste en sulfures épais de 0,60 m à 0,60 % de scheelite.

Deux sondages implantés sur la piste, face au confluent de l'Arrec de Sesques, en 1984, en ont recherché le prolongement. L'un, orienté N100°E et incliné de 50° a traversé une dizaine de lames granitiques d'épaisseur métrique à plurimétrique ; de part et d'autre de l'une d'elles on a trouvé 0,01 à 0,14 % WO_3 (de 32,15 m à 37,75) et 0,02 à 0,05 % WO_3 (de 44 m à 53 m) associé à la pyrite, la chalcopryrite, la pyrrhotite parfois massive, des sulfures de nickel, du mispickel et un peu d'or. Le forage s'est poursuivi dans le granite de 129 m à 142 m.

L'autre, de même orientation mais incliné de 75°, a rencontré la même fréquence de lames de granite, des traces et filonnets épars de pyrite, chalcopryrite, pyrrhotite et seulement trois passes faiblement minéralisées en scheelite à 65 m, 93-94 m, 100 m, 105 m. Entre 152 et 156 m, 2 minéralisations en blende de type stockwerk (2 % Zn sur 1,50 m) ont été observées. Le forage a été arrêté au Crétacé supérieur à 163 m.

Fluorine (Loubergé, 1965 ; Martin, 1979)

Le gisement de fluorine d'Anéou, à 1,5 km au Nord-Ouest du col du Pourtalet, a été exploité de façon artisanale et épisodique de 1900 à 1906 par une société espagnole et de 1909 à 1914 par un entrepreneur local (2 000 t). Le spath-fluor était utilisé principalement comme fondant en métallurgie. Dans le courant des années 1960, des travaux de recherche ont conclu à la non rentabilité du site en raison de la trop grande dispersion de la fluorine de qualité optique et de l'enneigement prolongé du site.

Sur le versant espagnol du col, un gisement plus important a été exploité de 1914 à 1936 ; la fluorine pure partait via Laruns vers l'Allemagne et l'Angleterre. Reprise en 1965, la production a totalisé 500 t jusqu'en 1976. Un autre gisement à 1,5 km du col sur la route de Sallent a produit 750 t/an à 70 % de fluorine en 1969-1970.

La minéralisation est associée à des masses siliceuses sombres (indiquées sur la carte par un figuré particulier) en carapaces sur les calcaires carbonifères à patine généralement claire. Ces croûtes superficielles, épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, résultent de la silicification des calcaires dont le litage et des reliques sont localement conservés. Elles sont discordantes sur la stratification des calcaires même si on observe que la silicification s'est développée le long de joints de stratification et de failles.

La fluorine fait partie du remplissage de cavités d'origine karstique réparties au sein de la carapace, à la limite carapace-calcaire et dans le calcaire sous-jacent non silicifié, formant des lentilles anastomosées puissantes de quelques

centimètres à 1 m. La partie inférieure des remplissages est souvent constituée par des sédiments détritiques à éléments probablement permien. La fluorine est associée au quartz et à la calcite. La qualité optique se trouve généralement dans les poches des calcaires non transformés.

Des phénomènes de remplacement existent dans l'encaissant silicifié donnant des faciès zébrés ou rubanés à lits de quartz, de fluorine et de quartz et fluorine mélangés.

Silicification et minéralisation sont postérieures aux déformations hercyniennes dont elles recoupent tous les éléments. On considère que leur âge est permien depuis la datation autunienne du volcanisme de ce secteur. Elles sont affectées par la fracturation alpine, en particulier par les failles subverticales N110°E et N-S à N150°E ; ainsi, la silicification a été protégée de l'érosion le long de certains accidents après dislocation d'une carapace de plus grande importance.

Elles pourraient résulter de la circulation dans des réseaux karstiques d'eaux météoriques alternativement chargées en silice et fluor selon les conditions physico-chimiques ambiantes, après lessivage de sédiments permien riches de ces éléments (tuffis et laves de l'Ossau et de l'Anayet). L'apport fluoré par des eaux-chaudes avec zone d'échange avec les eaux froides siliceuses a été envisagé.

Enfin, des remobilisations se sont produites le long de fractures alpines donnant naissance à des gîtes filoniens tel celui d'orientation N110°E exploité au col du Pourtalet.

Phosphate

Des travaux ont été effectués dans les schistes et jaspes de la base du Carbonifère pour le phosphate de calcium qui s'y trouve concentré en plaquettes et nodules au sein des jaspes noirs (lydiennes) de la partie inférieure de cette formation (10 à 20 m), pour utilisation comme engrais :

- à la Montagne Verte, à l'Est de Laruns : galerie d'accès facile près de la borne 1 174 m, tranchées au Sud de Bagès, grattages sur le versant nord ainsi qu'au pic Lazive. Les nodules sont rares et les teneurs faibles ;
- en vallée d'Aspe, au Sud du pont de Lescun et au Sud-Est du pont du Roy : plusieurs tranchées et galeries. La teneur la plus forte (14 à 22 % de P_2O_5) est limitée à une assise riche en nodules de 1 à 7 cm de diamètre, épaisse de 0,30 m à 0,70 m et située au sommet des lydiennes ;

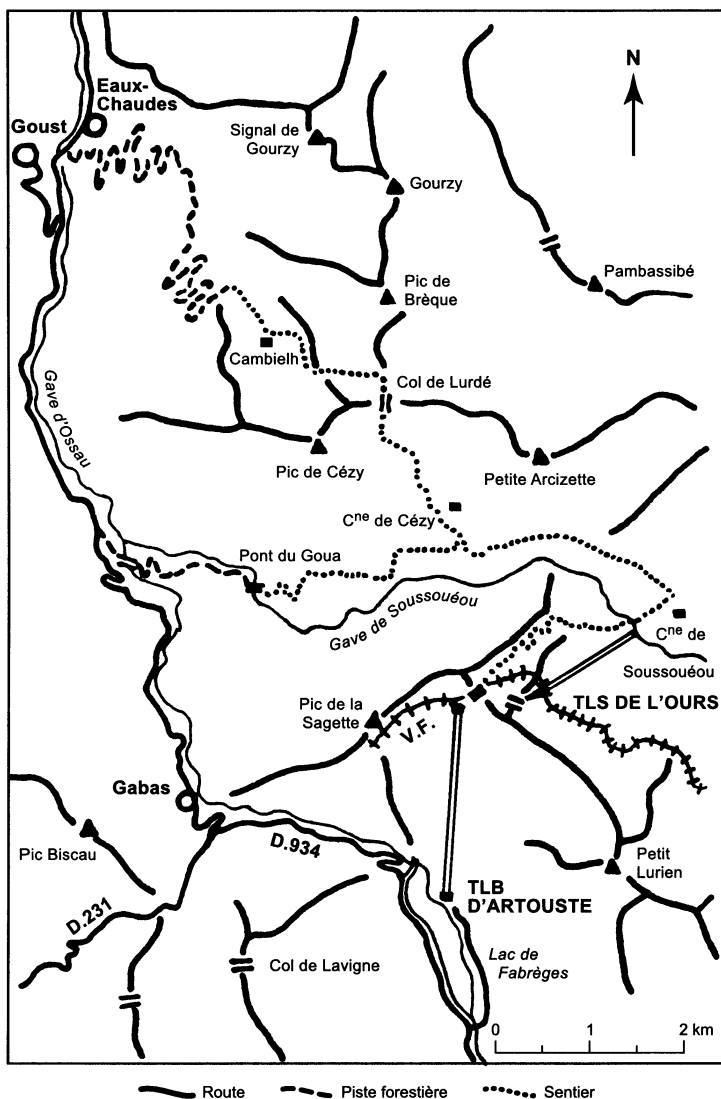


Fig. 19 - Schéma de l'itinéraire de l'excursion du lac de Fabrèges aux Eaux-Chaudes par le col de Lurdé

– au Sud de Lescun : à 1 km au SSW de Lhers, au « Roc de Manaudas » ; au bois de Larassiette et au pont d'Itchatxe, dans le haut vallon du ruisseau de la Brennère. Ces gîtes sont pauvres en nodules.

Renseignements divers dans Bouquet C. (1978), Prian J.-P. (1978) et Crilat S. (1981).

Skarns à wollastonite du pic de la Sagette

À 100 m au Nord de la gare de départ ouest du chemin de fer d'Arbouse, dont les quais sont constellés de fines baguettes de wollastonite, on peut observer à un remarquable skarn plurimétrique en contact d'intrusion du faciès clair lumineux (γ_b^m) de la bordure du pluton des Eaux-Chaudes. On y voit des gerbes de cristaux de wollastonite (silicate de calcium) atteignant jusqu'à 80 cm de longueur, contre un quartz gris côté granite et une mince frange centimétrique de skarn à clinopyroxène et grenat du côté des marbres dévoniens d1-2.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

1- Randonnée pédestre du col de la Sagette aux Eaux-Chaudes par le col de Lurdé

Durée 7 à 8 h. Dénivelée : 540 m ou 982 m selon itinéraire.

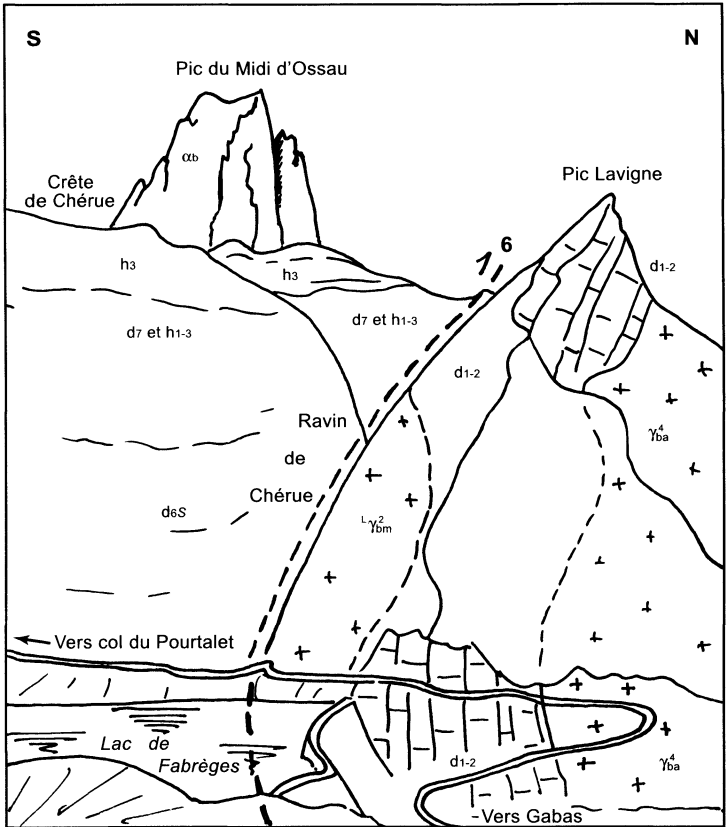
Se munir de la carte IGN à 1/25 000 1547 Ot Ossau

L'itinéraire proposé part du col de la Sagette (1 975 m) qu'il est préférable d'atteindre par la télécabine d'Artouste qui fonctionne habituellement de juin à septembre. En cas d'arrêt, l'ascension pédestre du col augmentant par trop la durée de l'excursion et l'effort physique, le départ se ferait au pont de Goua (966 m) accessible par une piste forestière depuis le Hourc, et l'on rejoindrait l'itinéraire au plateau de Cézy. L'arrivée est à prévoir au village des Eaux-Chaudes ou au terminus (1 530 m) de la piste montant du village vers la cabane du Cambielh (fig. 19).

Du pont de Goua au plateau de Cézy

Le sentier s'élève rapidement sur des blocs éboulés et des affleurements de la granodiorite claire à biotite qui constitue le cœur du pluton des Eaux-Chaudes. À remarquer localement, le poli et les stries glaciaires.

À 1 300 m d'altitude, laisser à droite (Est) le sentier du Soussouéou ; des lacets raides conduisent à la base de la falaise de Crétacé supérieur en



Légende : mêmes notations que celles de la carte

6 : faille de la Sagette (cf. schéma structural)

Fig. 20 - Schéma géologique à l'Ouest du lac de Fabrèges

contact normal sur la granodiorite (environ 2 h du pont de Goua). On se trouve sous un surplomb et le sentier vient à l'Est dans des calcschistes argilo-gréseux bleu-noir du Cénomanién supérieur. Les calcaires surplombants sont attribués au Turonien. Le contact avec la granodiorite n'est pas visible ici sauf à entreprendre une traversée périlleuse dans l'abrupt boisé. Remarquer la schistosité alpine inclinée de 30° vers le Nord dans les bancs les moins compacts, 70° ailleurs, et la stratification à 10° dans la même direction.

On franchit en deux lacets les calcaires massifs du Turonien puis on aborde une série de bancs de calcaires cristallins, dolomitiques, localement zoogènes et de dolomies sombres du Coniacien. Ils sont surmontés par les calcaires gréseux jaunâtres du Santonien dont il est possible d'observer la base à une cinquantaine de mètres au-dessus du sentier. Celui-ci tourne au Nord-Ouest et la vue embrasse alors le plateau de Cézy et le synclinal couché de la Petite Arcizette qui le domine.

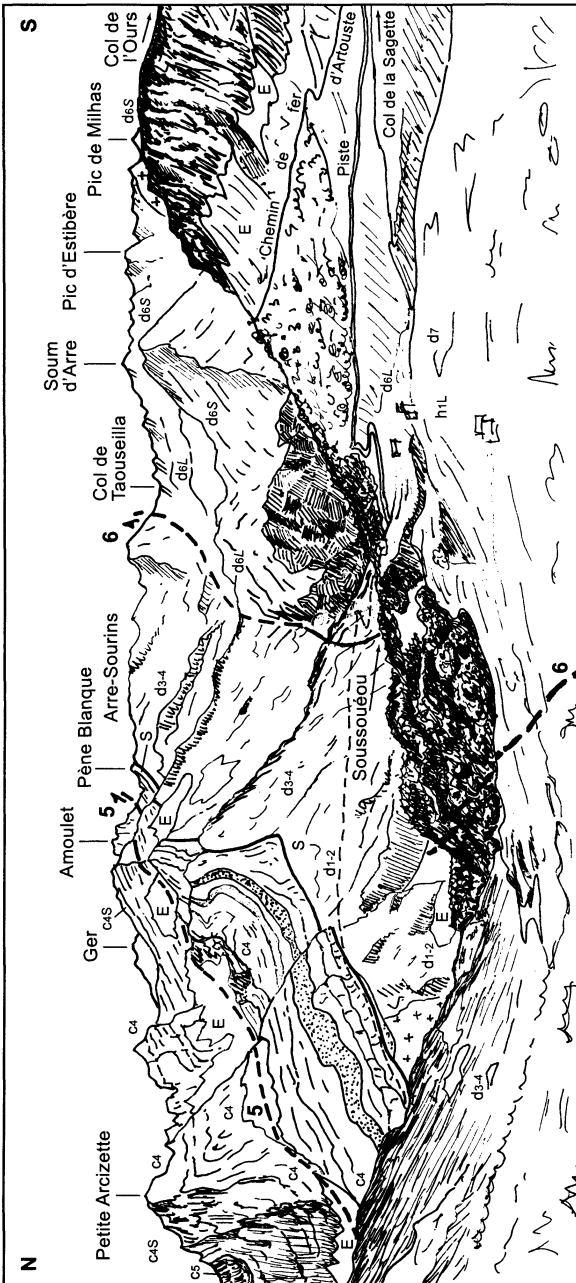
Le sentier rejoint ici l'itinéraire venant du col de la Sagette. Prendre celui-ci à rebours sur 1 km environ en restant sur le même sentier, pour aller jusqu'à un site d'observation facile du contact Crétacé supérieur - substratum paléozoïque (arrêt 3 de l'itinéraire complet).

Du col de la Sagette au plateau de Cézy

L'itinéraire suit d'abord l'important accident tectonique qui contourne par le Sud le massif granodioritique des Eaux-Chaudes, séparant ce dernier et son encaissant sédimentaire d'âge dévonien inférieur à moyen, de terrains d'âge dévonien supérieur contenant le pluton occidental de Cauterets ; c'est la faille de la Sagette du nom du col où l'on va passer, repérée par le numéro 6 sur les schémas ci-joints et sur le schéma structural de la carte. C'est le prolongement occidental de la faille du col de Sagette (Bresson, 1903) entre les vallées d'Arrens et d'Estaing (Sagette ou sayette signifie sentier raide en patois local).

Au départ de la télécabine, un coup d'œil vers l'arrière (Ouest) permet d'apercevoir le tracé de l'accident à l'Ouest du lac de Fabrèges ; il suit le ravin de Chérue qui débouche à 100 m au Sud du barrage et passe par le col Lavigne (fig. 20).

La télécabine suit le ravin de la Sagette lui aussi creusé le long de l'accident. On passe au-dessus de roches rougeâtres et verdâtres extrêmement schistosées (calcaires du Dévonien terminal) surmontées en rive gauche, dans le bois et au-dessus, par des schistes à intercalations calcaires et des quartzites (série de Sia du Dévonien supérieur) qui donnent à la crête de la Sagette son aspect déchiqueté.



Légende : mêmes notations que celles de la carte

+ + granodiorites des Eaux-Chaudes et du massif de Cauteirets occidental

5 : chevauchement Bouerzy-Cézy, ou des Eaux-Chaudes ; **6** : faille de la Sagette (cf. schéma structural)

Fig. 21 - Vue vers l'Est depuis le col de la Sagette

En rive droite, un matériel différent : schistes et calcaires injectés de granitoïdes clairs ; il s'agit d'un lambeau de Dévonien inférieur entraîné le long de l'accident car il est séparé du Dévonien inférieur du pic de la Sagette, à l'Ouest, par une combe à Dévonien terminal et lydiennes du Carbonifère inférieur.

À la gare, sortir côté est et gagner le col de la Sagette au-dessus du tunnel de la voie ferrée. Il y affleure des pélites grises à minces lits grésocarbonatés ocre, très schistosées, attribuées à la série du pic Lariste, emballant des masses de quartz et de lydiennes (face à la gare par exemple).

Arrêt 1

Au col, venir horizontalement à gauche (Nord) jusqu'à l'ancien téléski de Herrana pour bénéficier d'une vue dégagée sur le panorama allant de la Petite Arcizette, au Nord, au pic des Tourettes, au Sud (fig. 21).

On observe :

– à gauche (Nord), l'ensemble clair des calcaires du Crétacé supérieur qui comprend :

- . une partie inférieure reposant en contact stratigraphique sur le Paléozoïque (contact S), dans laquelle on remarque les bandes sombres, irrégulières, de dolomies coniaciennes. Les couches, qui sont faiblement inclinées vers le Nord au-dessus du pluton des Eaux-Chaudes et des calcaires encaissants, se redressent et localement, se renversent au-dessus des séries pélitiques à l'Est ;

- . une partie supérieure, correspondant au chaînon des Arcizettes, décollée le long d'un accident (5), le chevauchement Bouerzy-Cézy ou chevauchement des Eaux-Chaudes, masqué sous des éboulis. Les couches y sont ployées en un synclinal couché dont on aperçoit la charnière et l'amorce du flanc sud, inverse. C'est ici l'extrémité sud-orientale du système dit des « plis couchés des Eaux-Chaudes » ;

- . devant nous, au Sud du contact S : la granodiorite des Eaux-Chaudes, les calcaires et dolomies du Dévonien inférieur, des schistes du Dévonien moyen qui forment vers l'Est la crête de l'Arre-Sourins ; le prolongement de l'accident du col de la Sagette (6) qui passe peu au Nord du col de Taouseilla et par les vallons et ravins qui en descendent vers l'Ouest ; les reliefs du Soum d'Arre et de l'Estibette armés par les schistes et quartzites des séries de Sia et du pic Lariste ; enfin le pic de Milhas en granite du massif occidental de Cauterets.

Dans les premiers plans, l'accident suit à peu près le fond du thalweg, séparant les pélites et calcaires de la crête de Herrana, au Nord, de lydiennes et de calcaires dévono-carbonifères discontinus, des pélites grises et des quartzites (série de Sia) de l'éperon rocheux qui précède le col de l'Ours au Sud-Est.

En descendant vers le Soussouéou, observer sur le tracé de l'ancien téléski de Herrana des lydiennes et des calcaires ocre, amygdalaires, associés (Dévonien terminal ?). On retrouve des lydiennes en bordure de la piste, aux environs du point coté 1 738, peu épaisses (1 à 3 m), broyées, associées à des calcaires variés. Cette désorganisation des couches résulte du plissement et de l'étirement dans une étroite bande le long de l'accident, de couches du Dévonien terminal - Carbonifère basal.

Variante

Il peut être possible (saison, horaires) de descendre au Soussouéou par le télésiège de l'Ours implanté au col du même nom qui s'atteint en 20 minutes de marche vers le Sud-Est par une piste partant du col de la Sagette. Ce faisant, on observe, après une faille limitant les pélites grises du col, des calcaires amygdalaires jaunâtres et des calchistes à deux intercalations de lydiennes ; l'ensemble est affecté par plusieurs failles directionnelles. Certaines couches jouxtant les lydiennes pourraient être carbonifères mais on ne possède pas d'arguments paléontologiques. La plus grande partie relève du Dévonien supérieur terminal. Une faille peu évidente ici (éboulis, parallélisme local des couches) sépare les calcaires des quartzites gris-vert en bancs massifs du pic de la Sagette (série de Sia). Traverser la « plaine du Soussouéou » (cône de déjection très surbaissé du torrent venant d'Arre) et monter vers le Nord-Ouest le sentier tracé le long de l'adduction d'eau aux cabanes. On rencontre :

- des pélites gris-vert à patine gris argent identiques à celles que l'on a vues au col de la Sagette, à minces lits carbonatés, petits filons de quartz, à clivage fortement penté au SSE ou vertical (série du pic Lariste) ;
- des schistes massifs, bleu-noir, à lits gréseux, d'abord bréchifiés sur plusieurs mètres d'épaisseur (Dévonien moyen).

Arrêt 2

La limite, nette, entre ces deux ensembles est l'accident de la Sagette. Cette zone hétérogène et fracturée permet des circulations d'eau dont les sources que l'on voit en contrebas sont les exutoires. Plus haut, des calcaires massifs à patine claire, cassure grise à gris-bleu, souvent veinés de noir, crinoïdiques, largement transformés en dolomie rousse (Dévonien inférieur).

Puis le sentier rejoint le chemin d'Arre au plateau de Cézy qui, dans le ravin situé à l'Est du point coté 1 612 m, passe sur le contact stratigraphique du Crétacé supérieur et du Dévonien.

Arrêt 3

L'endroit mérite une halte (se méfier des chutes de pierres) car c'est le seul de la région permettant d'observer dans de bonnes conditions ce

contact et le Cénomaniens. Se reporter pour la description détaillée aux pages 68-69 de cette notice. Succinctement, observer : les grès de base à nombreux débris coquilliers qui pénètrent dans les anfractuosités du substratum ; des préalvéolines (très petits grains blancs) dans des niveaux à joints rougeâtres entrelacés, à 2 m environ au-dessus de la base ; en descendant, prudemment, sous les grès, des bancs de conglomérat inclinés vers l'Ouest maintenant rapportés à l'Albien plutôt que, comme autrefois, au Trias inférieur dont on ne trouve pas ici la teinte rougeâtre.

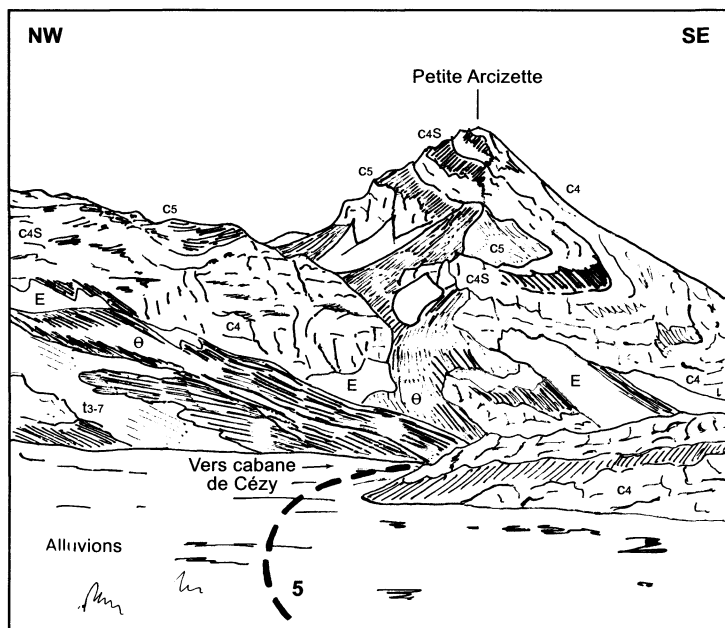
Le chemin suit la vire dégagée dans les niveaux tendres du Cénomaniens, puis s'élève dans les calcaires massifs du Turonien qui surplombaient jusqu'ici.

On arrive alors au vaste replat des cabanes de Cézy vers lesquelles on se dirige. Ce faisant, on entre dans le Coniacien représenté ici par des calcaires noirs en bancs. Ils sont faiblement inclinés vers le NNW en sorte que leur prolongement vers le Sud rencontre le relief de terrains paléozoïques de la Sagette ; il faut donc qu'il y ait une faille dans le ravin du Soussouéou, ou bien qu'il y ait eu un brusque reploiement du Crétacé supérieur vers le haut à l'image de ce que l'on a observé au Sud de la Grande Arcizette (fig. 3), ou peut-être une combinaison des deux mouvements. Remarquons que cela se produit près de la limite du bloc peu déformable que constitue le granite des Eaux-Chaudes. Avant de tourner le dos au panorama du Soussouéou fermé au loin par le Pallas, réalisons l'élan considérable de la couverture de Crétacé supérieur puisqu'au Balaïtous, derrière le Pallas, elle est à 3 140 m d'altitude avec un pendage de 10° vers le Sud ce qui permet d'envisager une position à quelque 4 000 m au-dessus du granite occidental de Cauterets ; ce bombement dû à la compression submérienne pyrénéenne, ne peut qu'avoir eu des effets importants sur les terrains paléozoïques : la faille de la Sagette en est de toute évidence un exemple.

En approchant des cabanes, remarquer les pertes et les gouffres ainsi que le relief de type lapiaz. Remarquer aussi les sources au pied de l'escarpement oriental : elles sont situées sur du Trias moyen-supérieur imperméable qu'on va traverser en montant au col de Lurdé ; ce Trias (argiles, calcaires, cargneules, ophites), couvert de prairies, s'insère entre les calcaires de base et ceux de l'Arcizette le long de l'accident 5 (fig. 22) ou chevauchement des Eaux-Chaudes, ici sub-horizontale, que l'on franchit donc au fond du plateau.

Arrêt 4

Après s'être élevé un peu, observer vers le Nord-Est l'ensemble de la Petite Arcizette (fig. 22) :



Légende : mêmes notations que celles de la carte

5 : tracé probable du chevauchement Bouerzy-Cézy,
ou des Eaux-Chaudes (cf. schéma structural)

Fig. 22 - Vue vers l'Est depuis la base des pentes méridionales du col de Lurdé

- à gauche et devant, la falaise de calcaires santoniens subhorizontaux en succession stratigraphique normale et le flysch campanien qui les surmonte ;
- à droite, son prolongement plissé en un synclinal déversé vers le Nord-Ouest dont le cœur est occupé par le flysch de teinte brune ;
- la base, l'amas de matériel triasique et d'ophite que l'on gravit semble bien passer sous la barre calcaire ;
- vers l'Ouest, ce Trias paraît bourré entre le Crétacé supérieur du plateau et celui, fort plissé, du pic de Cézy.

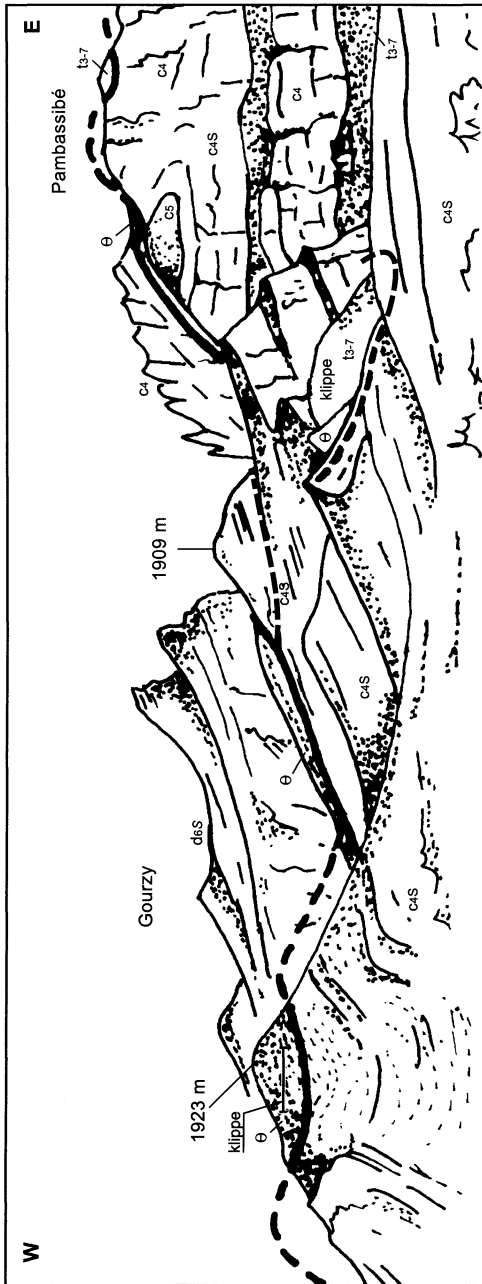
À l'approche du col, apparaissent à droite du sentier (est) des affleurements de grès et schistes du flysch qui, plutôt imperméable, donne un plateau herbeux, humide, apprécié des troupeaux. À gauche, toujours du Trias.

Au col, on voit nettement que ce Trias recouvre la barre de Santonien et de Campanien des Arcizettes en formant les reliefs arrondis et herbeux qui la surmontent. Il n'y a donc pas continuité entre elle et l'édifice du pic de Cézy constitué de calcaires gréseux santoniens : il s'agit de deux ensembles structuraux distincts. À l'Ouest du col, on peut voir des calcaires typiques du Muschelkalk.

À 250 m au Nord du col, venir vers l'Ouest par un petit vallon qui mène à une sente subhorizontale bien marquée dans des éboulis. Ce faisant, on retrouve les calcaires de l'Arcizette, en particulier les calcaires à silex et leur maigre prairie, ondulés et faillés, sur lesquels sont posés des paquets d'ophite (fig. 23). Il est proposé de considérer ces derniers comme des témoins (klippes) d'une lame de Trias comprenant celui du col de Lurdé et la masse d'ophite subverticale qui franchit le relief au pied du pic de la Brèque. L'accident chevauchant ainsi défini se prolongerait par le cirque de Balour vers le Trias de la crête du Pambassibé. On voit aussi, au Nord, la masse sombre des terrains paléozoïques du Gourzy qui sont charriés sur le Crétacé supérieur de la coume de Balour.

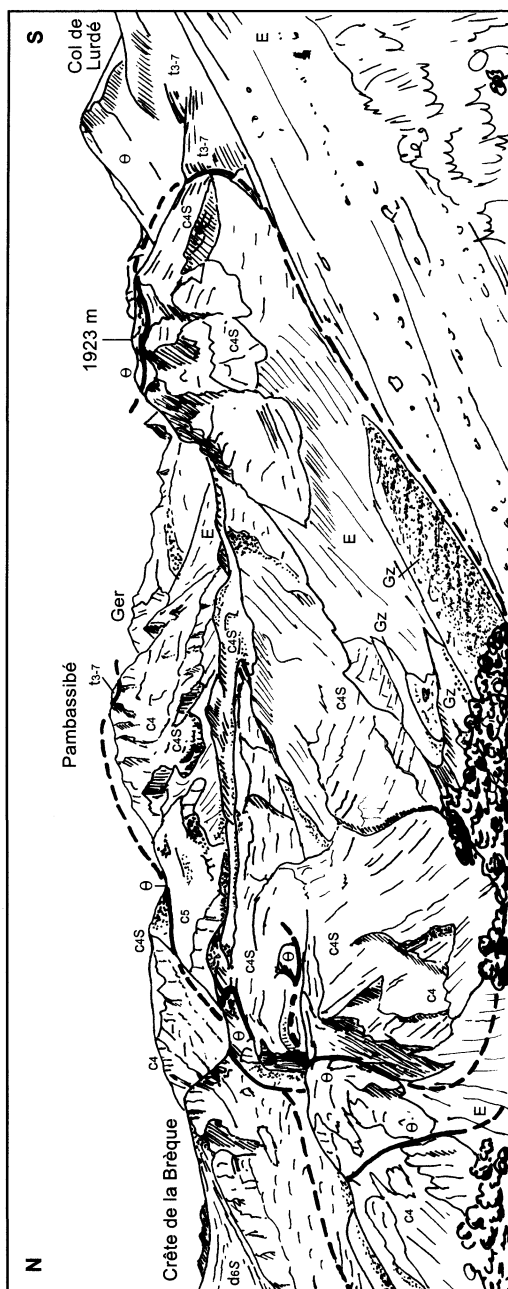
Après la pente d'éboulis, prendre pied sur la crête de calcaires gréseux du Cézy et la descendre vers le Nord. De là, on peut observer sous un autre angle (fig. 24) le dispositif évoqué ci-avant :

- à droite (Sud), le Trias du col de Lurdé qui paraît s'enfoncer dans le vallon et la klippe d'ophite de la cote 1 923 m ;
- au milieu, les calcaires santoniens C4 et C4S plissés (ceux de l'Arcizette). Au fond du panorama, dans le versant méridional du Pambassibé, ces mêmes couches forment un synclinal couché au Sud, à cœur de flysch campanien ;
- à gauche (Nord), la lame d'ophite traversant la crête de la Brèque et marquant l'accident qui se prolonge logiquement vers le Trias du col et du sommet du Pambassibé ;



Légende : mêmes notations que celles de la carte

Fig. 23 - Du col de Lurdé, tracé de l'accident col de Lurdé-Pambassibé



Légende : mêmes notations que celles de la carte — Accident — Accident caché ou supposé

Fig. 24- Vu de l'Ouest, le tracé de l'accident col de Lurdé-Pambassibé.
 Sous la crête de la Brèque, tracé du chevauchement du Gourzy

- au premier plan, l'accident passerait par le vallon boisé encombré d'arcs morainiques ;
- remarquer que le Paléozoïque charrié de la crête de la Brèque (Gourzy) est limité au Sud par cet accident du Pambassibé lequel, peut-être dans une phase ultime, paraît donc postérieur au chevauchement.

Le sentier se dirige au Nord-Ouest vers la cabane du Cambielh. Mais on peut aussi continuer à descendre la crête pour observer une petite klippe équivalant à celle du Gourzy et qui forme un petit ressaut boisé entre 1 700 et 1 650 m ; elle comporte des calcaires jaunâtres, rubanés de lits siliceux et des schistes verts et gris foncé ; le contact anormal avec le Santonien est marqué par une brèche quartzeuse blanche inclinée vers le NNW.

Descendre ensuite à la cabane de Cambielh puis suivre vers le Nord-Ouest un mauvais chemin jusqu'au terminus de la piste des Eaux-Chaudes en passant sous une petite falaise de calcaires et de schistes dévoniens appartenant au lambeau charrié du Cézy. Le contact avec le Crétacé supérieur n'est pas visible mais on verra, à proximité de la piste, des blocs de conglomérat rougeâtre, à éléments de quartz et de schistes, qui sont considérés comme des restes de la couverture de Trias inférieur du Paléozoïque (renversé).

La descente par la piste permet d'observer, malgré les éboulis et les moraines remaniées, des calcaires sombres (Coniacien ou Turonien) surmontant des calcaires gréseux jaunes (Santonien), donc en série inverse. Au premier virage en épingle à cheveux, on pourrait en descendant de quelques dizaines de mètres (abrupt et boisé) voir une masse d'ophite qui est un jalon de l'accident qu'on a franchi entre le plateau de Cézy et le col de Lurdé ; dans les bois de la Bouchouse et d'Haouquère, cet accident n'est pas visible, mais on le devine sur la rive gauche de la vallée, suivant le replat du hameau de Goust et son prolongement vers Miégebat (chevauchement des Eaux-Chaudes).

Au tournant le plus au Nord, observer les beaux faciès détritiques, très colorés, de la base du Santonien. Puis, en descendant vers le Sud, les dolomies et les calcaires à hippurites coniaciens, les calcaires massifs turoniens, enfin, dans les fourrés, les calcaires argileux et les grès du Cénomaniens dont on pourra trouver la base ravinant la granodiorite sombre, à biotite et amphibole, de la zone externe du massif des Eaux-Chaudes.

Note : En 2001, il a été fait état d'un projet de station de ski « à Anouilh » donc dans les environs du col de Lurdé. S'il comprend l'établissement d'une route d'accès, celle-ci permettrait évidemment une visite plus facile du site et mettrait peut-être à jour des affleurements susceptibles de préciser la structure de ce secteur.

2 - Excursion routière dans la vallée d'Aspe

Se munir des cartes IGN à 1/25 000 1546 Ot Oloron-Sainte-Marie 1547 Ot Ossau.

En venant d'Oloron, on pénètre sur la feuille Laruns-Somport à un demi kilomètre au Nord du tunnel ferroviaire de Clavière. Passé celui-ci qui traverse des calcaires du Trias, s'ouvre le « bassin de Bedous », élargissement de la vallée dans des terrains hétérogènes en partie triasiques. Dans la descente sur Bedous, sur la pente d'un cône de déjection ancien, prendre à gauche une route étroite et la suivre jusqu'à une table d'orientation à 650 m d'altitude (vue dégagée et stationnement aisé).

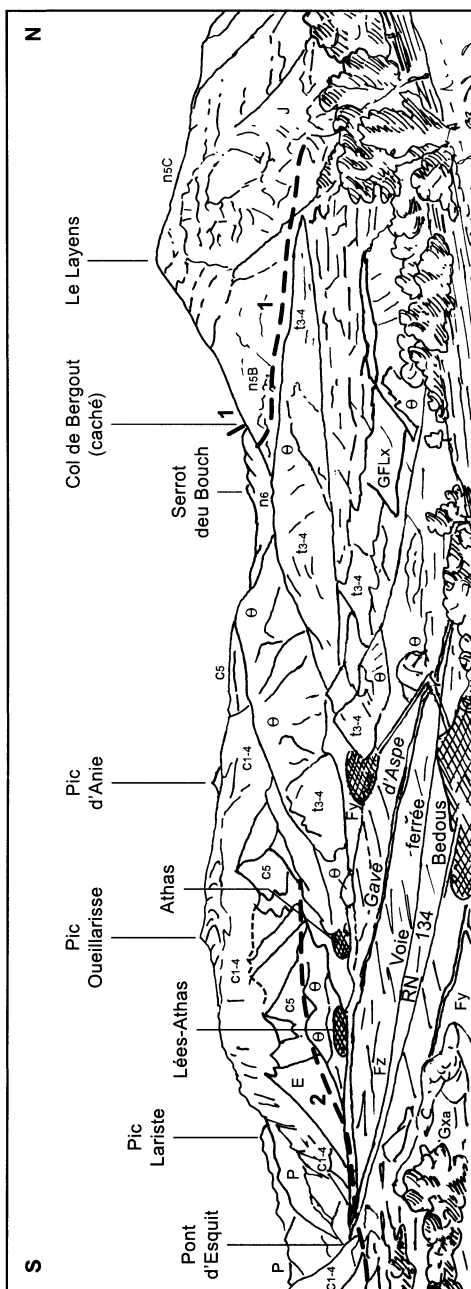
Arrêt 1 - (fig. 25) - Panorama à l'Ouest de Bedous

Il s'étend du Layens (1 557 m) au Nord, au défilé d'Esquit, au Sud, par où le Gave entre dans le bassin. On observe ici le prolongement vers l'Ouest du CDBA (couloir de décrochement Bielle-Accous). Il est limité au Nord par la faille du col de Bergout qui court sous les dolomies et calcaires d'âges jurassique à crétacé inférieur du versant sud du Layens, approximativement en haut des prairies ; le col de Bergout n'est pas visible.

Au Sud, il est limité par la faille du col d'Iseye (visible à l'arrêt suivant) qui passe au pied du relief de Crétacé supérieur du pic Oueillaris, le long du vallon qui débouche entre Athas et Léas-Athas. Remarquer l'enveloppement du Paléozoïque de la haute vallée d'Aspe par le Crétacé supérieur qui passe d'une quasi verticalité au défilé d'Esquit à un faible pendage au Nord à Oueillaris et au pic d'Anie dont on aperçoit le sommet. Entre ces failles, il s'agit de terrains triasiques pour l'essentiel et d'ophites façonnés par l'érosion en curieux petits pitons. Dans la vallée, en rive droite, des cordons morainiques (appuyés sur des apophyses de Trias) témoignent de périodes de stationnement du glacier d'Aspe lors de son maximum. Remarquer en aval une surface perchée sub-horizontale ; il s'agit d'une terrasse construite en marge du glacier à son maximum d'expansion alors que son front s'engageait dans la cluse de Clavère.

En arrière de la table d'orientation affleurent dans le talus des argilites et des calcaires jaunâtres bréchifiés du Keuper. En descendant, on peut observer deux affleurements d'ophite, puis, au carrefour avec le chemin menant au haut de Bedous, une ancienne carrière de calcaires du Trias.

Reprendre la route nationale, traverser Bedous et après le pont sur le Gabarret, prendre à droite la route d'Osse-en-Aspe. Juste après le pont sur le Gave d'Aspe, on longe un affleurement d'ophite bien dégagé. À l'entrée d'Osse-en-Aspe, s'engager à droite dans un chemin qui contourne la



Légende : mêmes notations que celles de la carte

n5B : brèches à éléments de Jurassique et de Crétacé inférieur

P : Paléozoïque de la haute chaîne

1 : faille du col de Bergout ; **2** : faille du col d'Iseye

Fig. 25 - Panorama à l'Ouest de Bedous

Montagne Castet ce qui permet d'accéder à des affleurements de divers faciès du Muschelkalk.

À l'église d'Osse, se diriger au Sud vers Athas et s'arrêter juste après un calvaire, sur une petite aire de pique-nique ; on y a une vue dégagée vers l'Est mais il est préférable de gagner en 10 mn (piste) le sommet du piton d'ophite 470 m d'où la vue est encore meilleure.

Arrêt 2 - (fig. 26) - Panorama à l'Est du Gave d'Aspe

Entre le plateau d'Ourdinse au Nord et la crête du pic Arapoup au Sud, il présente la partie orientale du compartiment structural observé à l'arrêt précédent. La faille du col de Bergout se poursuit à la limite des prés et des bois dominant Bedous et va, à l'horizon, franchir la crête au Nord du Turon de Lahouita. La faille du col d'Iseye suit le vallon de la Berthe qui s'ouvre à Accous, et passe peu au Sud de ce col. Entre le Jurassique-Crétacé inférieur de l'Ourdinse plissé avec déversement vers le Nord et le Crétacé supérieur du pic Arapoup, couverture normale de la zone axiale, fortement inclinée au Nord, le CDBA est constitué de blocs de Paléozoïque à couverture normale de conglomérats et de grès rapportés au Trias inférieur, blocs séparés par des couloirs de Trias ophitique de direction sensiblement subméridienne.

À l'horizon, les abrupts du Bergon sont en Jurassique-Crétacé inférieur plissé avec déversement vers le Nord, couverture décollée des terrains susmentionnés.

Au Sud du village d'Athas, après le cimetière, on peut constater sur de petits chemins que le relief est un entassement de blocs calcaires de toute taille, essentiellement santoniens ; il s'agit d'un dépôt de type coulée de débris descendu du Sud-Ouest.

Traverser Léés-Athas et s'arrêter peu avant l'usine hydroélectrique du pont d'Esquit (dégagement et chemin vers l'WNW).

Arrêt 3 - Le Crétacé supérieur discordant de la zone axiale

On se trouve à la bordure nord des « calcaires à hippurites » ou « calcaires des cañons » subverticaux ou fortement inclinés au Nord. Sur la rive droite, au bord de la route nationale, on aperçoit le sommet de la série (calcaires à silex) et quelques affleurements du flysch campanien qui forme les pentes du bois d'Arapoup.

Deux propositions de visite :

Arrêt 3a

Marche d'une heure aller et retour jusqu'à la base du Crétacé supérieur, par un sentier un peu escarpé au départ, assez encombré par la végétation en l'état actuel (2001) ; saison favorable, l'hiver.

Suivre à droite (Ouest) de la conduite d'eau un sentier qui recoupe les calcaires santoniens puis, sur la crête, les dolomies et calcaires dolomitiques coniaciens. Il vient ensuite au Sud dans un thalweg où il recoupe quelques mètres de grès calcaireux clairs, cénomano-turonien plaqués contre le Paléozoïque, ici veiné de quartz, formant un promontoire. D'ici, belle vue sur le défilé d'Esquit et sur la rive droite où apparaît la même succession. Remarquer la direction subméridienne du pli de calcaires dévono-carbonifères du pic Pèneblangue recoupée par celle, Est-Ouest, du Crétacé supérieur (discordance).

Arrêt 3b

Franchir le pont d'Esquit, prendre à droite la RN 134 et se garer sur un terre-plein à l'Est. On peut alors soit observer sans peine le Santonien le long de la route, soit monter à une ancienne carrière où la qualité de l'affleurement est évidemment meilleure ; mais ici l'accès au Coniacien et au Cénomano-Turonien est difficile.

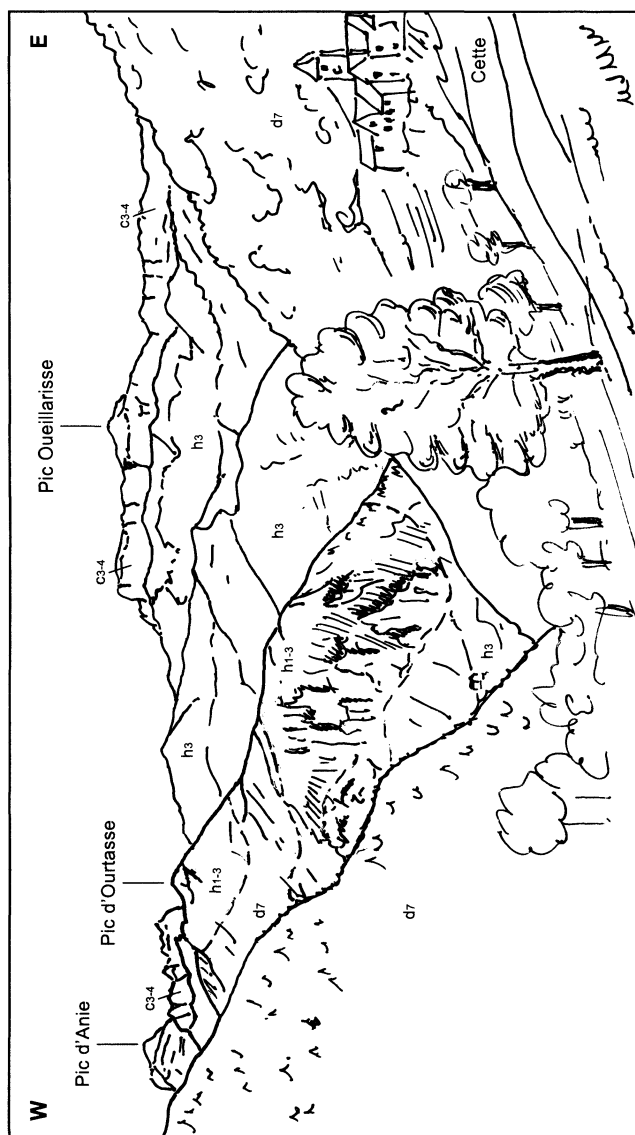
Reprendre la route vers le Sud. Elle traverse des calcaires dévono-carbonifères de direction subméridienne puis pénètre dans l'élargissement de Cette-Eygun dégagé dans les schistes et grès de la formation du pic Lariste (Dévonien supérieur). Prendre alors à gauche la route du village de Cette le long de laquelle cette formation affleure largement.

Arrêt 4 (fig. 27) - Vue sur le Crétacé supérieur du pic Oueillarisse

Au dernier tournant avant le village, s'arrêter sur une large plate-forme d'où la vue est excellente sur le pic Oueillarisse, au Nord-Ouest. Sa crête est en calcaires à hippurites dans le prolongement de ceux du défilé d'Esquit, reposant en discordance sur le Carbonifère de la forêt d'Arritch.

Au Sud, vue en enfilade sur les défilés d'Etsaut et du fort du Portalet qui recourent des anticlinaux de calcaires dévono-carbonifères.

Retour à la N 134, la suivre vers l'amont et la quitter au carrefour des routes vers Etsaut et Borce en repassant en rive droite par le pont de Borce. En prenant à gauche l'ancienne route on peut aller observer aisément les calcaires du Dévonien terminal et du Carbonifère. Ici, le niveau à lydiennes n'existe pas quoique présent à quelques centaines de mètres au Nord. Traverser Etsaut. À la sortie sud de ce village, observer des bancs subverticaux de grès micacés sombres du Culm namurien. Continuer par l'ancienne route vers l'axe de la structure anticlinale complexe du fort du Portalet dont les calcaires dévono-carbonifères forment l'imposante barre Pène de la Mounédère – Pène d'Udapet.



Légende : mêmes notations que celles de la carte

Fig. 27 - Vue vers le Nord depuis Cette : Dévono-Carbonifère et Crétacé supérieur discordant

Succinctement, du Sud vers le Nord, en couches subverticales E-W :

- calcaires noirs, calcaires gréseux, schistes calcareux à lits gréseux de la série du pic Lariste ;
- calcaires amygdalaires à patine jaunâtre ;
- calcaires gris en bancs, à rubans siliceux ;
- niveau schisteux mince donnant un décrochement de la falaise, daté du Tournaisien et représentant la base du Carbonifère ;
- calcaires gris à noirs, massifs, à minces débris d'organismes ;
- calcaires amygdalaires teintés de rouge et de vert ;
- calcaires noirs, en bancs (au bord de la route).

Prendre la petite route de la rive droite jusqu'à un tournant en épingle à cheveux (petite aire de stationnement). Suivre alors le « chemin de la mâtüre » au moins jusqu'au point où il s'infléchit à l'Est : vue sur ce chemin impressionnant entaillant les calcaires à polypiers (Dévonien moyen) de la rive droite du ravin du Sescoué ; aperçu sur le fort du Portalet sur l'autre rive.

Revenir au pont de Cebers et reprendre la N 134.

Franchir l'étroiture du Portalet (ruine de l'ancien fortin) et s'arrêter juste avant le pont d'Urdo. De là, observer vers l'aval ce défilé dominé en rive droite par le fort du XIX^e siècle et, pour ce qui est de la géologie, le passage des calcaires à polypiers dévoniens au Carbonifère qui se fait de façon différente de celle du pont de Cebers : les calcaires à polypiers sont recouverts directement par les calcaires amygdalaires du Viséen inférieur fortement inclinés au Sud. Mais l'accès des lieux est malaisé et sous la menace de chutes de pierres.

Poursuivant vers le Sud, on entre dans l'aire synclinale carbonifère d'Urdo où affleure essentiellement le Culm namurien. On ira en voir des affleurements très fossilifères (plantes, brachiopodes, goniatites) à 4 km environ après Urdo, sur la rive gauche, au-dessus du pont Naudin.

De retour à la N 134, on traverse entre le pont d'Arnousse (viaduc ferroviaire) et l'ancienne auberge du Peillou, l'anticlinal « du lazaret d'Urdo » des auteurs, de Peillou dans cette notice puisque le lazaret n'est plus mentionné sur la carte à 1/50 000. Le flanc sud-ouest du pli est faillé : les calcaires à polypiers sont directement au contact du Culm. Laisser à droite la route du tunnel routier et suivre la route du col ; elle recoupe à partir du lac d'Anglus des calcaires carbonifères formant un relief NW-SE dont on atteint le sommet à Peyrenère.

Arrêt 7 - Carrière de Peyrenère

S'arrêter avant le tournant septentrional, derrière le chalet Cadier, dans une ancienne carrière. Cette excavation dans les calcaires namuriens est une de celles

dont fut extrait le minerai de fer (hydroxydes) traité aux Forges d'Abel. Il est visible que la minéralisation remplissait une poche aux contours irréguliers, vraisemblablement d'origine karstique. En allant vers le point coté 1464 m, on peut observer les calcaires : noirs, à patine claire, lapiazés, à fissures irrégulières remplies de calcite ou de composés ferrugineux.

Observer encore vers le Sud, au-dessus de la route, la moraine latérale du glacier d'Aspe (Gza) derrière laquelle s'est construite la petite plaine alluviale de Peyrenère.

Arrêt 8 - Col du Somport

Vers le col, la route longe la base de la série du Somport (Permien) essentiellement constituée de pélites rouges. Du col, on peut en une petite demi-heure de marche s'élever sur ces pélites vers le Sud-Ouest jusqu'à la borne frontière 202. Là, on peut toucher les brèches de la série du pic de Baralet susjacent à la série du Somport, et observer le beau panorama des confins d'Aspe et d'Aragon (fig. 28, hors-texte).

Au Nord-Ouest, on aperçoit le pic de Baralet dont la crête accidentée est constituée par ces brèches lesquelles reposent sur la série du Somport donnant des pentes moins escarpées, elle-même reposant sur le Culm (pentes raides, boisées).

En suivant la crête vers l'Ouest, on voit nettement que les brèches forment au pic de Gabedaille un synclinal déversé au Sud, à cœur de pélites rouges de la série de la Peña de Marcantón. Plein Ouest, le Crétacé supérieur (de teinte claire) de la Sierra de Bernera repose en discordance angulaire sur cette série ; on aperçoit juste la crête du Monte Campanil témoin isolé de cette couverture mésozoïque.

Regardant vers le Sud, on suit celle-ci, aux strates richement colorées de blanc, d'ocre et de jaune, jusqu'au col de Tortiellas et, au-delà du Monte Tobazo, en rive gauche du rio Aragon ; elle recouvre ici les terrains paléozoïques des anticlinaux de Tortiellas et du Monte-Tobazo. Le tracé de la discordance correspond à une vire d'éboulis presque continue. Remarquer les forts pendages des couches au Sud ou leur déversement dans cette direction en accord avec le mouvement vu au pic de Gabedaille.

À l'horizon, les crêtes jaunes du pic d'Aspe à la Rueba del Boso sont en Éocène inférieur décollé de la série précédente le long d'un accident invisible d'ici en rapport avec la structure évoquée ci-avant.

3 - Autres itinéraires

- Sentier des lacs d'Ayous *in* Itinéraires géologiques dans le Parc national. BRGM, PNO, 1983, p. 39-45.

- Tour du pic du Midi d'Ossau. Pbid., p. 48-57.
- De Laruns au col du Pourtalet par la route D 934 Pbid. p. 31-37.

BIBLIOGRAPHIE

- AL HAMAWI M. (1992) – Sédimentologie, pétrographie sédimentaire et diagenèse des calcaires du Crétacé supérieur de la Marge Ibérique, Vallée d'Ossau - Vallée d'Aspe, Haute-Chaîne, Pyrénées-Atlantiques. Thèse, univ. Bordeaux I.
- ARRIPE R. (1987) – Ossau 1900. Le canton de Laruns. 272 p. ill. Loubatières éd., Toulouse.
- AZAMBRE B., ROSSY M., LAGO M. (1987) – Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.* 110, p. 379-396.
- AZAMBRE B., ROSSY M., BOSSIÈRE G. (2004) – Commentaire à la note de Christian Desreumaux et *al.*, intitulée *Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (Vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes* [CR Geoscience 334 (2002) 197]. Discussion. Les dolérites tholéitiques (« ophites ») sont-elles d'âge crétacé ou triasico-liasique ? *CR Geoscience* 336, p. 169-170.
- BARRÈRE P. (1963) - La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 516-526.
- BARRÈRE P. (1969) - Pyrénées occidentales. Littoral basque et landais. Livret-guide de l'excursion C12. VIII^e congrès INQUA, Paris.
- BICHOT F. (1986) – La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées. Corrélations est-canadiennes et ouest-européennes. Thèse univ. Bordeaux III, 299 p.
- BIXEL F., MULLER J., ROGER P. (1985) – Carte géologique Pic du Midi d'Ossau et haut-bassin du rio Gallego. Institut de géodynamique, Université de Bordeaux III. Notice par Bixel F., Clin M., Tihay J.P., 54 p.
- BIXEL F. (1984) – Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Thèse Doct. Sci., Toulouse, 640 p.
- BIXEL F., LUCAS Cl. (1983) – Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 24, 4, p. 329- 342.
- BIXEL F., KORNPROBST J., VINCENT P. (1983) – Le massif du Pic du Midi d'Ossau : un « cauldron » calco-alcalin stéphano-permien dans la zone axiale des Pyrénées. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 24, 4, p. 315- 328.

- BOSSIÈRE G. (1968) – Étude pétrographique des ophites de la région de Bedous (Basses-Pyrénées). Thèse Doct. 3^e cycle, Paris.
- BOUQUET C. (1978) – Les phosphates noirs du Dinantien des Pyrénées. Rap. BRGM 78.DS0.07.
- BOURROUILH R., AL HAMAWI (1993) – Données nouvelles sur l'évolution de la marge ibérique dans les unités tectoniques des Eaux-Chaudes, Vallées d'Aspe et d'Ossau, Pyrénées-Atlantiques, France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 317, sér. II, p. 979-985.
- BRESSON A. (1901) – Feuille de Luz, C.R. coll. campagne 1900. *Bull. Carte géol. Fr.* t. XII, p. 74-81.
- BRESSON A. (1902) – La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gèdre. Comparaisons des bassins crétacés d'Eaux-Chaudes, de Gèdre et de Gavarnie. *C.R. Acad. Sci.*, t. 134, p. 63-66.
- BRESSON A. (1903) – Étude sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute-Chaîne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 93, t. 14, 278 p.
- BRESSON A. (1906) – Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées occidentales (Luz, Gavarnie, Les Eaux-Chaudes) en 1906. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), VI, p. 777-884.
- BRESSON A. (1906) – Feuille d'Urdos et notice. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 110, p. 107-114.
- BRESSON A. (1907) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Urdos (250). 1^{ère} éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- BRESSON A., CAREZ L. (1905) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Luz (251), 1^{ère} éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- BRIQUEU L., INNOCENT I. (1993) – Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. 316, Série II, p. 623-628.
- CABANIS B., LE FUR-BALOUET S. (1989) – Les magmatismes stéphanopériens des Pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la chaîne : apports de la géochimie des éléments en trace. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, p. 105-130.
- CANÉROT J. (1964) – Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (B.-P.) Thèse 3^e cycle, univ. de Toulouse, 200 p.
- CANÉROT J., LENOBLE J.L. (1993) – Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle, comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, 5, p. 719-726.
- CANÉROT J., MAJESTÉ-MENJOUÏAS C., TERNET Y. (2001) – La Faille nord-pyrénéenne, mythe ou réalité ? Le « couloir de décrochement de Bielle-Accous », élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau (Pyrénées-Atlantiques). *Strata*, Toulouse, 2, 37, 36 p.

- CANÉROT J., LENOBLE J.L., MARCHAND D., THIERRY J. (1990) – Nouveau schéma de corrélations stratigraphiques du Dogger-Malm dans les Pyrénées occidentales françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II, p. 1337-1343.
- CANÉROT J., MAJESTÉ-MENJOULAS C., TERNET Y. (2004) – Nouvelle interprétation structurale de la « faille nord-pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. *CR Geoscience* 336, p. 135-142.
- CAREZ L., VASSEUR L., BRESSON A. (1907) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Tarbes (240), 1^{ère} éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- CAREZ L., FOURNIER E. (1910) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Mauléon, 1^{ère} éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- CASTERAS M., CROUZEL F., MIROUSE R., ALIMEN H. (1970) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Tarbes (240), 2^e éd. Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Casteras, M. Kieken (1970), 29 p.
- CASTERAS M., MENGAUD L., ROUBAULT M. (1952) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Luz (251), 2^e éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- CASTERAS M., MIROUSE R., SOUQUET P. (1966) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Urdos (250), 2^e éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr. Notice explicative par M. Casteras, R. Mirouse, P. Souquet.
- CASTERAS M., SOUQUET P., LAMARE P., MIROUSE R., ALIMEN H. (1969) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Mauléon (239), 2^e éd. Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Casteras.
- CAZENAVE-PIARROT F., LAUGENIE C., TIHAY J.P., BOURROUILH R. (1984) – Contrôle géologique et morpho-climatique des glissements de versants dans les Pyrénées occidentales. Colloque « Mouvements de terrains », Caen. *Doc. BRGM*, n° 83, p. 495-506.
- CLAOUÉ-LONG J.C., COMPSTON W., ROBERTS J., FANNING C.M. (1995) – Two carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication n° 54, p. 1-21.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S., KIRSCHVINK J.L., ZHANG Z., MA G. (1992) – Zircon U-Pb ages for early Cambrian time scale. *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 171-184.
- CONARD M., RIOULT M. (1977) – *Halimeda elliotti* nov. sp., Algue calcaire (chlorophyceae) du Turonien des Alpes-Maritimes (Sud-Est de la France). *Géol. méditer.*, 4, 2, p. 83-98.
- COQUAND H. (1869) – Aperçu géologique sur la vallée d'Ossau (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e sér., t. 27, p. 43-72.

- CORSIN P., DEBON F., MIROUSE R. (1973) – Données paléobotaniques sur l'âge de la « Série de Sia » (Zone primaire axiale des Pyrénées occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 285-287.
- COSTES B. (1973) – Étude géologique et géochimique de l'indice zincifère du val de Bitet (Pyrénées-Atlantiques). *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, vol. 7, sér. 2, p. 587-620.
- CRILAT S. (1981) – Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire. Thèse Doct. Sci., Paris, 475 p.
- CUVILLIER J., HENRY J., RIBIS R., VILLANOVA M. (1964) – Microfaunes cénomaniennes et santoniennes dans le « calcaire des cañons » (vallée d'Aspe, Sainte Engrâce, Basses-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 68.
- DEBON F. (1976) – Les « Eaux-Chaudes » (Pyrénées occidentales) : nouvel exemple de massif granitoïde pyrénéen à structure zonée. 4^e RAST, Paris, Soc. géol. Fr. édit., 125 p.
- DEBON F. (1991) – Composition chimique et nomenclature de 1724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des Pyrénées (France, Espagne). *Géologie de la France*, 4, p. 39-70.
- DEBON F. (1996) – Pluton des Eaux-Chaudes. Pluton occidental de Cauterets, in chapitre Magmatisme hercynien, synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, p. 410-413. Ed. BRGM-ITGE – Volume 1.
- DEBON F., ZIMMERMANN J.L. (1993) – Mafic dykes from some plutons of the western Pyrenean axial zone (France, Spain) : markers of the transition from late-hercynian to early-alpine events. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 73, p. 421-433.
- DEBON F., ENRIQUE P., AUTRAN A. – (1995) - Magmatisme hercynien, in A. Barnolas et J.C. Chiron éd., Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, BRGM-ITGE, t. 1, p. 361- 499.
- DELVOLVÉ J.J. (1987) – Un bassin synorogénique varisque : le Culm des Pyrénées centro-occidentales. Thèse Doct. Sci., Toulouse, 483 p.
- DERAMOND J., JOSEPH J. (1972) – Formation d'une schistosité par rejeu d'une surface antérieure d'anisotropie : exemple du Paléozoïque de la nappe de Gavarnie (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, p. 2149-2152.
- DELVOLVÉ J.J., PERRET M.F. (1989) – Variations de l'âge des sédiments calcaires et culm carbonifère dans la chaîne varisque du Sud de la France : migration de l'orogénèse varisque. *Geodynamica Acta* 3, 2, p. 117-126.

- DELVOLVÉ J.J., SOUQUET P., VACHARD D., PERRET M.F., AGUIRRE P. (1993) – Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées : faciès et chronologie de la tectonique synsédimentaire. *C.R. Acad. Sci. Paris* 316, II, p. 959-966.
- DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER E., BIJU-DUVAL B., BRUNET M.F., CADET J.P., CRASQUIN S., SÂNDULESCU M. (eds) (2000) – Atlas Peri-Tethys, CCGM-CGMW, 24, Palaeogeographical maps, explanatory notes, 268 p.
- DESREUMAUX C., CLÉMENT B., FABRE R., MARTINS-CAMPINA B. (2002) – Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes. *C.R. Geoscience* 334, p. 1-7.
- DESREUMAUX C., CLÉMENT B., FABRE R., MARTINS-CAMPINA B. (2004) – Réponse aux commentaires d'Azambre et *al.* et de Rapaille et *al.* [CR Geoscience 334 (2002), 97]. *CR Geoscience* 336, p. 173-174.
- FAURÉ Ph. (2002) – Le Lias des Pyrénées. Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse. *Strata*, 2, 39, 2 tomes, 761 p.
- FITZGERALD P.G., MUNOZ P.J., CONEY S.L., BALDWIN S.L. (1999) – Assymetric exhumation eccross the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173 p. 157-170.
- FONDECAVE-WALLEZ et PEYBERNÈS B. (2002) – Réflexions sur l'âge des ophites de la région de Bedous. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 138, 2002, 45-50.
- FOURNIER E. (1905) – Études géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e série, t. 5, p. 699-725.
- FRECHENGUES M., PEYBERNÈS B., LUCAS Cl., SOUQUET P. (1992) – Le Trias des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Strata*, 2, 17, 90 p.
- GALERA-FERNANDEZ J.M. (1987) – Estudio del Devoniano del Pirineo central español. Tesis Universidad Politécnica de Madrid, 276 p.
- GARCIA SENSEGUNDO J. (1992) – Estratigrafia y estructura de la zona axial Pyrenaica en la transversal del Valle de Aran t olta Ribagorza IIGE. Publ. esp. del Boll. Geol. y Min. n° 102 et 103, 167 p.
- GILBERT J.S., ROGERS N.W. (1989) – The significance of garnet in the Permo-Carboniferous volcanic rocks of the Pyrénées. *J. Geol. Soc. London*, 146, p. 477- 490.
- GILBERT J.S., BICKLE M.J., CHAPMAN H. J. (1994) – The origin of Pyrenean Hercynian volcanic rocks (France- Spain) : REE and Sm-Nd isotope constrains. *Chem. Geol.*, 111, p. 207-211.

- GODECHOT Y. (1962) – Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens aux confins du Béarn et de la Bigorre, Thèse Doct. 3^e Cycle, Toulouse, 192 p.
- GUBLER Y. (1958) – Répartition stratigraphique de quelques grands foraminifères dans le flysch crétacé supérieur nord-pyrénéen. 18^e Intern. Géol. Congr. Rep. 15, p. 1-12, London.
- HÉBERT E. (1875) – Classification du terrain Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. 3, p. 595.
- INNOCENT C., BRIQUEU L. (1995) – The origin of Hercynian volcanic rocks (France-Spain) : REE and Sm-Nd isotope constraints - Comments. *Chem. Geol.*, 121, p. 295-297.
- INNOCENT C., BRIQUEU L., CABANIS B. (1994) – Sr- Nd isotope and trace element geochemistry of the Variscan magmatism in the Pyrenees : magmatism in post-orogenic extension ? *Tectonophysics*, 238, p. 161-181.
- JAMES V. (1998) – La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur. Stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en Aquitaine méridionale. Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 351 p.
- JAMES V., CANEROT J. (1999) – Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). *Eclogae geol. Helv.* 92, p. 63-72.
- JOSEPH J., BRICE D., MOURAVIEFF N. (1980) – Données paléontologiques nouvelles sur le Frasnien des Pyrénées centrales : implications paléogéographiques. *Bull. Soc. Hist. nat., Toulouse*, t. 116, 1 et 2, p. 16-41.
- JOSEPH J., TSIEN H.H. (1975) – Calcaires mésodévonien et leurs faunes de Tétracoralliaires en haute vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 111, 1 et 2, p. 179-201.
- JOSEPH J. (1973) – Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le gave de Pau. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Toulouse, 143 p.
- KROGH T.E. (1973) – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 485-494.
- KROGH T.E. (1982a) – Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 631-635.
- KROGH T.E. (1982b) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.

- KRYLATOV S., STOPPEL D. (1971) – Attribution au Frasnien de la série de Sia (zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes - Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques. *Z. dtsh. geol. Gesellsch. Jg.* 1970, Bd 122, p. 213-230.
- LABORDE-BALEN L. (1996) – Somport. Des romains au tunnel. Biarritz : J et D édit.
- LANUSSE M. (1995) – Étude historique des risques naturels dans la zone de montagne du Béarn (sous la direction de Lagasque J.J., IRSAM, Pau). SID RTM des Hautes-Pyrénées, ONF, Tarbes. Inédit.
- LAGO M., POCOVÍ A. (1980) – Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del área de Aulet (Prepireneo oriental, provincia de Huesca). *Acta Geol. Hispanica*, 17, p. 227-233.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982) – Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic series. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 139-154.
- LONDON J.C., MEUS P. (1992) – Les cavités du lapiaz du Capéran. *Regards*, n° 9, p. 7-15.
- LOPEZ P. (1973) – Les minéralisations dans les sédiments dévoniens (Zn, Ba, Fe) et les skarns à scheelite autour du granite des Eaux-Chaudes et le long de la bordure occidentale du granite de Cauterets (Pyrénées Atlantiques). Thèse Doct. 3^e cycle, Paris.
- LOUBERGÉ J. (1965) – Les gisements de fluorine du col du Pourtalet. *Rev. géogr. Pyrénées Sud-Ouest*, t. 36, p. 79-83.
- LOUBERGÉ J. (1967) – Les anciennes exploitations minières de la vallée d'Ossau. *Bull. Soc. Sci., Lettres et Arts de Pau*.
- LUCAS C. (1985) – Le grès rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Doct. Sci., Toulouse, 265 p.
- LUCAS C. (1985) – Le grès rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Doct. Sci. nat., Toulouse, 267 p.
- LUDWIG K.R. (1999) – Isoplot/Ex version 2.06 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication n° 1a. 49 p.
- MAJESTÉ-MENJOUAS C. (1968) – Le Paléozoïque au Nord du synclinorium des Eaux-Chaudes (Pyrénées Atlantiques). Thèse Doct. 3^e cycle, Toulouse.
- MAJESTÉ-MENJOUAS C. (1968) – Tectoniques superposées dans le Paléozoïque au Nord du synclinorium des Eaux-Chaudes (Pyrénées-Atlantiques). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 8, 280.
- MAJESTÉ-MENJOUAS C. (1975) – Vestiges de déformations hercyniennes dans le Paléozoïque de la Nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. Hist. nat., Toulouse*, t. 111, 1 et 2, p. 118-125.

- MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1981) – Superposition d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 25, p. 673-678.
- MARTI J. (1966) – El vulcanismu explosiu tardihercynia del Pirineu Catala. Tesi Doctoral, univ. Barcelona, 303 p.
- MARTIN F. (1979) – Les gisements de fluorine post-hercyniens (karstiques et filoniens) dans le Paléozoïque de la région du Pourtalet (Pyrénées-Atlantiques – Province de Huesca). Thèse Doct. 3^e cycle, Paris, 190 p.
- MARZOLI A. , RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELLINI G., DE MIN A. (1999) – Extensive 200 million year old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science, U.S.A.*, **284**, p. 616-618.
- MATTE P. (2002) – Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'Ouest dans la région du Pic du Midi d'Ossau. Col du Somport. Pyrénées. *C.R. Acad. Sci. Paris. Geosciences*, 334, 773,779.
- MENGAUD L. (1929) – Quelques points de la géologie des environs de Canfranc (massif de Peña Collorada), du Somport et du pic d'Anie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 36-38.
- MEURISSE M. (1974) – Sur les brèches vitroliennes des Pyrénées centrales et orientales. *C.R. Acad. Sci Fr.*, **278**, p. 1545-1547.
- MEUS P. (1992) – Le drainage karstique des plis déversés du massif de Ger (Eaux-Bonnes, Pyrénées-Atlantiques) à partir des résultats d'expériences de traçage. *Ann. sci. Univ. Besançon, Géol.*, mém. hors série n° 11, p. 35-42.
- MEUS P. (1992) – Massif de Ger (Eaux-Bonnes, Pyrénées-Atlantiques, France). Données spéléologiques, hydrogéologiques et minéralogiques. Thèse annexe. Fac. Sciences de Liège, 100 p.
- MIROUSE R., SOUQUET P. (1964) – Présence du Cénomanien au sommet du Pic Balaitous (Hautes-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, VI, p. 308-309.
- MIROUSE R. (1966) – Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. Thèse État, Toulouse. *Mém. Carte géol. Fr.*, 1966, 451 p.
- MONIÉ P., DESREUMAUX C., CLAUER N., FONDECAVE-WALLEZ M.J. – Âge danien d'intrusions d'ophites et du métamorphisme de contact associé en vallée d'Aspe (Pyrénées béarnaises) : données biostratigraphiques et géochronologiques ⁴⁰Ar/³⁹Ar et K-Ar. 19^e RST, Nantes, p. 180-181. Livre en dépôt à la Société géologique de France.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M., THUIZAT R. (1982) – K-Ar studies of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees : age and length of the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129, p. 257-274.
- MULLER et ROGER (1977) – L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Geol. alpine*, 53, p. 149-191.

- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZARD P., AUZENDE J.M. (1984) – Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Rap. Sci. Tech. 54- CNEXO, Paris, 108 p.
- PALASSOU M. (1781) – Essai sur la minéralogie des Monts Pyrénées. Didot, Paris.
- PARRISH R.R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, p. 99-102.
- PÉRÉ A. (1976) – Géologie du Paléozoïque entre l'Aguila et la montagne de Bachebirou (Nord-Est de Gèdre, Hautes-Pyrénées). Thèse Doct. 3^e cycle, Toulouse.
- PERRET M.F. (1989) – Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (Conodontes-Foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. Thèse Doct. Sci., Toulouse, *Strata*, série 2, vol. 21, 1993.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.J., COMBES P.J., EICHÈNE P. (2001) – Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les « brèches de Baixas » (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 332, p. 633- 640.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.J., COMBES P. (2002) – Découverte de foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour aptiennes et d'origine diapirique, des Pyrénées basco-béarnaises, *C.R. Palevol.*, 1, p. 3-10.
- PIERRET B., SIGUIER C., VIDAL P. (1964) – Coloration 1963 dans le massif de Ger. *Spelunca Bull.*, IV, 1, p. 14-19.
- PRIAN J.P. (1978) – Les minéralisations phosphatées du Dinantien des Pyrénées dans les secteurs de Cierp-col de Peyresourde (Haute-Garonne et Hautes-Pyrénées) et de Lescun (Pyrénées-Atlantiques). Étude comparative des milieux de sédimentation.
- PUPIN J.P. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- 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 – Pyrénées-Atlantiques). Thèse Doct. 3^e cycle, Paris.
- RAPAILLE C., BERTRAND H., MARZOLI A. (2004) – Commentaire à la note de Christian Desreumaux et al. intitulée *Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes* [CR Geoscience 334 (2002) 197]. *CR Geoscience* 336, p. 171-172.
- RIBIS R. (1965) – Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la Haute-Chaîne, dans la région de la Pierre-Saint-Martin (Basses-Pyrénées). Thèse Doct. 3^e cycle, Paris.

- ROSSI P., COCHERIE A., FANNING C.M., TERNET Y. (2003) – Attribution à la limite Trias-Jurassique des basaltes doléritiques tholéitiques des Pyrénées (ophites) et relations avec les tufs volcaniques dit « infra-liasiques » nord-pyrénéens. Données U-Pb sur zircons (SHRIMP). *C.R. Geoscience* 335, p. 1071-1080.
- ROUBAULT M., URBAIN P. (1949) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Luz (251), 2^e éd. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- RUEGG J.C., KASSER M. (1983) – Mouvements verticaux dans la région d'Arudy (Pyrénées occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 443-448.
- SOUQUET P. (1967) – Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse Doct. Sci., univ. Toulouse.
- SÉGURET M. (1972) – Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Publ. USTELA, Série Géol. struct., Montpellier, 2, 155 p.
- SOUQUET P., DEBROAS E.J., BOIRIE J.M., PONS P., ROUX J.C., THIEULOY J.P., BONNEMAISON M., MANIVIT H., PEYBERNÈS B. (1985) – Le Groupe du Flysch noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 9, 1, p. 183-252.
- SOURIAU A. et GRANET M. (1995) – A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.* 100 p. 18117-18134.
- SOURIAU A., SYLVANDER M., RIGO A., FELS J.F., DOUCHAIN J.M., PONSOLLES Ch. (2001) – Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 172, n° 1, p. 25-39.
- SOURIAU A., PAUCHET H. (1998) – A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, p. 221-244.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (1996) – Vol. 1, cycle hercynien, Coordin. A. Barnolas, J.C. Chiron et B. Guérangé. Édition BRGM-ITGE, 730 p.
- TEIXELL A. (1990) – Alpine thrust at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, VI, n° 2, p. 241-249.
- TEIXELL A., GARCIA-SANSEGUNDO J. (1994) – Memoria explicativa del mapa geológico de Anso (144). Madrid : ITGE, 62 p.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) – U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- TERNET Y. (1965) – Étude du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (Basses-Pyrénées). Thèse Doct. 3^e cycle, Toulouse.

- TISIN D. (1963) – Étude géologique des chaînons nord-pyrénéens entre vallée d'Aspe et le Vert d'Arette. Thèse Doct. 3^e cycle, Bordeaux.
- VAN DER LINGEN G.I. (1960) – Geology of the Spanish Pyrénées, north of Canfranc, Huesca province. Thèse Utrecht et *Estudios géol.*, Madrid, t. 16, n° 4, p. 205-242.
- Zwart H.J. (1953) – Sur les Lherzolites et les ophites des Pyrénées. *Leidse Geol. Med.*, **18** p. 281-286.

AUTEURS

Les parts revenant aux différents auteurs se répartissent comme suit :

Résumé et introduction : Y. Ternet.

Description des terrains paléozoïques : C. Majesté-Menjoulas et Y. Ternet ; volcanisme permien : P. Rossi.

Description des terrains du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur : J. Canérot ; ophites : P. Rossi.

Description du Crétacé supérieur : Y. Ternet.

Description du Quaternaire : Y. Ternet.

Conditions de formation des entités géologiques : T. Baudin avec la collaboration de C. Majesté-Menjoulas et Y. Ternet pour le Paléozoïque ; J. Canérot pour les formations triasiques et jurassico-crétacé inférieur ; Y. Ternet pour les formations néo crétacées.

Évolution tectono-métamorphique : T. Baudin, J. Canérot, C. Majesté-Menjoulas et Y. Ternet.

Synthèse géodynamique régionale : T. Baudin.

Géologie de l'environnement : Y. Ternet.

Itinéraires géologiques : Y. Ternet.

Avec la collaboration de :

– M. Bilotte, professeur à l'université de Toulouse, et C. Bourdillon : détermination de microfaunes néo-crétacées ;

– A. Cocherie, ingénieur au BRGM, datations géochronologiques ;

– C. Denis, technicien forestier, ONF : documentation concernant la forêt ;

– C. Guerrot, ingénieur au BRGM, datations géochronologiques ;

– M. Teygey, ingénieur au BRGM : étude pétrographique des rhyolites wesphaliennes datées à 312 Ma.

– Service de restauration des terrains en montagne (R.T.M.) de Tarbes : mise à disposition du rapport sur l'historique des risques naturels dans la zone de Montagne du Béarn par M. Lanusse (1995).

Présentation au CCGF : 17 juin 2003

Acceptation de la carte et de la notice : 8 mars 2004

Impression de la carte : 2004

Impression de la notice : 2004

ANNEXE

DATATIONS GÉOCHRONOLOGIQUES

Le pluton des Eaux-Chaudes

Technique analytique. Après une séparation classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accentuer la concordance (Krogh, 1982b). La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de Krogh (1973) et Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2s. La régression est effectuée en utilisant le programme ISOPLOT/EX, version 2.06d (Ludwig, 1999). Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance. Le point moyen de la population : $A = 450$, $T = 387$, dans la classification de Pupin (1980), correspond à la répartition, typologique statistique des monzogranites-granodiorites porphyroïques intrusifs à cordiérite (mais très proche toutefois du domaine calco-alcalin et calco-alcalin-potassique K) (fig. 1).

Résultats. Les résultats obtenus sur les quatre fractions enregistrées sont reportés dans le tableau 1, et dans le diagramme Concordia de la figure 2. Aucun héritage ancien n'est mis en évidence, et ces fractions sont toutes concordantes à sub-concordantes. La régression définit une discordia recoupant la Concordia à $301,2 \pm 8,7$ Ma. L'intercept inférieur est à 6 ± 670 Ma, assimilable à zéro, l'erreur importante étant liée avec la sub-concordance des points. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ces quatre fractions sont supérieurs à 1000, traduisant une faible proportion de plomb commun. Les erreurs relativement grandes sur certains rapports Pb/U sont dues à une analyse difficile de l'uranium. La position concordante des points permet néanmoins une définition précise de l'âge de mise en place de ce granite (fig. 2).

Conclusion

La méthode de datation U-Pb par dissolution sur zircons a été utilisée pour la datation du granite des Eaux-Chaudes dans les Pyrénées. Un âge stéphanien à $301,2 \pm 8,7$ Ma est obtenu pour la cristallisation de ce massif.

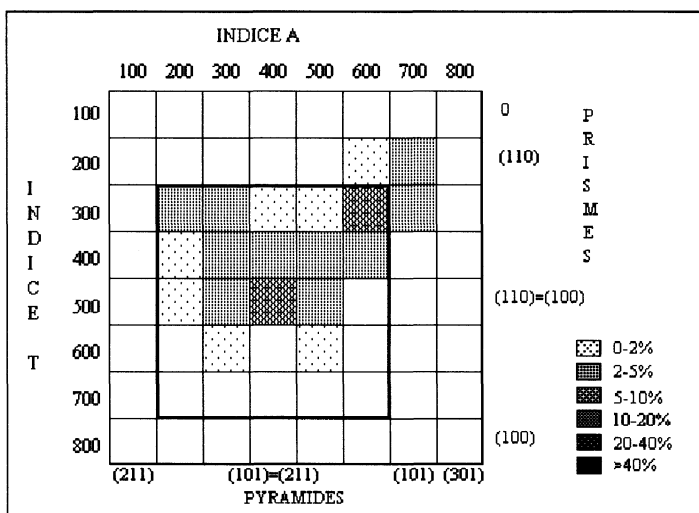


Fig. 1 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite des Eaux-Chaudes (E.C.).

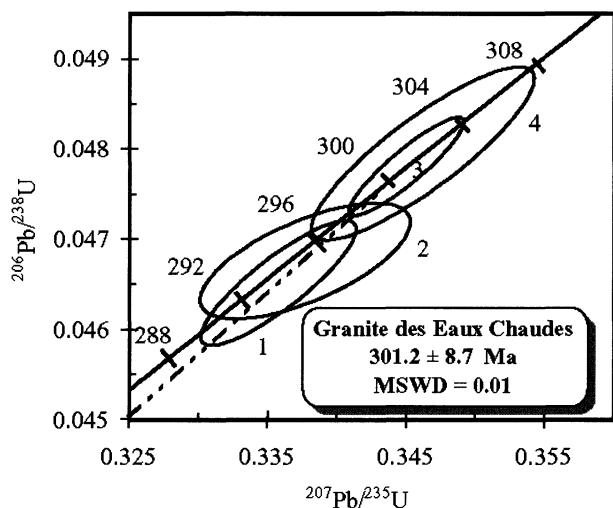


Fig. 2 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite des Eaux-Chaudes (échantillon EC). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau Y.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques						Âge
#	Min	pds.	U	Pb rad	Pb com	Pb	Pb	Pb/U	Pb/U	Pb/U	Pb	Pb
		(µg)	(ppm)	(ppm)	(pg)	206/204	208/206	206/238	207/235	207/206	207/206	207/206
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]		(Ma)
1	2 zr nm	22	532	24,5	31	1 111	0,095	0,04654 ± 56	0,3359 ± 46	0,05235 ± 36		300,7
2	2 zr nm	24	480	22,1	26	1 314	0,092	0,04678 ± 52	0,3379 ± 62	0,05239 ± 72		302,5
3	4 zr nm	18	553	26,3	23	1 301	0,102	0,04782 ± 44	0,3452 ± 34	0,05236 ± 22		301,3
4	4 zr nm	26	779	36,9	21	2 905	0,096	0,04796 ± 78	0,3464 ± 66	0,05238 ± 50		302,2

NOTES :

1 = Minéral : nombre de grains zr : zircon, nm : non magnétique à 0°

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 15 pg, U = 1 pg), l'étalon et le Pb commun initial.

Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 1 - Résultats analytiques pour les zircons du granite des Eaux-Chaudes (EC).

Volcanisme acide namuro-westphalien

Principe et procédure analytique de la datation U-Pb sur zircon à la microsonde ionique (SHRIMP)

Cette méthode isotopique (mesure des rapports isotopiques du Pb, du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde ionique) utilise la SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) de l'Université de Canberra. Cet instrument permet des datations ponctuelles U-Pb à l'échelle de 20-25 μm . Il est particulièrement adapté à la datation des zircons altérés, fracturés ou contenant des inclusions. Les zircons possédant des cœurs hérités doivent également faire appel à cette méthode. Pour les zircons récents (< 1000 Ma), l'imprécision sur la mesure directe du Pb commun conduit à utiliser le diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système (Claoué-Long *et al.*, 1995). L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché.

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 2000) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ . Par contre, le tableau et la figure représentent les données avec des erreurs à 1σ .

Interprétation de l'âge du microgranite des Crêtes Blanches

Les zircons de cette roche sont assez peu nombreux, généralement petits et allongés (~ 150 μm) mais souvent limpides. Peu de zircons ont pu être indexés selon la typologie morphologique de Pupin (1980) : ils sont répartis assez largement entre les types S1-S2, jusqu'à G1-P1 et S7-S12 .

L'ensemble des 12 points ont été analysés sur 11 grains différents (tabl. 2). Dans le diagramme de Tera et Wasserburg, les points sont presque tous concordants (fig. 3). Le point 3.1 montre une perte significative de Pb radiogénique. D'un autre côté deux autres points indiquent une quantité non négligeable de Pb hérité (4.1 et 6.1). Ces deux points sont plus radiogéniques et donnent des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ plus anciens. Les 9 autres points sont très regroupés et presque parfaitement concordants. Grâce à l'intercepte bas défini par la droite tracée à l'aide de ces 9 points et de la valeur du Pb commun en $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à l'âge supposé de la roche, on

Grain.	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb*	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	f_{206}	Total				Radiogénique	Âge (Ma)
							$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
point	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	^{206}Pb	%	^{206}Pb	$\pm$	^{206}Pb	$\pm$	^{238}U	^{238}U
				[4]		[2]		[1]		[1]		[1]
1,1	1 479	1 019	0,689	69	0,000041	0,02	20,143	0,205	0,0528	0,0003	0,0496	312,3
2,1	2 618	504	0,192	108	0,000043	0,03	20,059	0,115	0,0530	0,0002	0,0498	313,5
3,1	297	158	0,533	13	0,000412	0,15	21,597	0,213	0,0538	0,0007	0,0462	291,4
4,1	487	220	0,452	24	0,000165	0,25	18,454	0,163	0,0553	0,0005	0,0541	339,4
5,1	1 079	195	0,181	44	0,000033	0,05	20,220	0,232	0,0531	0,0004	0,0494	311,0
6,1	1 133	312	0,276	54	0,000266	0,47	17,883	0,193	0,0571	0,0006	0,0557	349,1
7,1	2 318	539	0,233	97	0,000011	0,01	19,962	0,120	0,0528	0,0003	0,0501	315,1
7,2	334	168	0,503	15	-	0,16	19,824	0,223	0,0540	0,0008	0,0504	316,8
8,1	1 717	527	0,307	73	0,000010	0,02	20,292	0,124	0,0528	0,0002	0,0493	310,0
9,1	2 681	559	0,208	112	0,000021	0,06	19,952	0,111	0,0531	0,0002	0,0501	315,1
10,1	1 845	535	0,290	79	0,000127	0,23	19,880	0,118	0,0546	0,0005	0,0502	315,7
11,1	730	387	0,530	34	0,000047	< 0,01	19,765	0,140	0,0526	0,0006	0,0506	318,2

1. Incertitudes données à 1 σ .

2. f_{206} % : pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.

3. Correction du Pb commun utilisant la mesure des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ suivant Tera and Wasserburg (1972) et développée dans Compston et al. (1992).

4. Pb radiogénique.

Tabl. 2 - Données U/Pb sur zircons obtenues à la microsonde ionique (SHRIMP II) pour l'échantillon de Crêtes Blanches.

Les analyses en italiques n'ont pas été prises en considération dans le calcul de l'âge moyen.

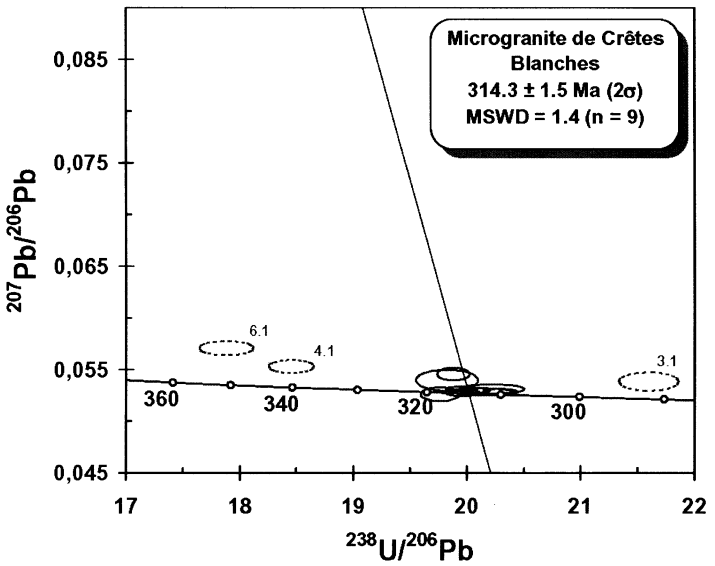


Fig. 3 - Microgranite de Crêtes Blanches.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à l'âge supposé de la roche, on calcule un âge très bien défini à $314,3 \pm 1,5$ Ma (2σ), $\text{MSWD} = 1,4$. Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place du granite. La composante héritée identifiée pourrait être d'âge panafricain.

Analyses chimiques

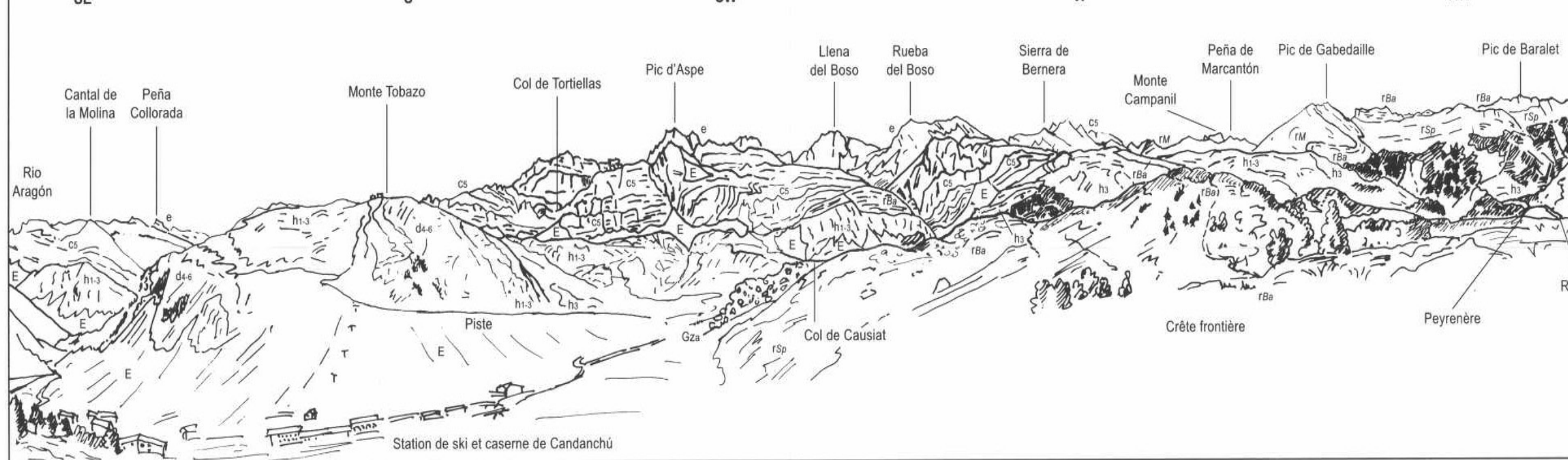
Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces de roches volcaniques du Pic du Midi d'Ossau (données tirées de Innocent *et al.*, 1994).

	ρ	$\rho\alpha$	αq	$\alpha\beta$	αA	αA	β
SiO ₂	72,16	52,20	58,33	57,00	66,44	59,28	46,97
Al ₂ O ₃	13,58	17,85	18,66	17,04	15,74	16,85	17,68
Fe ₂ O ₃ *	5,03	1,70	1,17	0,01	1,02	2,20	5,65
FeO		5,34	5,04	5,14	3,71	4,45	4,73
MnO	0,02	0,11	0,07	0,13	0,08	0,08	0,14
MgO	1,14	5,15	3,55	1,39	2,20	3,80	6,37
CaO	1,32	8,33	2,30	7,23	0,55	3,38	6,93
Na ₂ O	0,45	1,97	5,31	1,10	5,59	4,39	3,37
K ₂ O	1,82	0,75	1,28	2,58	0,38	0,52	0,19
TiO ₂	0,36	0,93	0,76	0,78	0,71	1,05	2,08
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,15	0,09	0,14	0,86	0,41
P. F.	4,80	4,20	3,93	8,18	2,20	3,08	4,92
TOTAL	100,75	98,63	100,55	100,67	98,76	99,94	99,44
Cs	100	15	2	2	2		
Rb			46	129	18	50	1,7
Ba			366	360	139	610	139
U			3,8	1,8	3,7	2,5	0,4
Th			1,1	5,1	10,3	14,2	20
Ta			1,1	0,6	1,1	1,1	1,1
La			3,4	19	24	85	19,4
Sr	169	435	429	113	361	540	840
Nd	8,2	21,8				99,1	52
Sm	22	4,1				14,5	8,5
Zr			167	129	138	290	224
Hf			4,1	2,8	4,2		4,4
Eu			1,6	1,5	0,6	3	1,8
Tb			0,59	0,47	0,56	0,7	0,9
Cr			51	58	54		136
Co			12	13	12		37
Ni			11	29	13		67
Sc			15	25	13		33
ϵ_{Nd}	- 10,0	- 7,0	- 7,2				7,4
ϵ_{Sr}	107,1	77,6	76,2				36,8

Tabl. 3 - Analyses chimiques de roches volcaniques des complexes d'Ossau et d'Anayet (Innocent *et al.*, 1994).

	Nomenclature R ₁ R ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
Z. interne	gd	67,90	15,50	3,44	0,07	1,28	3,10	2,95	3,64	0,41	n.d.	1,53	99,82
idem	grad	69,20	14,95	3,67	0,06	1,12	1,17	2,89	4,70	0,39	n.d.	1,99	100,14
idem	gd	71,00	15,00	2,44	0,06	0,93	1,80	3,30	3,79	0,25	n.d.	1,34	99,91
idem	gd	69,70	14,90	2,61	0,06	1,18	2,09	3,20	3,74	0,25	n.d.	1,49	99,22
idem	gd	71,40	15,00	2,74	0,06	1,14	2,13	3,12	3,91	0,32	n.d.	0,83	100,65
idem	gd/grad	69,20	14,60	2,53	0,04	1,21	1,80	3,55	3,85	0,26	n.d.	2,48	99,52
idem	gd	71,30	14,35	2,97	0,05	0,79	2,97	3,07	3,71	0,25	n.d.	1,00	100,46
idem	gd	69,30	14,35	2,97	0,07	0,69	3,46	3,26	3,86	0,23	n.d.	1,03	99,20
idem	gd	70,20	14,25	2,47	0,05	0,79	2,47	3,26	4,05	0,27	n.d.	1,08	98,91
idem	gd	67,10	14,70	3,55	0,09	1,18	3,90	3,26	3,90	0,35	n.d.	1,27	99,26
Z. externe	to	62,50	16,40	4,69	0,09	2,63	4,20	3,22	3,12	0,57	n.d.	2,29	99,71
idem	gd	65,20	16,30	4,56	0,09	2,30	3,48	3,19	3,28	0,55	n.d.	1,76	100,71
idem	gd	65,50	15,60	3,98	0,08	1,96	3,48	3,78	3,09	0,49	n.d.	1,71	99,67
idem	gd	64,60	15,70	4,16	0,09	1,95	3,18	3,28	3,32	0,50	n.d.	2,07	98,85
idem	to	65,60	15,80	3,94	0,08	1,82	4,44	3,01	3,45	0,47	n.d.	1,35	99,96
idem	gd	65,00	15,40	4,33	0,06	2,02	3,85	3,47	2,41	0,44	n.d.	3,63	100,61
idem	to	63,10	16,10	4,92	0,08	2,31	5,42	3,00	2,56	0,53	n.d.	1,45	99,47
idem	to	63,80	15,60	4,27	0,08	2,11	3,93	3,24	3,53	0,47	n.d.	1,78	98,81
Corps leucocrate	grad	74,00	13,40	0,99	0,01	0,10	0,99	2,38	6,15	0,10	n.d.	0,68	98,80
Volcanites acides		56,50	19,50	3,60	0,06	1,40	3,90	1,60	4,80	0,70	0,11	7,00	92,17
Recalcul anhydre		61,30	21,16	3,91	0,07	1,52	4,23	1,74	5,21	0,76	0,12		100,00

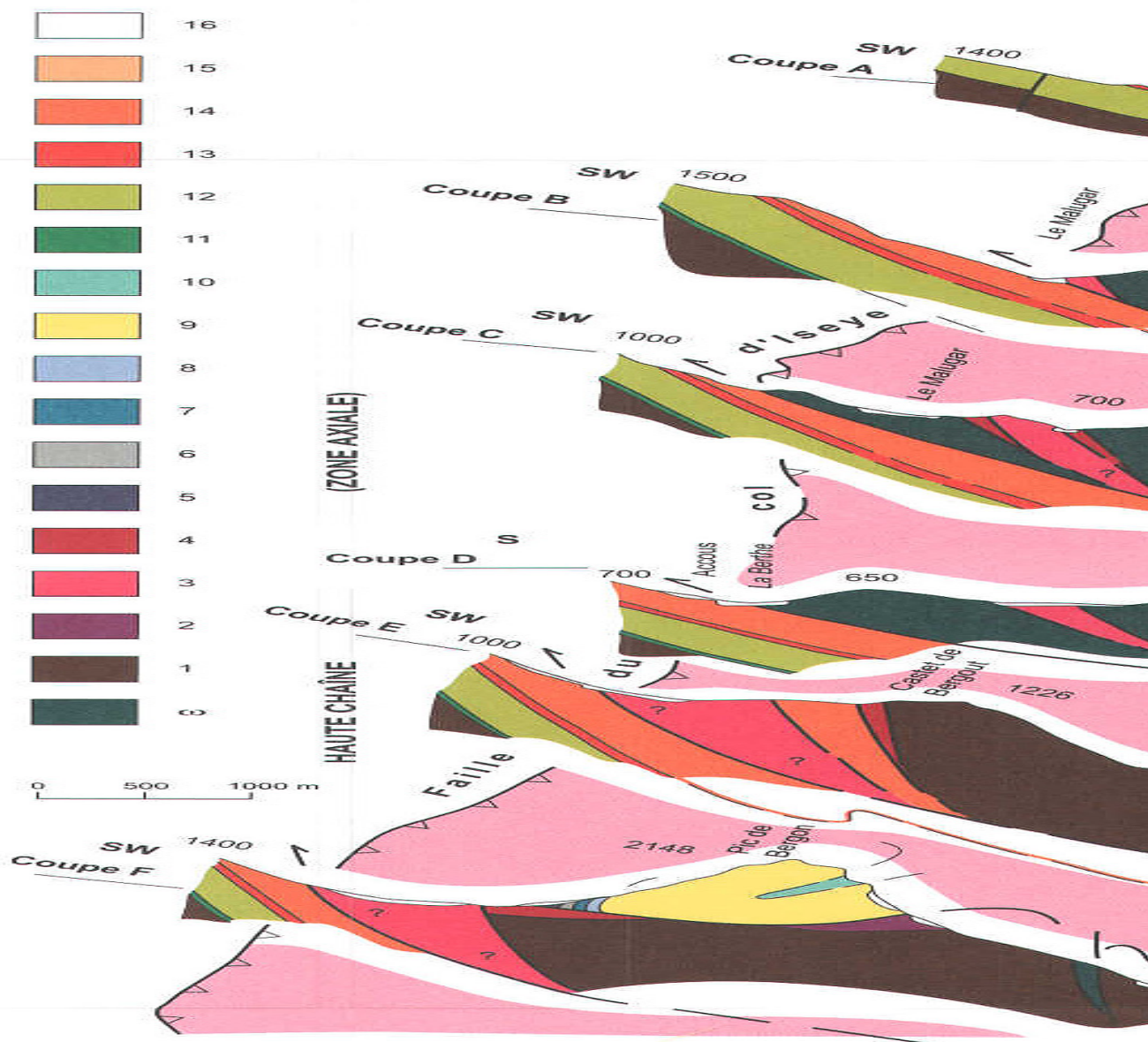
Tabl. 4 - Analyses chimiques des éléments majeurs (roche totale) du massif de granite des Eaux-Chaudes. (Debon et al., 1991)



Légende : mêmes notations que celles de la carte

Cs : Crétacé supérieur ; e : Paléocène

Fig. 28 - Panorama depuis la crête frontière au Sud-Ouest du col du Somport



Coupes séries dans la partie occidentale du couloir de décrochement de E. Noter la complexité structurale de cette unité pincée entre haute chaîne (à g) et zone nord-pyrénéenne (à droite). Le serrage est estimé à 40 km au moins.

Fig. 17 - Couloir de décrochement

- | | |
|---------------------------------|--|
| 0 : ophites ; | 6 : Lias moyen ; |
| 1 : Paléozoïque indifférencié ; | 7 : Lias supérieur-Dogger ; |
| 2 : Trias inférieur ; | 8 : Callovo-Oxfordien ; |
| 3 : Trias moyen, Muschelkalk ; | 9 : Aptien, calcaires ; |
| 4 : Trias supérieur, Keuper ; | 10 : Aptien, marnes ; |
| 5 : Lias inférieur ; | 11 : Albien, poudingue de Mendibelza ; |