



**CARTE
GÉOLOGIQUE
AU
1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

OLORON- -STE-MARIE

XV-46

OLORON- -STE-MARIE

La carte géologique au 1 : 50.000
OLORON-STE-MARIE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France au 1 : 80.000 :
à l'ouest : MAULÉON (N° 239)
à l'est : TARBES (N° 240)

MAULÉON LICHARRE	PAU	MORLAAS
TARDETS SORHOLUS	OLORON STE-MARIE	LOURDES
LARRAU	LARUNS	ARGÈLES GAZOST

DIRECTION DU SERVICE GÉOLOGIQUE ET DES LABORATOIRES
Boîte Postale 818 - 45 - Orléans-la-Source



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION - APERÇU TECTONIQUE

Le territoire de la feuille Oloron-Sainte-Marie s'étend vers l'Est au-delà de la vallée d'Ossau dans son cours en amont d'Arudy, tandis que cette rivière, entre Arudy et Oloron, le traverse obliquement. Le ruisseau du Néz provient d'une résurgence d'une partie du Gave d'Ossau qui s'est perdu à Arudy, cependant que la vallée morte d'Ogeu correspond à l'ancien émissaire des eaux de fonte des glaciers quaternaires de la vallée d'Ossau. A Oloron vient confluer avec le Gave d'Ossau le Gave d'Aspe dont les affluents de rive gauche, le Lourdios et le Vert, drainent la partie occidentale du territoire de la feuille.

La moitié nord de la feuille est constituée par des collines dont l'altitude diminue quand on s'avance vers le Nord ; la moitié sud est montagneuse, avec de longs chaînons à ossature calcaire.

Du point de vue géologique, le territoire de la feuille comprend plusieurs zones de constitution et de structure différentes qui se succèdent du Nord au Sud, avec une orientation générale ESE-WNW, parallèle à la direction générale de la chaîne pyrénéenne. On peut, du Nord au Sud, en compter trois :

a - une zone de Flysch crétacé supérieur, au milieu de laquelle vient s'amortir le chevauchement frontal nord-pyrénéen ;

b - une zone nord-pyrénéenne, où des chaînons calcaires jura-crétacés s'allongent d'Est en Ouest entre des dépressions synclinales remplies par des marnes albiennes ;

c - une partie du compartiment frontal de la Zone axiale et, dans son prolongement occidental, une partie très réduite du massif d'Igountze (angle SW de la feuille).

Dans la partie NE de la feuille, le domaine sous-pyrénéen montre, au Nord de Rébénacq et de la vallée morte d'Ogeu, une série monoclinale qui va du Flysch cénomarien de Lasseubetat aux calcaires landéniens à la limite nord de la Feuille. Cette série, assez redressée, plongeant au Nord dans sa partie orientale, mais tendant à se déverser au Nord dans sa partie occidentale, est surmontée par des placages discontinus de molasses miocènes discordantes, surtout constituées par des argiles à galets du Pontien.

L'accident frontal nord-pyrénéen qui est si facilement repérable sur la feuille Lourdes depuis Ossun ne se montre plus avec évidence que dans la partie orientale de la feuille Oloron. La structure du Pic de Rébénacq prolonge manifestement celle marquée à Mifaget (feuille Lourdes) par des affleurements de Permo-Trias au sein du Flysch crétaqué supérieur sur le tracé de la cordillère antécénomaniennne qui a séparé le domaine sous-pyrénéen du domaine nord-pyrénéen.

Le Pic de Rébénacq correspond à un accident en pli-faille anticlinal qui fait brusquement surgir les calcaires et les dolomies du Malm et les couches néocomiennes et aptiennes qui, par l'intermédiaire de Keuper discontinu dans le cœur du pli, chevauchent vers le Nord, le Flysch cénomanienn. L'accident est truffé de failles qui ont favorisé l'ascension de roches vertes, teshénites et spilites. Son front est doublé par un couloir de Trias qui s'avance entre deux failles à l'Ouest du village de Rébénacq, au milieu du Flysch crétaqué, vers Lamothe et Bernis. C'est peut-être là l'amorce d'un accident en relation profonde avec l'accident triasique de Lasseube (feuille Pau).

A l'Ouest du Pic de Rébénacq, l'accident frontal nord-pyrénéen s'en noie par abaissement d'axe au milieu du Flysch crétaqué dont le domaine s'est considérablement élargi, s'étendant vers le Sud jusqu'à Lurbe et Aramits, gagnant ainsi la partie nord de ce qui est le prolongement de la zone nord-pyrénéenne.

Toutefois l'anticlinal aigu de Bélaïr, où un sondage a révélé le Callovo-Oxfordien dolomitique à 10 m de la surface, comme les pointements de Malm (calcaires à *Pseudocyclammia virguliana*) à la sortie du tunnel de Sacase peuvent indiquer, à la limite nord de la vallée d'Ogeu, le prolongement de l'accident frontal nord-pyrénéen dont la faille du pont de Préchacq, dans la vallée du Gave d'Oloron, pourrait être la dernière manifestation vers l'Ouest.

Il semble d'ailleurs que cet accident ait favorisé la mise en place de tous les affleurements de teshénite qui s'alignent depuis Bélaïr jusqu'au village d'Escou.

Le pays du Flysch crétaqué supérieur s'étend, au Nord de la région montagnonne, dans les landes d'Ogeu et d'Oloron et jusqu'à la vallée du Vert, à la limite occidentale de la feuille. Il est en partie masqué en surface par le grand développement des dépôts quaternaires, formations glaciaires de Bescat et de Buzy, terrasses de la vallée morte d'Ogeu, terrasses de la vallée d'Aspe.

De multiples replis affectent ce Flysch dont les couches sont dans l'ensemble assez redressées. On peut, pour schématiser, parler d'un synclinorium Arudy - Oloron entre la vallée d'Ossau et la vallée d'Aspe, qui passe, à l'Ouest de la vallée d'Aspe, au vaste synclinal du Bois de Josbaig. Un premier synclinal à cœur turonien court en direction Est-Ouest, du Glaciaire d'Arudy jusqu'au Sud d'Eysus dans le bas du Bois de Bager. Plus au Nord, en aval du Bois de Pélégria et jusqu'à Oloron, le Gave d'Ossau coule dans le Flysch coniacien suivant l'axe d'un autre synclinal plus large. Le flanc nord de ce dernier synclinal est pris en biseau, sous les alluvions de la vallée morte d'Ogeu, par la faille qui prolonge l'accident frontal nord-pyrénéen. Dans le synclinorium Arudy - Oloron sont montés d'importants pointements et filons du cortège des teshénites et spilites (route du Bois de Bager, Bois de Pélégria, carrière Rebichet, Herrère).

A la hauteur de la vallée d'Aspe, avec intervention probable d'un accident Nord-Sud de décrochement le long de cette vallée, on n'en voit pas moins le synclinorium Arudy - Oloron passer au large synclinal du Bois de Josbaig qui s'étend très loin dans la direction du NW sur la rive gauche du Gave d'Oloron

(feuille Mauléon). Ce synclinal du Bois de Josbaig n'est, sur la feuille Oloron, représenté que par son flanc sud comportant une série régulière. On trouve en effet, au-dessous du Flysch santonien d'Agnos et de Saint-Pée d'en bas, qui remplit le fond assez plat de ce synclinal, le Flysch coniacien de la Forêt de Labaig. le Flysch turonien, enfin le Flysch cénomanien du Col d'Etche. Mais très vite vers le Sud surgit le pli anticlinal albien qui prolonge le chaînon d'Asasp. Il traverse la vallée du Vert à la hauteur d'Ance et de Féas, associé à des pointements de Keuper, puis, tournant à l'Ouest, s'aligne avec l'accident de Chabalgoïty (feuille Tardets-Sorholus). L'anticlinal albien de Féas sépare du synclinal de Josbaig le vaste domaine du Cénomanien dans le Bois de Bugangue. Ce Cénomanien paraît bien d'ailleurs, plus au Sud, surmonter en concordance les marnes albiennes d'Arrette, comme il est fréquent dans la fosse du Flysch.

Au Sud de la zone du Flysch vient une zone que l'on peut considérer comme le prolongement de la zone nord-pyrénéenne de la partie plus orientale de la chaîne. Les premiers grands reliefs montagneux y apparaissent au Sud des collines de Flysch, avec une série de chaînons calcaires anticlinaux parallèles, séparés par de larges couloirs de marnes albiennes. Le chaînon de BielleLurbe et le chaînon de Sarrance, recoupés par les vallées d'Ossau, d'Aspe et du Lourdios, traversent la feuille sur la majeure partie de sa longueur Est-Ouest.

Le chaînon de Bielle - Lurbe affecte une série allant du Keuper aux calcaires urgo-aptiens et comportant Lias, Dogger et Malm à l'exclusion du Portlandien. Il s'agit, à l'Est de la vallée d'Ossau, d'un pli anticlinal complet qui se situe dans le prolongement de l'aire anticlinale du cirque de Moncaut (feuille Lourdes) et dont le cœur triasique est visible dans le ravin à l'Est de Castet. Passé sur la rive gauche du Gave d'Ossau, ce n'est plus qu'un pli-faille par la suppression complète du flanc sud. Très large à la traversée du gave, s'étendant depuis les pointements d'ophite qui percent sous la moraine de Bielle et de Bilhères jusqu'aux calcaires à *Toucasia* des carrières d'Arudy, le flanc nord du pli-faille de Bielle - Lurbe se montre plus étroit aux approches de la vallée d'Aspe, à la hauteur du Pic Mail Arrouy, ce dernier étant dans les dolomies calloviennes. Le cœur du pli est marqué par des affleurements discontinus de Keuper et d'ophite, notamment bien développés au Col de Marie Blaque, à l'Est duquel se trouve même, à côté d'un piton de Iherzolite, un petit affleurement du socle paléozoïque. Sur la rive droite de la vallée d'Aspe, au Sud de Lurbe, un fossé tectonique, de direction Nord-Sud, affecte une languette de calcaires urgo-aptiens, à l'Ouest de laquelle surgit l'ophite triasique dans l'axe du pli.

Sur la rive gauche, en face du confluent du Gave d'Aspe et du Gave du Lourdios, le pli de Lurbe éclate, pour ainsi dire, en deux plis distincts crevés jusqu'au Lias, l'anticlinal du Pic Bellevue d'Asasp et le pli-faille du Pic de Bisarce. Entre les deux plis ouverts à angle droit, les couches aptiennes se disposent en un large synclinal de part et d'autre du Col du Hourc. La structure du Pic d'Asasp s'en noie vers le Nord sous le Cénomanien discordant. Le pli-faille du Pic de Bisarce traverse la vallée du Lourdios et sur la rive gauche, affecté de profondes cassures de direction méridienne, se met en direction avec l'accident du Col d'Urdach, où un vaste affleurement de schistes satinés siluriens vient au jour, flanqué d'un important massif de Iherzolite.

Cet affleurement du socle explique la localisation à l'Ouest du massif de Iherzolite d'une brèche monumentale à éléments paléozoïques et granitiques dans le Flysch cénomanien. Il s'agit d'un véritable Wildflysch, avec des éléments de Primaire et de granite d'une telle taille que l'on ne sait si l'on

doit les considérer comme des écaillés du socle remontées tectoniquement dans l'accident, ou comme des klippes sédimentaires emballées dans le Wildfysch. Le pli de Bielle - Lurbe se poursuit enfin au NW du Col d'Urdach par l'Albien d'Ance et de Féas dont il a été question plus haut.

Dès le Col de Marie Blanche, le synclinal de marnes albiennes de la vallée du Barescou sépare le pli-faille de Bielle - Lurbe de l'anticlinal de Sarrance. On doit y signaler, entre vallées d'Aspe et du Lourdios, le gros filon du Bois de Serrelong qui, selon M. Azambre, comporte à la fois teschénite et picrite.

L'anticlinal de Sarrance traverse toute la feuille d'Est en Ouest. Son axe est déjà marqué à l'Est du Gave d'Ossau par le chaînon urgo-aptien de la Pène de Béon, puis, sur la rive gauche, se compliquant de quelques replis, il se poursuit par les mêmes calcaires urgoniens du Pic de l'Ourlène, lorsque, par le jeu de cassures méridiennes, surgit brusquement le cœur du pli en une large boutonnière anticlinale aux approches de la vallée d'Aspe. L'anticlinal de Sarrance affecte alors l'allure d'un pli dissymétrique dont le flanc nord retombe à la verticale dans la crête de la Pène d'Escot et au Pic d'Andurte, mais dont le flanc sud se montre déversé au Sud, tant dans les rochers du Bois d'Aran que dans la crête de Camlong. Le cœur du pli est largement ouvert, avec un grand développement de dolomies calloviennes dans ses deux flancs, et il montre un affleurement linéaire de schistes ordoviciens qui s'allongent sur une longueur de 1 km, enveloppé de Keuper.

Vers l'Ouest très vite, dès la traversée du Gave d'Aspe, le pli de Sarrance passe à un pli-faille. Tandis que le flanc nord se poursuit normalement vers le Trône du Roi, le flanc sud disparaît sous le chevauchement du Trias qui, très développé dans l'axe du pli, s'épanche à l'horizontale sur les marnes albiennes du synclinal plus méridional, synclinal de Ponsuzou et de Lourdios. Des témoins du flanc inverse ne sont conservés qu'à côté de la ferme de Labay et près de Castéra, ainsi que plus à l'Ouest dans les affleurements aptiens et jurassiques plus importants de Saraillé associés à la lherzolite du Sud du Col de Saudarie. Il faut atteindre les abords de la vallée du Lourdios, pour voir le flanc sud de l'anticlinal se reconstituer progressivement. en même temps qu'il se redresse, avant de participer, dès qu'est franchie la vallée, à la magnifique terminaison péri anticlinale du pli sous les marnes albiennes. Cet ennoyage n'est d'ailleurs pas définitif, puisqu'une boutonnière d'Aptien réapparaît, en une voûte surbaissée, dans l'axe du ruisseau de Laboo.

Il est à remarquer que des schistes siluriens se montrent en affleurement, au Sud du Trône du Roi, près du Col de Launde, au milieu du Trias, sur la rive gauche de la vallée d'Aspe, de même qu'il a déjà été signalé des schistes siluriens sur la rive droite, comme il en existe d'ailleurs près du Col de Marie Blanche dans le pli-faille de Bielle-Lurbe et aussi dans l'accident du Col d'Urdach. L'auteur ne pense pas qu'il s'agisse de paquets de terrains primaires emballés dans le Trias ; mais il semble bien que le socle a participé à la structure sans décollement de couverture.

Au Sud de l'anticlinal de Sarrance, le synclinal de Ponsuzou et de Lourdios affecte la forme d'une « blague à tabac ». Il est en effet chevauché au Nord par l'anticlinal de Sarrance, comme il est chevauché sur son bord méridional par l'élément inférieur des plis couchés du plateau d'Ourdinse et du Layens, dernier chaînon calcaire avant le Trias de Bedous (feuille Laruns). Dans le fond de la vallée d'Aspe, au Nord de Ponsuzou, des affleurements de calcaires aptiens paraissent devoir être interprétés comme des replis du fond du synclinal.

Le bord méridional de la feuille Oloron montre en effet dans sa partie orientale une partie restreinte d'un des compartiments frontaux de la Zone

primaire axiale en avant du synclinal crétacé des Eaux-Chaudes, le compartiment dit « de Ferrières ».

Ce compartiment de Ferrières est constitué, à l'Ouest de la vallée d'Ossau, par le massif qui culmine suivant la crête Sud-Nord passant par le Pic des Cinq Monts. la montagne de Gerbe, le Pic de Cambeilh (les deux premiers sur la feuille Laruns). Il s'agit d'un anticlinal dévonien (Pic de Cambeilh) qui, flanqué de deux synclinaux carbonifères, se déverse vers le Sud sur le Carbonifère des Cinq Monts.

A Aste Béon, à Gère Bélesten, au Col de la Cou rade et dans le ravin ouest du Bois d'Aspeigt. la base de la série secondaire nord-pyrénéenne, localement affectée d'étirements, enveloppe la terminaison de l'élément du socle constitué par le compartiment de Ferrières, pour se raccorder plus à l'Ouest à la série du plateau d'Ourdinse. Celle-ci recouvre elle-même la petite boutonnière paléozoïque du Bois de l'Usclat Mousqueté et le massif du Bois de la Traillère, prolongeant l'un et l'autre l'écaille du Pic de Cambeilh, c'est-à-dire le compartiment de Ferrières. Ces massifs sont plus au Sud, sur la feuille Laruns ; mais en bordure sud de la feuille Oloron, le Pic Montagnou, le Pic Mailh Massibé et. avant la vallée d'Aspe, le Bois de Gey, soubassement du plateau d'Ourdinse, montrent, dans l'élément inférieur des plis couchés d'Ourdinse, l'Aptien couché à l'horizontale et fait d'alternances de marnes schisteuses et de marnes calcaires.

A l'Ouest de la vallée d'Aspe, le complexe des plis couchés du plateau d'Ourdinse trouve son homologue dans le complexe des plis couchés du Layens dont on peut observer l'empilement. tant dans les parois de la rive gauche de la vallée au Sud du Bois de Labay que vers le sommet du Layens.

Comme le pli couché d'Ourdinse, les plis couchés du Layens affectent la couverture jura-crétacée du Trias du bassin de Bedous (feuille Laruns). Dans le flanc inverse, l'élément inférieur, déversé sur le synclinal de Lourdios, est constitué par les calcaires aptiens du Bois de Layens doublés par les calcaires albiens du Bois d'Ichère. Ces derniers, ayant tourné dans la direction du NW, se poursuivent vers le Soum d'Ire et le Pas des Estes au sommet de la série jurassique et du Trias du Col d'Ire qui précèdent eux-mêmes les vastes affleurements de poudingues de Mendibelza, d'âge albo-cénomaniens, du Pas des Cheminées et du sommet de Coste Male, visibles dans l'angle SW de la feuille, où ils recouvrent directement le socle paléozoïque du massif d'Igountze.

Enfin en avant du front du massif d'Igountze surgit, au Sud du bassin de marnes albiennes de Lourdios, l'étroite lame du Soum dét Abet (Trias, Lias et calcaires albiens) qui se poursuit sur la feuille Tardets par l'ophite du Sommet de Mail Haut et par le chaînon de Pène Blaque et du Pic d'Arguabelle.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

E. Éboulis. dépôts de remaniement. Sous la notation **E** ont été désignés les éboulis clastiques, ou éboulis de gravité, surtout abondants dans la région montagneuse de la feuille.

Ea. Dépôts superficiels. souvent soliflués. limons et limons loessiques. Formés principalement aux dépens du Miocène et des alluvions des diverses nappes quaternaires, limons et limons loessiques constituent des dépôts superficiels, parfois soliflués, dans la partie nord de la feuille, dans le territoire du Flysch crétacé.

J. Dépôts torrentiels ; cônes de déjection. Sont figurés, notamment dans la vallée d'Ossau à Gère-Bélesten et à Bielle, plusieurs cônes de déjection, particulièrement bien individualisés.

Fz. Fyb. Fya. Alluvions subactuelles et du Würm. Elles se répartissent en trois nappes appartenant respectivement au Würm III et aux temps postérieurs **Fz.** au Würm II **Fyb** et au Würm 1 **Fya**. La première forme terrasse à 2-5 m au-dessus des rivières. La seconde et la troisième surmontent le Gave d'Oloron respectivement de 10-12 m et de 15-20 m.

Les alluvions wurmiennes sont caractérisées par des galets de granite et d'andésite, peu ou non altérés, et par l'abondance de galets calcaires qui ne se retrouvent pas dans les nappes plus anciennes.

Fx. Alluvions anciennes du Riss. La nappe de 20-30 m de la vallée du Gave d'Aspe entre Lurbe et Oloron, de même que la nappe du fond de la vallée morte d'Ogeu à paléosols de couleur brune, sont à rapporter au Riss. Leurs cailloutis sont parfois consolidés (terrasse d'Issor dans la vallée du Lourdios).

Les alluvions wurmiennes sont caractérisées par des galets de granite et d'andésite, peu ou non altérés, et par l'abondance de galets calcaires qui ne se retrouvent pas dans les nappes plus anciennes.

Fw. Alluvions anciennes du Mindel. Les alluvions du Mindel **Fw**, à gangue argileuse ocre, à granites peu nombreux (15 % environ du nombre total des galets) et très altérés, sont couronnées par un paléosol rouge. Elles ont un beau développement dans la vallée morte d'Ogeu et sont également repérables dans les vallées du Gave d'Aspe et du Vert, où elles forment des placages à 60 m au-dessus des rivières.

Fv. Alluvions anciennes du Günz et du Donaü. Au Sud de Bélair, une terrasse d'alluvions de très haut niveau, suspendue au-dessus de la vallée morte d'Ogeu, a été attribuée au Quaternaire ancien par M^{lle} Alimen (feuille Mauléon au 1/80 000). Ce sont des alluvions à rares granites très altérés, et à nombreux quartzites. Elles ont subi une pédogenèse du type des sols rouges.

Gya. Vallum et moraines du Würm I. Les placages démantelés de moraines attribuées au Würm 1 s'observent dans la vallée d'Aspe aux environs d'Escot.

Gx. Vallum et moraines du Riss. De beaux édifices morainiques sont conservés à l'origine de la nappe d'Ogeu (complexe morainique d'Arudy, de Bescat et de Buzy). La vallée d'Ogeu a été abandonnée après le Riss par le Gave d'Ossau dont le cours actuel. d'Arudy à Oloron, date du Würm. Par contre dans la vallée du Gave d'Aspe, qui n'a pas subi de changement de cours, on ne repère plus de moraine frontale rissienne, mais seulement le cône fluvio-glaciaire (région de Lurbe et d'Asasp).

G. Glaciaire non daté ou de plusieurs époques. Le vaste édifice glaciaire de Bilhières et du plateau de Bénou correspond à un complexe de plusieurs époques jusqu'au Würm III. Il a été noté **G**.

p. Pliocène. Dans l'angle NE de la feuille, sur la crête séparatrice des vallées des ruisseaux du Néz et du Soust, à la hauteur des fermes de Py et de Minda, un témoin culminant d'argile rougeâtre sableuse sans stratification apparente, emballant des galets siliceux très corrodés et à patine

brune, a été rapporté au Pliocène, parce qu'il occupe la situation de la formation de Lannemezan au sommet du plateau.

m3. Pontien : argiles à galets. Dans le quart NE de la feuille, les collines de Flysch crétacé sont couronnées, notamment aux environs de Rébénacq, de même qu'au Nord d'Escou, par une formation d'argiles à galets, tout à fait comparables à celles que l'on trouve dans les grands cônes de déjection torrentielle du plateau de Lannemezan et du plateau de Ger.

Ce sont des argiles sableuses ocre jaune ou orange, souvent bigarrées, bariolées de rouge, de violet ou de gris bleuté, qui emballent des blocs et des galets, disposés suivant un classement très grossier. Ces galets sont presque tous de quartz, de quartzites, de lydienes, de schistes, ou de granites pourris. Les éléments calcaires y sont rares. Les galets sont corrodés en surface, leur patine restant claire. Le plus vaste de ces placages s'étend à l'Ouest de Rébénacq et de la vallée du Néz.

e3-2. Landénien : calcaires gréseux et calcschistes à *Alveolina primaeva*.

La feuille ne montre, dans son angle NE, de part et d'autre de la vallée du Néz, que la partie méridionale de la bande de Landénien qui s'étend plus au Nord sur la feuille Pau. Dans sa totalité ce Landénien, d'une épaisseur de l'ordre de 700 m, offre de haut en bas la succession : a) marnes grises argileuses à Globigérines, Radiolaires, *Globorotalia* ; b) « sables supérieurs », sables et grès à ciment calcaire et glauconieux, alternant avec des marnes grises, celles-ci ayant fourni une microfaune à *Globorotalia velascoensis* ; c) série rythmique carbonatée, faite de grès à ciment calcaire et de calcaires argileux, avec *Alveolina primaeva*, *Fallotella alavensis*, *Discocyclus seunesi*, *Distichoplax biserialis*, des Operculines, des Mélobésiées et toujours *Globorotalia velascoensis* ; d) « sables inférieurs » très siliceux, blancs ou ocre, contenant en alternances des passées de 20 à 30 cm de marnes sableuses grises ayant fourni l'association *Globorotalia angulata*, *Gl. velascoensis*, *Gl. Pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoides*.

e1-c8. Dano-Montien : calcaires type « Calcaire de Lasseube ». Au Sud de l'affleurement des calcaires et des marnes du Landénien de la vallée du Néz, celle-ci traverse la barre calcaire du Dano-Montien, de 80 à 100 m d'épaisseur, qui forme cuesta au-dessus des « marnes de Nay » du Maestrichtien supérieur. Rapporté au Thanétien inférieur, au Montien et au Danien, ce complexe calcaire comprend, du sommet à la base : des « calcaires conglomérés », sortes de fausses brèches calcaires, à nodules calcaires enrobés dans un ciment de même nature, et des calcaires argileux blancs, en bancs séparés par de minces lits marneux.

La microfaune est. pour le sommet, celle de la zone à *Globorotalia angulata* et *Gl. pseudobulloides*. pour la base, celle à *Globigerina daubjergensis* et *Globorotalia compressa*. Les *Lagena* et Gumbelines sont abondantes.

La macrofaune, autrefois signalée par J. Seunes sur le territoire de la feuille voisine de Pau, comporte notamment : *Nautilus danicus*, *Jeronia pyrenaica*, de nombreuses espèces de *Coraster*. *Echinocorys*, *Offaster*, *Galeaster* et des Lithothamniées.

c7b. Maestrichtien supérieur : « Marnes de Nay ». Une bande, de 300 m de puissance, de marnes gris verdâtre ou blanches, associées à des bancs de calcaires marneux, esquilleux, gris à crème, avec des passées de marnes vertes. traverse la vallée du Néz au Sud de la barre dano-montienne. On rapporte ces couches à la formation dite des « Marnes de Nay » de la feuille

Lourdes, où la macrofaune est abondante, avec *Pachydiscus neubergicus*, *P. jacquoti*, déjà signalés par Seunes, *Hamites recticostatus*, de nombreux Echinides, Inocérames et Brachiopodes, avec des Fucoïdes et des *Spirophyton*. La microfaune est riche, avec des Gumbélines et des formes variées de *Globotruncana* dont les plus représentatives, *Gl. contusa*, *Gl. mayaroensis*, d'ailleurs associées à *Gl. stuarti*, *Gl. falsostuarti*, etc., caractérisent le Maestrichtien supérieur.

c7a. Flysch du Maestrichtien inférieur. Sous les « Marnes de Nay » le Flysch du Maestrichtien inférieur forme une bande de 800 m de puissance, recoupée elle aussi par la vallée du Néz. Il s'agit d'un véritable Flysch grés-marneux, rythmique, constitué par des alternances de grès, de marnes, associés à des microbrèches, des calcaires argileux et des calcaires détritiques.

Les bancs de calcaires argileux et de calcaires détritiques, surtout abondants au sommet de la formation, ont fourni *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolithes calcitrapoides*, *Nummofallotia cretacea*, des Fissurines et des Gumbélines. Les grès, à ciment calcaire, sont bicolores, gris bleu dans la masse, de teinte rouille en surface par oxydation. Ils alternent avec des marnes, en lits de 20 cm de puissance moyenne, et celles-ci ont une microfaune bien datée par *Globotruncana stuarti*, *Gl. falsostuarti*, *Gl. lapparenti lapparenti*. C'est la zone à *Globotruncana stuarti*.

c6. Flysch du Campanien. Le Flysch campanien forme dans le quart NE de la feuille une large bande depuis le Nord de Rébénacq jusqu'au Nord d'Escou. Il peut avoir 700 à 800 m de puissance et correspond à une série grés-marneuse à dominance gréseuse.

A la partie supérieure de la formation, bien repérée stratigraphiquement par *Globotruncana calcarata* du Campanien terminal, les grès, en gros bancs, sont durs et à ciment calcaire. Au-dessous, alternant toujours avec des marnes, les grès, de couleur rouille à ocre, deviennent de plus en plus sableux et micacés, mal cimentés. La microfaune, assez pauvre, comporte de petits Arénacés et des *Globotruncana*. C'est la zone à *Globotruncana elevata*. Des intercalations de calcaires gréseux et de calcaires microbréchiens ont donné *Orbitoides media*, *O. tissoti*, *Siderolithes calcitrapoides*, *S. vidali*, *Nummofallotia cretacea*, même association que dans le Maestrichtien de base.

c5. Flysch du Santonien. Le Flysch santonien forme une bande large de 400 m qui passe au Nord de Rébénacq et d'Escou. A son sommet une barre calcaire de 30 à 40 m de puissance, la « barre à Orbitoides ». marque pour R. Deloffre, le Santonien terminal. C'est un calcaire graveleux, microbréchiens, en bancs d'épaisseur variable (30 cm à 2 m). visible dans la vallée du Soust. Ce calcaire a fourni *Orbitoides tissoti* var. *densa*, *Nummofallotia cretacea*, *Lacazina compressa*.

Au-dessous c'est un Flysch, où de gros bancs de calcaires marneux gris clair, se débitant en petites plaquettes, alternent avec des calcaires bleus cristallins et de rares passées de marnes grises et de grès fins. La microfaune est pauvre : mais elle comprend quelques *Globotruncana*, dont *Gl. concavata* qui permet l'attribution au Santonien. A 100 m sous la barre à Orbitoides se remarque un niveau de marnes rouge lie-de-vin. Il affleure aux environs de Rébénacq.

Le Flysch santonien affleure aussi à l'Ouest d'Oloron entre Agnos et Esquiule, remplissant l'axe du synclinal du Bois de Josbaig.

e4. Flysch du Coniacien. Le Flysch coniacien forme une étroite bande entre Rébénacq et Escou : il remplit aussi, dans l'axe de la basse vallée

d'Ossau, le fond du synclinal d'Oloron et se retrouve, en une bande plus large, dans le flanc sud du synclinal du Bois de Josbaig, depuis la Forêt de Labaig jusqu'à Esquiule.

D'une épaisseur d'environ 400 m, le Flysch coniacien est surtout calcaire, avec, pour la partie supérieure, des calcaires cristallins en gros bancs et des calcaires argileux alternant avec des lits marneux et, pour la partie inférieure, des calcaires finement graveleux, microbréchiques, parfois rubanés, à lits siliceux, silex noirs, ou chailles (cf. « dalle de Bidache » de la feuille Hasparren). associés à des marnes vertes et à quelques bancs gréseux. La microfaune, avec *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Gl. lapparenti coronata*, *Gl. fornicata*, de la zone à *Gl. schneegansi* et *Gl. sigali*, date ces couches du Coniacien.

c3. Flysch du Turonien, avec intercalation calcaire c3c. Le Flysch turonien forme dans la série monoclinale du quart NE de la feuille une étroite bande passant par Rébénacq : il se retrouve dans les deux flancs du synclinal d'Oloron, ainsi que dans la bande synclinale du Bois du Bager entre Buzy et Eysus. A l'Ouest de la vallée d'Aspe, il prend place dans le flanc sud du synclinal du Bois de Josbaig, à la Forêt de Bugangue.

La Flysch turonien, d'une épaisseur moyenne de 300 m (épaisseur maximale dans le synclinal du Bois de Josbaig). montre des bancs alternants de calcaires marneux en plaquettes de teinte ocre et de calcaires durs, parfois un peu siliceux, avec des bancs de grès jaunes et de rares bancs de calcaires microbréchiques. Dans ce complexe, la microfaune permet localement de distinguer : une zone supérieure marquée par l'apparition de *Globotruncana bicarénées*, une zone moyenne à *Globotruncana helvetica*, tandis qu'un niveau inférieur à gros Radiolaires montre l'apparition des Gumbélines.

A l'Ouest de la vallée du Vert, une barre calcaire, d'une vingtaine de mètres de puissance, dans le prolongement de la barre de Cambeillou (feuille Tardets-Sorholus). avec des *Globotruncana lapparenti lapparenti*, marque la limite du Turonien et du Cénomanién. Elle est notée **c3c**.

C2. Flysch du Cénomanién avec intercalation calcaire C2c et brèches de base à éléments paléozoïques (Col d'Urdach) c2 Bp. A l'Ouest de la feuille, entre Arette, Issor et Féas, le Flysch cénomanién occupe, dans le flanc sud du synclinal du Bois de Josbaig, une vaste surface que traverse la vallée du Vert. Il y présente ses différents types lithologiques. Sous 200 m de marnocalcaires et une barre calcaire de 20 m noté c2c viennent 500 m de Flysch marno-calcaire, surmontant 400 m de Flysch marno-gréseux.

Le Flysch marno-calcaire (Cénomanién supérieur et moyen) montre des alternances de calcaires en petits bancs de 1 à 2 cm d'épaisseur, à rognons siliceux, et de marnes calcaires gris bleuté à Fucoïdes. Ce Flysch est daté par une microfaune bien caractéristique du Cénomanién, avec *Globigerina cretacea*, *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Rotalipora apenninica*, *Praeglobotruncana stephani*.

Quant au Flysch marno-gréseux du Cénomanién inférieur, il affecte une sédimentation à dominante marneuse. Des marnes noires, à altération terreuse, alternent avec des grès quartzeux ferrugineux en petits bancs. Les marnes renferment *Globigerina cretacea*, *Rotalipora apenninica*, *Praeglobotruncana stephani*.

C'est à la base de ce Flysch cénomanién que se présente la puissante « brèche du Col d'Urdach » qui a été noté **C2 Bp**, grosse accumulation de Wildflysch, coiffant un pointement probable du socle paléozoïque à l'extrémité

occidentale du chaînon de Bielle - Lurbe. La brèche comporte essentiellement des blocs, souvent énormes, de granite, de gneiss, de quartzophyllades, de quartzites micacés, accompagnés de lydiennes, de calcaires, de paquets de schistes maclifères et de schistes noirs carburés. La taille de certains éléments est telle que l'on hésite entre deux interprétations, éléments emballés dans la brèche à titre de klippes sédimentaires, ou véritables pointements du socle surgis de la profondeur (Soum d'Unars). Cette brèche monumentale flanque, sur sa bordure ouest, le massif de Iherzolite du Col d'Urdach.

Le Flysch cénomanien de la bande monoclinale de Lasseubetat. au Nord de la vallée d'Ogeu, se caractérise, surtout à sa base, par la fréquence des filons de teschénite.

Le Flysch cénomanien de la bande anticlinale du Bois du Bager qui court de Saint-Christau jusqu'à proximité d'Arudy est encore remarquable par les faciès grossièrement détritiques de sa base (fond de la vallée d'Ossau en aval d'Arudy). Dans sa partie supérieure, ce Flysch a fourni, dans un complexe marno-calcaire, en bordure de la route N 618, à 2,6 km, à l'Ouest d'Arudy, une faune d'Ammonites, découverte par A. Debourle, avec *Turrilites costatus*, *T. costatus* var. *costulatus*, *Anisoceras* sp., *Acanthoceras* sp., *Stomohamites* sp.

c2-1, c2-1P. Albo-Cénomaniens : Flysch schisto-gréseux C2-1, passant aux Poudingues de Mendibelza C2-1P. Dans l'angle SW de la feuille, à l'Ouest du Gave du Lourdios, affleure une partie très restreinte du massif d'Igountze à sa terminaison nord-orientale, seulement représenté par sa couverture albocénomaniennne, avec ses deux faciès qui passent latéralement l'un à l'autre, le faciès schisto-gréseux et le faciès grossièrement détritique des Poudingues de Mendibelza.

À l'Ouest du sommet de Coste Malle affleurent des bancs de grès et de microbrèches à ciment calcaire, alternant de manière rythmique avec des marnes gréseuses noires, pyriteuses, avec seulement quelques rares passées de conglomérats. C'est le faciès schisto-gréseux **C2-1**.

Au Pas des Cheminées et au Soum d'Arroumères, les poudingues deviennent prédominants. C'est le faciès « Poudingues de Mendibelza » **C2-1 P** qui a une très grande extension plus à l'Est dans le massif d'Igountze, comme dans le massif de Mendibelza (feuilles Tardets-Sorholus et Larrau). Les Poudingues de Mendibelza forment des masses rocheuses sombres de teinte noir violacé, dont la stratification est encore soulignée par de fréquentes passées schisteuses et marno-gréseuses. Tandis que le ciment du poudingue est gréseux et généralement friable, les éléments sont en majeure partie empruntés aux terrains dévonien et carbonifère, galets ou blocs plus ou moins anguleux de quartzites, de grès et de schistes du Dévonien supérieur, grès micacés et paquets de schistes noirs du Namuro-Westphalien, mais aussi des blocs des calcaires griottes, des lydiennes du Carbonifère, voire des grès triasiques et des blocs d'ophite. La taille des éléments est très variable : en général de 0,10 m à 1 m de diamètre. Ces poudingues ont été datés sur la feuille voisine de Tardets-Sorholus, où des intercalations marneuses ont fourni de rares Orbitolines, Trigonies et Inocérames.

c1, c1c, n6M, n6. Albien et Aptien supérieur : marnes schisteuses à spicules de l'Albien C1 ; calcaires à Mélobésiées (faciès urgonien) de l'Albien c1c ; marnes noires de l'Aptien supérieur n6M ; calcaires subrécifaux à *Toucasia* (faciès urgonien) de l'Aptien supérieur n6. Dans les chaînons nord-pyrénéens, l'ensemble Albien et Aptien supérieur montre un complexe comportant des marnes schisteuses à spicules au sommet et des calcaires subrécifaux

à Algues, Rudistes, Polypiers et Orbitolines à la base, tandis que la partie moyenne du complexe, vers la limite Albien-Aptien, montre des intercalations des deux faciès avec passages latéraux par indentations. Il a donc été convenu de désigner les marnes à spicules sous la notation **c1** pour leur partie supérieure qui est albienne et sous la notation **n6M** pour leur partie inférieure qui est aptienne. De même les calcaires récifaux sont notés **c1c** pour leur partie supérieure albienne et **n6** pour la partie à rapporter à l'Aptien supérieur.

c1. Marnes schisteuses à spicules de l'Albien. Les marnes albiennes sont bien représentées dans la zone nord-pyrénéenne au Sud de l'accident frontal Pic de Rébénacq - Bélair, d'abord au Nord de la vallée d'Ossau, puis dans la retombée nord de l'anticlinal de Bielle - Lurbe, enfin et surtout dans les chenaux intermédiaires entre les chaînons calcaires plus méridionaux, à savoir dans le synclinal du ruisseau de Barescou qui se poursuit jusqu'à Arette au Nord de l'anticlinal de Sarrance et dans le synclinal Col d'Aran - Ponsuzou Lourdios, en avant du plateau d'Ourdinse et de la montagne du Layens.

Ce sont des marnes schisteuses et des calcaires schisteux noirs qui ont seulement fourni des articles de Crinoïdes et des spicules de Spongiaires. On ne les attribue à l'Albien que pour la raison qu'ils surmontent les calcaires de l'Aptien supérieur. A signaler que dans la haute vallée du Barescou les marnes albiennes passent à leur partie supérieure à un véritable faciès Flysch, avec alternance rythmique de marnes noires et de schistes noirs avec des grès psammitiques, des micropoudingues et des microbrèches de teinte brune.

c1c. Calcaires à Mélobésiées de l'Albien. Comme dans la feuille voisine de Tardets (voir notice) on résout généralement, en l'absence d'Ammonites, le délicat problème de la limite entre l'Albien et l'Aptien en estimant que cette limite est marquée par l'apparition, dans les calcaires récifaux de type urgouzien, d'une flore d'Algues Mélobésiées du même type que celles de Vimport dans les Landes. Or cette flore qui n'est pas reconnue plus à l'Est apparaît dans la partie supérieure des calcaires du Bois d'Ichère en avant de la montagne du Layens. Les calcaires urgo-albiens doublent ainsi les calcaires urgo-aptiens dans les falaises du Bois de Layens. Mais plus à l'Ouest, passé le ravin du Lourdios, les calcaires urgo-albiens restent seuls dans la barre du Sourn d'Ire et du Pas des Castes, où ils reposent directement sur les dolomies callovo-oxfordiennes. Cette transgressivité directe des calcaires albiens se retrouve plus à l'Ouest dans tout le chaînon de l'Arguabelle (feuille Tardets-Sorholus).

D'une puissance d'environ 300 m au Sourn d'Ire, les calcaires albiens sont des calcaires de couleur claire, cryptocristallins, massifs, sans *Toucasia*, mais avec *Horiopleura lamberti*, *Polyconites verneuili*. La microfaune est peu caractéristique, constituée par des Orbitolines, de petites Trocholines, des Lagénidés. Des Polypiers et des Bryozoaires, souvent silicifiés, des débris de Mollusques et d'Echinides n'apportent pas plus de précision. Par contre la flore algologique, avec des Mélobésiées branchues, des formes en rameaux, *Agardhiellopsis cretacea*, *Archaeolithothamnium rude*, *A. amphiroeforme*, *Kymalython belgicum*, est considérée comme albienne par les auteurs qui estiment que les formes branchues sont apparues à la limite Aptien-Albien, notamment à Vimport.

n6M. Marnes noires de l'Aptien supérieur. Dans le chaînon de Sarrance et dans le chaînon Pic Montagnou - Ourdinse, il n'y a pas de calcaires albiens à Mélobésiées. Un complexe de barres de calcaires marneux gris, à grain fin, souvent encrinétiques, alternant avec de larges passées de marnes noires schis-

teuses à spicules, surmonte alors la masse principale des calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur. Ce complexe est considéré comme d'âge aptien supérieur et les intercalations marneuses sont notées n6M, pour les distinguer de l'Albien. Quant à ces intercalations multiples sur une verticale de calcaires et de marnes noires, on en trouve les meilleurs exemples dans les soubassements du Pic Montagnou et du Pic Mailh Massibé comme dans le Bois de Gey, à la base des plis couchés de l'Ourdinse. Mais on doit aussi noter que, dans le chaînon de Sarrance, il y a souvent passage latéral d'Ouest en Est par indentation entre les calcaires de l'Aptien supérieur et les marnes noires, suivant un dispositif que l'on peut notamment reconnaître au Pic d'Andurte, dans le Bois d'Aran et dans les plateaux environnant le Col d'Aran.

n6. Calcaires subrécifaux à *Toucasia* de l'Aptien supérieur. Ils montrent déjà des affleurements sur le front nord-pyrénéen, dans la région du Pic de Rébénacq ; mais ils sont surtout développés plus au Sud dans les chaînons nord-pyrénéens, où ils jouent un rôle orographique majeur : flanc nord du pli-faille de Bielle - Lurbe, où les calcaires aptiens s'étendent depuis le Bois d'Izeste jusqu'aux carrières d'Arudy ; chaînon de la Pène de Béon et de l'anticlinal de Sarrance, avec une retombée verticale dans le flanc nord suivant la crête de la Pène d'Escot et un flanc sud déversé au Sud dans le Bois d'Aran ; Pic Montagnou et Pic Mailh Massibé, crête du Bois du Layens au Sud du synclinal de Ponsuzou - Lourdios.

Les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur sont des calcaires clairs, d'une épaisseur moyenne de 400 m, mais variable, car ils passent souvent latéralement à des marnes, comme il vient d'être indiqué. Leur attribution au Gargasien est motivée par le fait qu'ils surmontent les marnes de Sainte-Suzanne à faune bédoulienne ; car, par ailleurs, quoique très zoogènes (Rudistes, Encrines, Echinides, Polypiers, Bryozoaires, Spongiaires, Orbitolines, Mélobésiées encroûtantes, Dasycladacées), ils ne renferment pas de faune bien caractéristique. On y a signalé *Toucasia seunesi*, *Polyconites verneuili*, *Radiolites cantabricus*, des Orbitolines dont *Orbitolina conoidea-discoidea*, avec *Orbitolinopsis aquitana*, *Dictyoconus*, des Pseudocyclammes, des Coskinolines, des Miliolles. Avec les Bryozoaires et les Polypiers, les Algues, dont *Ethelia alba*, y sont abondantes, mais à l'exclusion des Mélobésiées branchues de Vimport.

On doit aussi signaler que les calcaires urgoniens, s'ils admettent des intercalations de calcaires marneux et s'ils passent latéralement aux marnes schisteuses n6M, montrent aussi, notamment dans la région du Bois d'Aran et du Col d'Aran, des passées profondément dolomitisées. P. Viennot y avait déjà signalé des dolomies avec des sections de *Toucasia*.

n5. Bédoulien : marnes de type « Sainte-Suzanne ». Sous-jacent aux calcaires urgoniens et surmontant lui-même les calcaires néocomiens, vient un complexe marneux, de 50 à 250 m de puissance. C'est le niveau des « Marnes de Sainte-Suzanne » de la feuille Orthez. Entre deux ensembles calcaires, les Marnes de Sainte-Suzanne forment des bandes déprimées que l'on suit aisément, aussi bien dans le flanc nord du pli-faille de Bielle - Lurbe que dans les deux flancs de l'anticlinal de Sarrance sur la rive droite du Gave d'Aspe. Ces marnes sont aussi représentées dans les compartiments faillés qui participent à la structure du Pic de Rébénacq.

Ce sont des marnes gréseuses, finement litées, grisâtres ou noirâtres, souvent jaunes en surface par altération, associées à des calcaires gréseux, ou à des marnes calcschisteuses.

N'ayant, à la connaissance de l'auteur, fourni sur le territoire de la feuille qu'une faune peu caractéristique (Orbitolinidés, Lagénidés, débris de Mollusques, Annélides, Echinodermes, Bryozoaires). Les Marnes de Sainte-Suzanne sont par contre bien datées sur la feuille voisine de Lourdes par une faune assez abondante d'Ammonites, d'ailleurs souvent bien déformées, avec *Deshayesites deshayesi*, *Dufrenoya dufrenoyi* qui indiquent le Bédoulien, *Dufrenoya furcata* qui peut indiquer la base du Gargasien, avec *Plicatula placu-nea*, des Inocérames, des Oursins et toujours *Orbitolina discoidea - conoidea*, ainsi que *Choffatella decipiens*.

n4-2, B. Valanginien à Barrémien : calcaires à Characées, Annélides et Choffatelles n4-2 ; croûte ferrugineuse bauxitique à la base B. La coupe de la base du Crétacé, sous les marnes bédouliennes peut être relevée dans le flanc nord de l'anticlinal de Sarrance, à la hauteur de la Pène d'Escot, où elle est la plus complète. Elle y offre, sur une épaisseur de 100 m, la succession suivante, de haut en bas : calcaires marneux à Ostracées ; calcaires gréseux et marnes noires à Dasycladacées, Choffatelles et rares Orbitolines ; calcaires gréseux à Nérinées, surmontant une brèche calcaire multicolore avec Characées et Ostracodes, reposant elle-même sur une sorte de croûte schisteuse ferrugineuse, à pisolithes, d'allure bauxitique, notée **B**. Ce complexe semble pouvoir être daté du Barrémien(?) et du Néocomien.

Dans le chaînon de Bielle - Lurbe, notamment le long de l'arête du Pic d'Escurets, au Nord du Col de Marie-Blanche, tandis que les termes supérieurs de la coupe précédente sont remplacés par des calcaires à Annélides, la brèche multicolore et la croûte bauxitique se retrouvent,

Dans l'Est de la feuille et la région de Rébénacq, la base du complexe néocomien est représentée par des grès ferrugineux qui ont été notés **n4-2 G**.

Le Néocomien paraît manquer dans le flanc sud de l'anticlinal de Sarrance. Il en est de même, plus au Sud, sur le plateau d'Ourdinse, où seule la croûte ferrugineuse, traduisant une émergence, est présente entre le Callovo-Oxfordien et l'Aptien.

j9. Portlandien : dolomies. calcaires et calcaires dolomitiques à Ibérines.

Le Portlandien n'est connu, sur le territoire de la feuille Oloron-Sainte-Marie, que dans l'anticlinal du Pic de Rébénacq et dans le pli-faille de Bielle - Lurbe. Dans ce dernier chaînon, il forme une bande d'environ 150 m de puissance qui passe notamment par le Pic d'Escurets,

Le Portlandien est constitué par des dolomies qui, par leur teinte claire et par la finesse de leur grain, se distinguent facilement des dolomies callovo-oxfordiennes. Elles se disposent en bancs bien lités de 20 à 30 cm d'épaisseur, avec des niveaux oolithiques et quelques passées de calcaires dolomitiques, L'appartenance de ces couches au Portlandien est prouvée par la présence d'Ibérines dans les bancs dolomitiques de la base, au-dessus des calcaires kimméridgiens.

Le Portlandien est absent dans l'anticlinal de Sarrance et dans les chaînons plus méridionaux.

j8. Kimméridgien : calcaires noirs à *Exogyra virgula* et *Pseudocyclammines*. Dans le pli-faille de Bielle - Lurbe et dans le flanc nord de l'anticlinal de Sarrance, le Kimméridgien est représenté par 250 m de calcaires noirs, à pâte fine, bien lités, alternant avec des calcaires marneux noirs et des marnes noires ou violacées. Quelques couches sont dolomitiques.

Les calcaires contiennent des tubes de Serpules et certains bancs sont de véritables lumachelles à *Exogyra virgula*. Les calcaires marneux noirs et les marnes sont souvent pétris de ces mêmes Exogyres. La microfaune est illustrée par deux espèces caractéristiques : *Pseudocyclammina virguliana* dans la majeure partie de la formation et *Ps. gr. jaccardi-personata* à la base seulement. Des niveaux pseudo-conglomératiques à la partie supérieure du complexe kimméridgien semblent indiquer la diminution de profondeur avant le retrait de la mer.

Dans le flanc sud de l'anticlinal de Sarrance, le Kimméridgien, représenté seulement par ses couches de base, n'a plus que 15 m d'épaisseur. Il fait défaut dans le chaînon plus méridional du Pic Montagnou, de l'Ourdinse et du Layens qui devait être émergé.

j7-3. Callovo-Oxfordien : dolomies noires à Trocholines. Sous les couches nettement stratifiées du Kimméridgien, les calcaires dolomitiques et les dolomies du Callovo-Oxfordien forment, sur la crête du chaînon de Bielle - Lurbe passant par le Pic Mailh Arrouy, ainsi que dans les deux flancs de l'anticlinal de Sarrance sur la rive droite de la vallée d'Aspe et dans la chaîne du Trône du Roi sur la rive gauche, de hautes falaises de rochers noirs, d'allure ruiforme, sans stratification apparente, d'une épaisseur moyenne de 400 mètres. Les dolomies callovo-oxfordiennes affectent en surface un aspect karstique, avec de nombreuses dolines.

Dans ce complexe calcaréo-dolomitique kimméridgien, on reconnaît la succession suivante : au toit, des calcaires dolomitiques gris, finement lités ; dans la partie moyenne, la plus épaisse, des dolomies cristallines noires, pyriteuses, fétides, par place oolithiques, associées à des brèches dolomitiques ; au mur enfin, des calcaires dolomitiques à reliques d'oolithes et fantômes de gravelles, avec débris de Mollusques, d'Echinodermes et de rares Trocholines.

Ce faciès dolomitique du Callovo-Oxfordien subsiste dans la montagne du Layens. Ce n'est que plus à l'Ouest, sur la feuille Tardets-Sorholus, qu'il sera remplacé par le faciès «calcaires du Pic de Sudou ».

j2-16. Callovien p. p., Dogger, Lias supérieur p. p. : calcaires à microfilaments. Dans les divers chaînons de la région montagneuse, Bielle - Lurbe, Sarrance, Ourdinse et Layens, les dolomies callovo-oxfordiennes surmontent un complexe actuellement désigné sous le nom de « calcaires à microfilaments ». En fait ces couches ont des faciès lithologiques variés, calcaires noirs en gros bancs, sublithographiques, d'une finesse remarquable qui leur confère souvent une cassure conchoïdale, calcaires marneux, calcaires à chailles ; mais leur caractère commun est de renfermer des filaments microscopiques, encore énigmatiques, généralement rapportés à des filaments d'Algues. Les débris de Bélemnites, d'Echinodermes et de Lamellibranches y sont abondants. L'épaisseur des calcaires à microfilaments est de 120 m dans la chaîne de Bielle - Lurbe et du même ordre dans l'anticlinal de Sarrance ; elle est plus faible dans les chaînons plus méridionaux, de 60 m seulement dans l'Ourdinse.

A la partie supérieure du complexe, on remarque la présence de calcaires graveleux, pouvant d'ailleurs passer à des dolomies, et auxquels s'associent plusieurs bancs de calcaires à Polypiers. Avec de rares microfilaments, ces calcaires graveleux renferment, parmi les Foraminifères, des Trocholines au Pic de Sudou, à quelques km, sur la feuille Tardets-Sorholus. On rapporte donc ces calcaires graveleux à microfilaments à la base du Callovien et au Bathonien supérieur. La partie moyenne de la formation, où les microfilaments sont abondants, est faite de calcaires noirs compacts à grain très fin. Elle

correspond au Dogger. D'ailleurs G. Dubar a trouvé *Parkinsonia parkinsoni* au Pic Mail Arrouy. Enfin la base du complexe devient calcaréo-marneuse ; les microfilaments y sont plus rares. Le complexe doit, en fait, descendre dans l'Aalénien, le Toarcien marneux fossilifère renfermant d'ailleurs les premiers microfilaments. Ainsi les calcaires à microfilaments montent jusque dans la base du Callovien, alors qu'ils peuvent localement débiter dans le Toarcien supérieur.

I5-4. Lias supérieur et moyen : marnes et calcaires à Bélemnites. Le Lias supérieur et le Lias moyen forment, dans les chaînons de Bielle-Lurbe, de Sarance et du Layens, d'étroites bandes de marnes et de calcaires marneux facilement repérables au-dessous de la barre des calcaires à microfilaments. L'épaisseur de ce complexe varie de 30 à 70 mètres.

Le Toarcien est représenté par des marnes noires ou brunes et des calcaires marneux où la faune, par place abondante, étudiée par G. Dubar, révèle la présence des zones à *Hildoceras bifrons* et à *Harpoceras falciferum* et *Hildoceras levisoni*, avec *Pecten acuticosta* et des Bélemnites.

Le Lias moyen offre la succession : marnes noires à *Pseudopecten aequivalvis*, Spiriférines et Térébratules (assise à *Terebratula jauberti*) ; complexe de calcaires marneux bleu foncé à Bélemnites et *Terebratula punctata* et de marnes schisteuses, correspondant à la zone à *Amaltheus margaritatus* et à la zone à *Deroceras davoei* et *Aegoceras capricornu* ; enfin calcaires gréseux jaune ocre à Bélemnites, de la zone à *Polymorphites jamesoni*, montrant à la base une assise à *Montlivaultia*.

I3-2. Lias inférieur : calcaires, brèches et dolomies. Le Sinémurien et l'Hettangien inférieur sont bien représentés au cœur des chaînons montagneux du centre et du Sud de la feuille. Ils constituent un complexe, de 60 à 100 m au total qui présente, d'une façon assez constante, la succession suivante : un ensemble supérieur de calcaires oolithiques ou graveleux bleu foncé, en gros bancs, avec débris de Mollusques et d'Echinodermes, un ensemble médian de calcaires dolomitiques et de dolomies rubanées, un ensemble inférieur de dolomies calcareuses, vacuolaires et de brèches dolomitiques. En l'absence de fossiles caractéristiques on admet, avec G. Dubar, que les calcaires oolithiques et les dolomies rubanées des deux premiers ensembles représentent le Sinémurien, alors que les brèches et dolomies sousjacentes doivent être rapportées à l' Hettangien supérieur.

I1. Hettangien inférieur et Rhétien : « Dalle à *Diademopsis* ». brèches, dolomies calcareuses et marnes schisteuses. Le Rhétien n'a été figuré sur la carte que dans une bande discontinue dans le flanc nord du pli-faille de Bielle Lurbe, où, avec du Keuper, il surmonte l'ophite du Col de Marie-Blanche.

Lorsque le niveau des calcaires noirs à radioles de *Diademopsis* et celui des brèches polygéniques (Hettangien inférieur) sont discernables, ils fournissent une bonne limite pour le Rhétien sous-jacent.

Celui-ci (20 m) est fait de dolomies calcareuses, de cargneules et de calcaires marno-dolomitiques devenant plus marneux à leur base et passant insensiblement aux marnes du Keuper.

t. Marnes bariolées du Keuper. Les dépôts lagunaires du Trias supérieur sont les marnes argileuses bariolées, rouges ou lie-de-vin, souvent gypsifères, typiques du Keuper pyrénéen. Ces marnes sont associées, de façon désordonnée et surtout à la base, à des cargneules, des brèches et des calcaires dolomitiques de couleur beige ou jaune chamois. Ces dépôts triasiques sont très généralement accompagnés de massifs plus ou moins importants d'ophite.

Sur le front nord-pyrénéen, le Keuper affleure largement en relation avec l'accident qui s'articule avec le pli-faille du Pic de Rébénacq. Par ailleurs, les marnes bariolées accompagnent de façon discontinue les massifs d'ophite qui s'égrènent dans l'axe du pli-faille de Bielle - Lurbe. Plus au Sud, le Keuper souligne l'axe de l'anticlinal de Sarrance, enveloppant la lame silurienne signalée sur la rive droite, tandis qu'il s'étale très largement de part et d'autre du Col de Launde sur la rive gauche, dans l'axe du pli, refoulé à l'horizontale vers le Sud sur les marnes albiennes du synclinal de Lourdios.

Sur le bord méridional de la feuille, les marnes du Keuper, accompagnées d'ophite, jalonnent le front de la Zone axiale à Aste-Béon et dans le Bois d'Aspeigt. On les retrouve enfin au Col d'Ire, sur le front du massif d'Igountze.

t1, rt. Trias inférieur t1 ; Permo- Trias rt. La série posthercynienne qui recouvre les terrains dévoniens et carbonifères du compartiment frontal de la Zone axiale débute dans le Bois d'Aspeigt par un complexe de couches rouges violacées de plus de 100 m de puissance, avec à la base, des poudingues quartzeux, monogéniques, à ciment gréseux et éléments de quartzites, surmontées de grès argileux friables de même teinte rouge violacé. Ces couches continentales présentent tout à fait le faciès du Trias inférieur t1 qui affleure plus au Sud sur toute la bordure du massif du Bois de la Traillère (feuille Tardets-Sorholus).

Sont désignés par contre, par souci d'homogénéisation avec la feuille Lourdes, sous la notation **rt** (Permo-Trias) des pélites, psammites et grès rouges formant au SE du Pic de Rébénacq, sur le front nord-pyrénéen, un petit affleurement dans le prolongement des paléoreliefs du Nord de Mifaget, constitués sur la feuille Lourdes par des couches analogues.

h3-2. Namurien inférieur et Viséen. Le synclinal carbonifère qui traverse la vallée du Gave d'Ossau à Aste-Béon et qui s'étend sur la rive gauche depuis Gère-Bélesten jusqu'au bois d'Aspeigt, montre un épais complexe calcaré-schisteux de type culm, comme celui qui affleure plus au Sud dans le cirque de Gerbe et devant le signal des Cinq Monts (feuille Laruns). On y observe des calcaires cristallins en minces dalles et des calcaires gréseux, alternant avec des calcschistes satinés gris noir et des schistes sombres à *Nereites*. Ce complexe a plusieurs centaines de mètres de puissance. Il surmonte les couches de base du Carbonifère, constituées ici par des calcaires clairs à texture amygdalaire, où l'on peut reconnaître des sections de *Goniatites* indéterminables. Le niveau des lydiennes n'est pas représenté, les calcaires à texture amygdalaire reposant directement sur les calcaires du Dévonien supérieur.

d6-4. Dévonien supérieur et moyen : calcaires marmoréens et dolomies. Dans l'anticlinal de la montagne de Cambeilh, sur le front de la Zone axiale, au Sud de Gère-Bélesten, le Dévonien supérieur et moyen non subdivisé a été noté d6-4. Il est représenté par des calcaires marmoréens (marbre de Gère-Bélesten) et il peut aussi être affecté par une dolomitisation secondaire. On y remarque cependant quelques restes de Brachiopodes et de *Goniatites*. *Tornoceras* cf. *retrosum* y a été signalé et on pense que ce complexe carbonaté représente le Dévonien supérieur et moyen. On doit noter que le niveau des calcaires griottes du Dévonien terminal n'y a pas été reconnu.

d3-1. Dévonien inférieur : pélites schisteuses, grès, grauwackes. Le cœur de l'anticlinal de la montagne de Cambeilh, à l'Ouest de la vallée d'Ossau, montre l'ensemble détritique de pélites schisteuses, de grès et de grauwackes,

avec calcaires subordonnés, caractéristique du Coblentzien. La présence de *Spirifer cultrijugatus* dans les grauwackes de la région toute voisine de Béost (feuille Laruns) conduit à rapporter à la base du Dévonien moyen la partie supérieure de cette série.

s3-2. Ordovicien : schistes ardoisiers. A proximité du Col de Launde, deux affleurements de schistes micacés et de quartzites de l'Ordovicien se présentent dans le Keuper très largement étalé dans le cœur de l'anticlinal de Sarrance. Sur la rive droite du Gave d'Aspe, le cœur du même anticlinal de Sarrance montre aussi, toujours au milieu du Trias, une étroite lame, de 250 m de long sur 50 m de largeur moyenne, de schistes noirs très graphiteux, vraisemblablement gothlandiens, associés à des schistes ardoisiers ordoviciens à quartz filonien et aussi à des copeaux de gneiss à muscovite emballés tectoniquement dans le Keuper.

Enfin, tant au Sud du massif de Iherzolite du Col d'Urdach qu'à l'Ouest de celui-ci, des masses chaotiques de quartzophyllades et des quartzites micacés, par place accompagnés de schistes maclifères et rapportés à l'Ordovicien paraissent, pour certains, correspondre à des affleurements du socle, tandis que d'autres peuvent être emballés dans la « brèche monumentale » de la base du Wildflyschen cénomanien.

ROCHES ERUPTIVES

σ , θ , π . **Roches basiques crétacées (1) : spilites σ , teschénites θ et picrites π .** Au Crétacé supérieur, un ensemble de roches éruptives sous-saturées se sont mises en place dans la zone nord-pyrénéenne en divers points de la chaîne. Dans la région d'Oloron, on connaît deux types d'épisodes éruptifs ; épanchements spilitiques d'une part, intrusions filoniennes de roches basiques alcalines d'autre part.

σ . Les épanchements volcaniques sont représentés par ces coulées de spilites σ dont les plus importantes sont situées dans le Bois du Bager et le Bois de Pélégria. Le plus souvent, il s'agit non pas d'une seule coulée, mais d'un empilement de coulées de faible épaisseur (une dizaine de mètres) séparées par des niveaux sédimentaires de quelques mètres de puissance. Ces coulées dont la base est généralement bréchiq ue présentent un débit caractéristique en « pillows » (Ouest d'Arudy, Courrèges...) avec, localement, des passages prismatiques (le Turon). La composition de ces roches à albite, chlorites, calcite, épidote, parfois augite et pseudomorphoses d'olivine, est celle des spilites ayant des caractères de basaltes alcalins. L'âge des terrains encaissants permet de situer la mise en place de ce volcanisme au début du Cénomani en.

θ , π . Après ces manifestations effusives, de nombreux filons ou sillons de roches basiques alcalines (anciennement dénommées « épisyénites ») se sont mis en place dans les terrains crétacés de la région. Il s'agit de filons différenciés comportant plusieurs termes dont la succession théorique la plus complète comprend des picrites, des teschénites avec, puis sans olivine, des pegmatoïdes à amphibole, enfin des syénites analcimiques. Il est très rare d'observer dans un même filon tous les termes de cette série : ce sont les faciès intermédiaires (teschénites) que l'on rencontre le plus souvent, accompa-

(1) Le texte relatif aux roches basiques crétacées et aux Iherzolites a été rédigé par M. B. Azambre.

gnés de différenciations, soit plus basiques, soit plus acides. Les picrites π (Ouest d'Arudy, Nord d'Ogeu) sont des roches holomélanocrates contenant, dans l'ordre de cristallisation : olivine, augite, barkévicite, biotite et plagioclases basiques. Les teschérites θ typiques sont des roches mésocrates à augite, barkévicite, labrador et analcime (Bois du Bager, Herrère). Les syénites analcimiques, roches leucocrates à feldspaths alcalins, augite aegyrinique et analcime, apparaissent généralement en filonnets dans les teschérites pegmatitoïdiques (Buzy).

Plusieurs de ces filons de roches basiques alcalines ont subi une évolution de type spilitique donnant naissance à des teschérites albitiques ou à des dolérites albitiques (remplacement des plagioclases basiques et de l'analcime par de l'albite et des minéraux calciques de basse température).

Ces différentes roches filoniennes sont liées génétiquement au volcanisme spilitique dont elles représentent la phase intrusive tardive. Elles recourent des terrains d'âge divers dont les plus récents sont rapportés au Sénonien. Le contact avec les sédiments encaissants est fréquemment souligné par un métamorphisme thermique (Buzy) ayant entraîné l'apparition de minéraux de néoformation appartenant au « hornblende-hornfels faciès » (biotite, diopside, albite, prehnite, idocrase, grossulaire).

λ. Lherzolite. Les lherzolites sont des péridotites qui correspondent à un assemblage de haute température et de haute pression : olivine magnésienne, enstatite alumineuse, diopside chromifère fasaïtique, spinelle voisine de la picotite et accessoirement, sulfures et amphibole. Ces roches sont fréquemment accompagnées de différenciations pyroxéniques (ariégites : webstérites riches en spinelle) ou amphiboliques (lherzites).

Les massifs de lherzolite sont localisés dans la zone nord-pyrénéenne, essentiellement au centre et à l'Est de la chaîne. Les affleurements de la feuille Oloron représentent les gisements les plus occidentaux des Pyrénées (excepté deux petits pointements sur la feuille Tardets-Sorholus). La lherzolite du Col d'Urdach est très fortement serpentinisée : celle du Turon de la Técoûère (plateau du Bénou), qui ne présente aucune trace de serpentinisation, est litée, parfois microplissée avec une texture mylonitique (Rio, 1966). Dans d'autres massifs de lherzolites des Pyrénées (Lherz), on peut également observer la présence de plis isoclinaux à schistosité de plan axial qui correspondraient d'après Lallemand (1967), à des déformations antérieures à la mise en place des massifs dans leur encaissant actuel. Enfin deux autres massifs de lherzolite se trouvent dans la partie occidentale de l'anticlinal de Sarrance, l'un au Sud du Col de Saudarie, l'autre atteignant la vallée du Lourdios.

ω. Ophite. Le massif d'ophite le plus étendu de la feuille Oloron est celui du Col de Marie Blanque qui se poursuit vers l'Ouest par une traînée discontinue de la même roche, associée à du Keuper, dans le cœur du pli-faïlle de Bielle - Lurbe, jusqu'à l'important massif de la rive droite du Gave d'Aspe au Sud du Lurbe. Mais il y a aussi de multiples petits pointements, tous en relation avec des sédiments triasiques : Aste-Béon, ravin d'Aspeigt, Castéra à l'Ouest de Sarrance, cœur de l'anticlinal de Sarrance sur la rive gauche du Gave de Lourdios, Nord du Pas des Estes dans la lame de bordure du massif d'Igountze.

Comme dans les affleurements des feuilles voisines, ces ophites sont caractérisées par la présence de cristaux d'augite diallage, englobant poecilitiquement des baguettes allongées de plagioclases (oligoclase à labrador). Ces minéraux sont accompagnés de sphène, ilménite, biotite et magnétite. L'alté-

ration de la roche conduit à la formation d'ouralite, de serpentine et d'épidote. Les plagioclases sont exposés à la saussuritisation et à l'albitisation.

γ. **Granite.** Dans la région du Col d'Urdach, du Col d'Etche et du Soum d'Ombret affleurent des roches granitiques, granite, pegmatite, et des pointements de gneiss dont on ne peut dire du fait des conditions d'observation, s'ils sont des éléments de grande taille de la brèche monumentale de la base du Cénomanién. ou s'ils correspondent à de véritables pointements du socle.

TRAVAUX CONSULTÉS

H. Alimen, B. Azambre. P. Barrère, J. Canérot. M. Casteras, F. Daguin, R. Deloffre, J. Delfaud, G. Dubar. Y. Gubler, H. G. Lallemand, P. Marquis, R. Mirouse, J.-P. Paris, R. Pomeyrol. J.-P. Richert. M. Rio. D. Tisin, P. Urbain, P. Viennot.

Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. feuille Mauléon (2^e édition), par M. Casteras, P. Souquet. P. Lamare, R. Mirouse, H. Alimen.

M.CASTERAS