



LOURDES

CARTE
GÉOLOGIQUE
AU
1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LOURDES

XVI-46

La carte géologique au 1:50.000
LOURDES est recouverte par la coupure
TARBES (N° 240)
de la carte géologique de la France au 1:80.000

PAU	MORLAAS	TARBES
OLORON STE-MARIE	LOURDES	BAGNÈRES DE-BIGORRE
LAROUS	ARGELES GAZOST	CAMPAN

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



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION — APERÇU TECTONIQUE

Le territoire de la feuille Lourdes est traversé par la vallée du Gave de Pau et par celle de son affluent l'Ouzom. Au Nord de Lourdes, la vallée morte de Pontacq et celle d'Adé-Ossun témoignent des voies d'écoulement des eaux de fonte du glacier de Lourdes au Quaternaire, avant la capture de la rivière vers son cours actuel. La partie nord de la feuille est occupée par des collines dont l'altitude décroît vers le Nord. La partie sud correspond à la région montagneuse, avec des reliefs qui, dans la crête allant de la montagne de Jaut au Pic de l'Estibète et au Pibeste, varient entre 2 000 et 1 400 m d'altitude.

Du point de vue géologique, on peut distinguer, sur le territoire de la feuille, plusieurs zones de constitution et de structure différentes qui se succèdent du Nord au Sud. On peut en compter cinq : *a)* le piémont molassique discordant, au Nord-Est; *b)* la zone plissée sous-pyrénéenne qui montre, en une série monoclinale, Éocène et Flysch crétacé supérieur; *c)* le front nord-pyrénéen marqué par l'alignement de petits massifs de terrains paléozoïques et secondaires antécénomaniens; *d)* la zone nord-pyrénéenne, comprenant une zone cénomanienne et, plus au Sud, des massifs montagneux à ossature de calcaires jurassiques et crétacés se poursuivant, d'Ouest en Est, de la montagne de Jaut jusqu'au Pic de Ger et au Pibeste, s'enfonçant vers l'Est (Aspin, Lugagnan, Saint-Créac) sous sa couverture sénonienne discordante; *e)* dans l'angle SE de la feuille, sur une surface restreinte, la marge nord de la Zone primaire axiale.

Localisé, sauf quelques placages à l'Ouest de Nay, dans le quart NE de la feuille, le *piémont molassique miocène* correspond au sommet et au bord occidental du cône d'accumulation torrentielle du plateau de Ger (feuille Morlaas). Ce sont des formations discordantes post-pyrénéennes, terrains surtout argileux, argiles pliocènes et pontiennes, localement associées aux poudingues du type « poudingues du Jurançon » du Burdigalien. Ce plateau de piémont mio-pliocène est entaillé par les vallées qui s'irradient au Nord de Lourdes, encombrées d'un remplissage de matériaux fluvioglaciaires organisés en vastes terrasses. Les vallées mortes de Pontacq et d'Adé-Ossun sont les plus remarquables.

La *zone plissée sous-pyrénéenne* est large dans la moitié ouest de la feuille; elle se rétrécit progressivement plus à l'Est, vers Pontacq et Ossun, prise en écharpe par le front nord-pyrénéen.

Cet avant-pays sous-pyrénéen montre une série à faible pendage dans l'Éocène, qui se redresse progressivement, plus au Sud, dans le Flysch crétacé jusqu'au front nord-pyrénéen. Les marnes du Nummulitique marin affleurent à l'Ouest de Mirepeix et à l'Est de Bénéjac, puis s'enfoncent sous la couverture molassique. Elles réapparaissent à Pontacq et à Ossun, où elles sont directement chevauchées par le Trias du front nord-pyrénéen. Dans la moitié ouest de la feuille, au contraire, sous la petite barre calcaire dano-montienne, et passé le couloir des « Marnes de Nay », vient toute la succession des Flysch, du Maestrichtien au Cénomanién, qui sont recoupés par les vallées de Béez, de l'Ouzom et du Gave de Pau.

En arrière du pays de Flysch crétacé, le front nord-pyrénéen procède de l'évolution d'une cordillère dont la surrection est l'œuvre de la phase de plissement antécénomaniénne. Il est marqué par un alignement de noyaux du socle hercynien et de leur revêtement antécénomanién sur le tracé largement sinueux Lys - Mifaget - pont Latapie - Montaut - Barlest - SE de Pontacq-Ossun. A l'Est de ce tracé, le front se prolonge par Lanne, Bénac et Montgaillard (feuille Bagnères-de-Bigorre), comme il se prolonge à l'Ouest de Mifaget vers Rébénacq (feuille Oloron-Sainte-Marie).

Les noyaux du socle paléozoïque traduisent, sur le tracé de l'ancienne cordillère, des surélévations d'axe et dans leurs intervalles l'axe du pli ne se révèle plus que dans l'allure anticlinale du Flysch noir du Cénomanién discordant et par l'abondance dans ce terrain des brèches sédimentaires à éléments du socle.

En fait, le front nord-pyrénéen n'est ici nettement chevauchant que dans le demi-feston Montaut - Pontacq - Ossun. A Ossun, le socle granitique affleure et un large matelas de Trias s'interpose entre celui-ci et les marnes nummulitiques. En face de Pontacq, même position intermédiaire du Trias entre les marnes à Nummulites et les brèches cénomaniénnes à éléments de granite et de micaschistes.

Le noyau paléozoïque, constitué par des schistes carburés gothlandiens et par des terrains dévoniens et revêtu de Permo-Trias et de Crétacé inférieur, qui s'allonge au Nord de la vallée de la Mouscle et à l'Est de Montaut, est lui aussi chevauchant vers le Nord. A son extrémité orientale, au Sud de Marrac, la brèche de base du Cénomanién, amas chaotique de gros blocs anguleux de micaschistes ordoviciens, évoque un démantèlement sur place du socle certainement très proche de la surface.

Après un ennoyage en face de la vallée du Gave, le socle dévonién surgit à nouveau dans le petit massif situé à l'Est du pont Latapie, revêtu de Permo-Trias et de calcaire aptien, seulement déversé au Nord sur le Flysch cénomanién à brèches abondantes.

A l'Ouest de l'Ouzom, un anticlinal de calcaires aptiens, puis, passé le Béez, les marnes albiennes et les calcaires aptiens de Mifaget et de Lys, surmontant du Permo-Trias à Mifaget, jalonnent le prolongement du front nord-pyrénéen sur le tracé de l'ancienne cordillère en direction de Rébénacq.

Au bord nord de la *zone nord-pyrénéenne*, précédant la région montagneuse, se situe la *zone cénomaniénne*, ou plutôt cénomano-turonienne, puisque la microfaune révèle en quelques points la présence de Turonien.

Assez étroite à l'Ouest de la vallée du Gave, cette zone de Flysch cénomano-turonien s'élargit plus à l'Est et atteint 10 km au Nord de Lourdes. Elle est remarquable par la fréquence des roches vertes en gisement dans le Flysch, avec un maximum au Sud de Lestelle-Bétharram, teschérites surtout, picrite pour le filon d'Adé.

Plusieurs accidents affectent la zone cénomaniennne : cicatrice injectée d'affleurements lenticulaires de Keuper au Sud de Lys; large anticlinal de marnes albiennes au SW de Mifaget; anticlinal de Saint-Pé-de-Bigorre, affectant, entre Saint-Pé et Peyrouse, sur la rive droite du Gave de Pau, la série antécénomaniennne, du Trias à l'Albien, et recoupé de nombreuses cassures, aussi bien directionnelles que transverses. Enfin, à la limite est de la feuille, on voit surgir, au milieu du Flysch cénomanienn, le granite des Granges, extrémité occidentale du vaste massif cristallin de Julos et de Loucrup (feuille Bagnères-de-Bigorre).

Au Sud de la zone cénomaniennne, la région montagneuse de la feuille correspond à la *zone nord-pyrénéenne proprement dite*. Les terrains secondaires, allant du Trias à l'Albien, y sont plissés, avec des directions dominantes Ouest-Est. On y reconnaît : d'une part, au Nord, une large zone anticlinale, où s'alignent, à la faveur de surélévations d'axe successives, l'aire anticlinale des Génies, l'anticlinal du Pic de la Bécole et l'aire anticlinale du cirque de Moncaut, et d'autre part, au Sud, la longue et étroite bande synclinale du Prat dou Rey et de la montagne de Jaut.

L'aire anticlinale des Génies révèle une curieuse structure. L'anticlinal de Larbastan, au Sud, qui traverse la vallée de la Génie Longue, se raccorde, par une branche transverse à allure de pli-faille, à l'anticlinal de Mourichi, au Nord, tandis que vers l'Est, au-delà de la faille des Picoulets, les deux plis se rejoignent aussi à Espiaube. Cela donne un anticlinal tournant, à axe de Trias et de Lias, qui enserme un domaine, celui du synclinal de la Forêt de Très Crouts, où le Jurassique supérieur est disposé en « blague à tabac », le fond en étant faiblement bombé et les flancs ayant tendance à se rabattre vers le centre.

L'anticlinal du Pic de la Bécole traverse la vallée de l'Ouzom; son cœur liasique, affecté de replis aigus, est visible sur la rive gauche, avant que le pli ne s'ennoie vers l'Ouest.

L'examen de l'aire anticlinale du cirque de Moncaut, au Sud de Pé-de-Hourat, révèle l'existence de plusieurs plis longitudinaux étroitement serrés. Un premier anticlinal dont le flanc sud se développe largement sous le Crétacé du Pic Durban dans les pentes jurassiques du Pic de Merdanson, montre du Lias dans son axe qui s'allonge sur 5 km; mais celui-ci est en contact par faille (faille du col de Nabails), le flanc nord du pli étant supprimé, avec les calcaires crétacés du synclinal du Pic Perdigos à l'Est du cirque, comme avec l'étroite lanière crétacée du col de Miramont à l'Ouest de ce cirque.

Plus au Nord, le deuxième anticlinal montre, sous le Malm et le Lias, son cœur de Trias au plateau de Hougareil et dans le fond du cirque de Moncaut, de part et d'autre de la butte lherzolitique dite « Sommet de Moncaut ». Mais dans le flanc nord de cet anticlinal, un nouvel accident cassant, en pli-faille, qui court du col d'Issou jusqu'à la Serre de Bouchouse, relève, plus au Nord, toute la série jurassique et crétacée et celle-ci, disposée en une bande monoclinale très redressée ou même déversée au Nord, constitue les premiers contreforts dressés contre la plaine béarnaise.

Le synclinal de la montagne de Jaut est un synclinal dissymétrique. Sous les schistes albiens qui en occupent l'axe, son flanc sud, depuis les hautes murailles urgoniennes du Pic Mouille de Jaut jusqu'au Lias du col de Louvie, est vertical ou même renversé. Après la large cluse de l'Ouzom, ouverte dans les marnes de Sainte-Suzanne, le synclinal se poursuit dans la montagne de Monbula et l'Estibète. A l'Est du Soum du Prat dou Rey, le même synclinal s'infléchit à la direction du NE, toujours dissymétrique.

Son flanc nord, très plat, forme, au Nord et à l'Est du vaste plateau morainique de Bat Sourguère, le Soum d'Ech et la montagne du Béout. A l'Est du Gave, le massif du Pic de Ger montre plusieurs replis de direction SW-NE affectant toujours la même série infracrétacée. Le flanc sud du même synclinal est redressé, ou même déversé au Nord. Il est affecté par des failles de direction subméridienne, comme celles qui recourent la montagne du Pibeste, la principale décrochant toute la série entre le Mail d'Arreau et le Pic d'Allian. Mais il y a aussi des dislocations directionnelles Est-Ouest, notamment le grand accident qui passe au Sud du Pibeste, au pied des rochers de Tou, et se poursuit vers Ilhan et au-delà vers l'Ouest. Cet accident effondre un compartiment de terrains jurassiques entre Agos-Vidalos et Ouzous et de calcaires urgoniens plus à l'Ouest, par rapport au bloc correspondant au Pibeste et au Soum det Mont.

Localisée dans le quart SE de la feuille, la couverture transgressive et discordante de Flysch sénonien apparaît au col du Prat dou Rey, s'élargit déjà vers Aspin et Viger, mais prend surtout de l'extension sur la rive droite du Gave de Pau, où, s'adossant au massif du Pic de Ger par l'intermédiaire de ses brèches de base, elle dépasse vers le Nord la plaine d'Anclades, tandis que vers le Sud elle atteint le front de la Zone axiale au Sud d'Ourdon et de Geu. Des lambeaux en sont même conservés près de Salles et de Sère-Argelès dans la vallée du Bergons, à l'Ouest du Gave de Pau.

Dans ce large bassin, le Flysch sénonien est violemment plissé, comme en témoigne le pli en genou qui affecte les calcaires de Saint-Créac.

Les terrains primaires de la Zone axiale affleurent, sur le front de celle-ci, dans l'angle SE de la feuille. Limités au Nord par l'accident frontal, ils présentent des plis orientés Est-Ouest et déversés au Nord, notamment le synclinal du Cap des Bentails. Sur la rive gauche du Gave, les terrains primaires ne montrent plus que de rares affleurements sous la couverture morainique de la vallée du Bergons.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

E. Éboulis, dépôts de remaniement. Sous la notation **E** ont été désignés les éboulis clastiques, parfois soliflués, qui sont surtout abondants dans la région montagnaise.

A noter que pour les dépôts qui sont conservés au pied de la montagne, au-dessus de la route, sur la rive gauche du Gave de Pau, au Nord d'Agos-Vidalos, il s'agit de brèches de type périglaciaire; elles n'ont pas été désignées par une notation particulière.

Ea. Dépôts superficiels, souvent soliflués, limons et limons lœssiques. Formés principalement aux dépens du Pliocène et des alluvions des diverses nappes quaternaires, limons et limons lœssiques constituent des dépôts superficiels, parfois soliflués, et noyant souvent les terrasses anciennes.

J. Dépôts torrentiels; cônes de déjection. Sont figurés plusieurs cônes de déjection particulièrement bien individualisés.

U. Tufs calcaires. Ont été figurés les tufs calcaires situés en bordure de la route de Bôo-Silhen, sur la rive droite du Gave de Pau.

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 I **Fya**. Dans le Gave de Pau, vers Montaut et Bénéjacq, ces nappes s'étagent entre 2 et 15 mètres.

Les formations wurmiennes sont caractérisées par la présence de granites abondants, peu altérés (Würm I), ou non altérés (Würm II et III) et par des schistes frais.

Les tourbières, localisées entre Pontacq et Ossun, ont reçu la notation **Fzt**.

Fx. Alluvions anciennes du Riss. Les alluvions rissiennes du Gave de Pau sont réparties essentiellement dans les vallées mortes d'Adé - Ossun et de Pontacq. Elles ne sont cependant pas absentes dans la vallée actuelle du Gave. Elles surmontent le Gave de 30 m à Pau.

Les alluvions rissiennes, à gangue graveleuse, à paléosol brun, sont assez riches en galets granitiques (environ 50 % du nombre total des galets). Granites et schistes ne sont que partiellement altérés.

Fw. Alluvions anciennes du Mindel. Elles occupent essentiellement la vallée morte de Pontacq qui se prolonge sur les feuilles Morlaas et Pau par la nappe de la Lande de Pont-Long (altitude relative 50-40 m à Pau). Les alluvions du Mindel sont aussi bien développées dans la vallée de l'Ouzom, à la hauteur d'Asson.

Couronnées par un paléosol rouge, les alluvions mindeliennes, à gangue argileuse ocre, contiennent moins de galets granitiques que les alluvions rissiennes. Ces galets de granite, de même que les galets de schistes, sont tous très altérés.

Fv. Alluvions anciennes du Günz et du Donaù. Les alluvions du Quaternaire ancien **Fv** ont été figurées sur les anciens trajets du Gave de Lourdes. La nappe du Günz (nappe de Morlaas, témoins à Labatmale) s'emboîte dans la nappe du Donaù (nappe de Limendous) qui affleure largement entre les vallées mortes de Pontacq et d'Adé-Ossun et s'encaisse d'une quinzaine de mètres à Ger (feuille Morlaas) sous la surface pliocène.

Ces formations sont d'ailleurs souvent difficiles à séparer du Pliocène. Couronnées par un sol rouge, elles se distinguent du Pliocène par la présence de rares granites et par l'absence des grès de Lannemezan. Les formations du Günz et celles du Donaù se différencient les unes des autres par les caractères de leurs quartzites.

Gyb, Gya, Gx, Gw, G. Vallums et moraines du Würm II, du Würm I, du Riss et du Mindel. Dans la vallée du Gave de Pau, les moraines frontales du Würm II **Gyb** ont dépassé Argelès. Les moraines du Würm I **Gya** ont atteint la région de Lourdes (diffluences à Juncalas et Omex).

Le glacier rissien du Gave de Pau se digitait au Nord de Lourdes (moraines frontales **Gx** du Lac de Lourdes, de Poueyferré, de Saux, de Bourréac).

Aucune moraine frontale mindélienne n'est conservée; mais on peut rapporter au Mindel de nombreux placages morainiques des hauteurs, notés **Gw**.

Des blocs erratiques glaciaires et fluvio-glaciaires peuvent être rapportés au Quaternaire ancien dans la région de Lourdes (Pic de Ger, Béout).

Le Glaciaire non daté a été noté **G**.

p. Pliocène. Le lambeau culminant de molasses argileuses de Saint-Vincent, au Nord de la Forêt de Mourle, a été rapporté au Pliocène, parce qu'il occupe la même situation que la formation dite « du Lannemezan » au sommet du plateau. Il est constitué par une argile rougeâtre sableuse, sans stratification apparente, emballant des galets siliceux très corrodés et à patine brune.

m3. Pontien : Argiles à galets. Les argiles bigarrées à galets du Pontien ne forment que quelques placages à l'Ouest de Nay, mais une couverture beaucoup plus étendue dans les collines à l'Est du Gave de Pau et jusqu'à Ossun. Ce sont là les affleurements les plus méridionaux et les plus occidentaux du grand cône de déjection torrentielle pontien du plateau de Ger (feuille Morlaas).

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 quartzite, de lydienne, de schiste, ou de granite pourri. Les éléments calcaires y sont rares. Les galets sont corrodés en surface, leur patine restant claire.

m2-1. Tortonien à Burdigalien : Poudingues de Jurançon, marnes et molasses. Sous les argiles du Pontien, les formations détritiques équivalentes des molasses et poudingues de Jurançon (feuille Pau) n'affleurent que dans l'angle NE de la feuille, dans la butte du Camp de César, au NW du village d'Ossun. On y voit, associés à des marnes grumeleuses et à des molasses, des poudingues très grossiers, à stratification entrecroisée, à éléments mal calibrés à peine roulés, à ciment peu cohérent. Ces couches sont subhorizontales. On sait que la formation des Poudingues de Jurançon est d'âge miocène et qu'elle passe vers le Nord à celle de la « Molasse de l'Armagnac ». Or il est remarquable que dans la butte du Camp de César cette formation surmonte en discordance d'autres poudingues qui sont verticaux et sont d'âge éocène, les Poudingues de Palassou.

e6b-5. Bartonien et Lutétien supérieur : Poudingues de Palassou. Au NW d'Ossun, la colline du Camp de César, jusqu'en face de la Chapelle de N.-D. de Belleau, est constituée par des poudingues bien lités, redressés à la verticale et surmontés en discordance par les poudingues et molasses miocènes (type Jurançon). Les poudingues verticaux sont à attribuer à la formation, d'âge lutétien supérieur et Bartonien, des Poudingues de Palassou. Des bancs de poudingues peu épais alternent avec des assises marneuses et des bancs de grès. Les éléments des poudingues sont surtout de nature calcaire. Le ciment en est calcaire, dur, bien cristallisé.

e4. Yprésien : sables, marnes et calcaires à Nummulites. L'Yprésien est représenté sur la rive droite du Gave de Pau par les marnes de Bénéjacq, marnes gris bleuté, sableuses ou gréseuses au sommet, marnes franches au-dessous. Elles sont équivalentes des marnes bleues de Bosdarros (feuille Morlaas) et de la Tuilerie de Gan (feuille Pau) et ont fourni la même riche microfaune à *Nummulites planulatus*, *N. guettardi*, *Assilina granulosa*, *A. leymeriei*, *Operculina ammona*, *O. granulosa*, *Discocyclina archiaci*, *Globorotalia rex*, *G. aragonensis*. Épaisseur : 800 mètres. Les mêmes marnes cuisiniennes se voient à Ossun, où elles ont été exploitées dans une vaste marnière en face de la chapelle Saint-Joseph.

A sa base, cet Yprésien se présente de façon nettement transgressive. Dans le ruisseau de Badé, à 3 km au SE Bénéjacq, il débute par les calcaires gris glauconieux du Badé, associés à des marnes à *Globorotalia aragonensis*, complexe qui est directement transgressif sur les « Marnes de Nay » du Maestrichtien dont il remanie d'ailleurs la microfaune. A l'Est de Coarraze, dans le lit du Lagoin, ces couches de base du Cuisien sont remplacées par 2 à 3 m de sables grossiers à *Alveolina oblonga*, *Nummulites globulus*, Discocyclines, Operculines, nombreuses Globigérines et *Globorotalia* qui reposent sur les marnes et calcaires argileux du Landénien.

e3-2. Landénien : calcaires gréseux, sables et marnes à *Alveolina primaeva*. Le Landénien affleure de part et d'autre de la vallée du Gave de Pau, au NW de Nay et à l'Est de Coarraze. Il constitue, sous le Cuisien, un Flysch marno-sableux, d'une épaisseur totale de l'ordre de 700 m, à dater de la zone à *Globorotalia angulata* et *Gl. velascoensis*. On peut y reconnaître la succession : a) marnes grises argileuses à Globigérines, Radiolaires, *Globorotalia*, associées localement (carrière Mounicou dans la vallée du Gest) à des calcaires à Polypiers, Mélobésiées, *Alveolina primaeva*, *Discocyclina seunesi*, *Opertorbitolites*; 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*, *Discocyclina 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 trilocolinoides*.

e1-c8. Dano-Montien : calcaires type « Calcaire de Lasseube ». Le Dano-Montien est représenté, de part et d'autre de la vallée du Gave de Pau, par une barre calcaire de 80 à 100 m d'épaisseur qui forme cuesta au-dessus des « Marnes de Nay » du Maestrichtien. Rapporté au Thanétien inférieur, au Montien et au Danien, ce complexe calcaire, bien observable notamment à l'Ouest de Nay dans les carrières de la Bède et du Mont du Roi, 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 de la zone à *Globigerina daubjergensis* et *Globorotalia compressa*. Les *Lagena* et Gumbélines sont abondantes. La macrofaune, autrefois signalée par J. Seunes, comporte notamment : *Nautilus danicus*, *Jeronia pyrenaica*, de nombreuses espèces de *Coraster*, *Echinocorys*, *Offaster*, *Galeaster* et des Lithothamniées.

c7b. Maestrichtien supérieur : « Marnes de Nay ». A l'Ouest de Nay comme à l'Est de Coarraze, les calcaires daniens reposent sur la formation dite « des Marnes de Nay » qui a 300 m de puissance. Il s'agit de marnes gris verdâtre, ou blanches, associées à des bancs de calcaires marneux, esquilleux, gris à crème. La macrofaune est abondante, avec *Pachydiscus neubergicus*, *P. jacquoti*, déjà signalés par Seunes, *Hamites recticostatus*,

de nombreux Échinides, 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* et *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 qui va du Sud de Bosdarros jusqu'à la vallée du Gave au Sud de Nay. Sur la rive droite, elle réapparaît à Coarrazze, pour se poursuivre vers Saint-Vincent, où elle s'enfonce sous les molasses miocènes. Il s'agit d'un véritable Flysch gréso-marneux rythmique, d'une épaisseur de plus de 800 m, constitué par des alternances de grès et 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*, *Siderolithes calcitrapoides*, *Nummofallotia cretaea*, 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 riche microfaune bien datée par *Globotruncana stuarti*, *Gl. falsostuarti*, *Gl. lapparenti lapparenti*. C'est la zone à *Globotruncana stuarti*.

c6. Flysch du Campanien. Dans le quart NW de la feuille, le Flysch campanien forme une large bande qui se poursuit depuis le Haut Bosdarros jusqu'en face de Saint-Vincent, seulement interrompue par les alluvions de l'Ouzom et du Gave de Pau. Il peut avoir 700 à 800 m de puissance et correspond à une série gréso-marneuse, à prédominance 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 (colline de l'ermitage d'Asson). La microfaune assez pauvre comporte des petits Arénacés et des *Globotruncana*. C'est la zone à *Globotruncana elevata*. Des intercalations de calcaires gréseux (« dalle d'Asson ») et de calcaires microbréchiques ont donné *Orbitoides media*, *O. tissoti*, *Siderolithes calcitrapoides*, *S. vidali*, *Nummofallotia cretaea*, même association que dans le Maestrichtien de base.

c6-5. Flysch campanien et santonien de Lugagnan; B. Brèches « type Ourdon »; c. Calcaires « type Saint-Créac ». Dans le quart SE de la feuille, un vaste domaine qui va de Lézignan à Ourdon et de Lugagnan à Aspin et à Viger est occupé par un Flysch schisto-gréseux, associé à sa base à des brèches et à des calcaires. Il s'agit de schistes noirs très fissiles, légèrement calcareux, souvent pyriteux, exploités dans un certain nombre d'ardoisères autour de Lugagnan, d'Aspin et de Saint-Créac.

La microfaune en est bien pauvre. Cependant quelques rares prélèvements (NW du Pibeste et au voisinage du village d'Aspin) ont donné, avec des *Globotruncana* bicarénées, *Gumbelina globulosa* et *G. pseudotessera* qui caractérisent le Sénonien.

Les intercalations calcaires et bréchiqes sont abondantes à la base, ou du moins à la partie inférieure de ce Flysch de Lugagnan. A l'Est du Gave de Pau, des calcaires noirs, finement cristallins c se montrent à la base du Flysch du synclinal d'Aspin. On retrouve leurs homologues, adossés au revers oriental du Pic de Ger, au Sud et à l'Est d'Anclades. Ils n'ont fourni qu'une microfaune sans signification stratigraphique. Il en est d'ailleurs de même des calcaires, de teinte plus claire, du chaînon qui affleure au Sud des villages de Saint-Créac et de Ger, calcaires très cristallins qui passent latéralement à des brèches.

Les brèches **B** sont très abondantes à la base du Flysch et plus particulièrement sur le revers méridional du Pic de Ger, en face du pont Neuf et jusqu'au Pic de Castet. Elles y sont accompagnées de dolomies silicifiées et de grès calcaréo-dolomitiques. On trouve aussi des lambeaux de brèches sénoniennes isolés sur les pentes du petit Ger dominant la ville de Lourdes et, sur la rive gauche du Gave, près du village d'Aspin.

Sur le front de la Zone axiale, les brèches sont bien développées à Ourdon et en face d'Agos-Vidalos (brèche de Bôo-Silhen) sur la rive droite, ainsi que dans la vallée du Bergons, sur la rive gauche du Gave, au Nord d'Ouzous et entre Salles et Sères-Argelès. Ce sont des brèches polygéniques qui remanient tous les éléments calcaires et dolomitiques de la série secondaire, de même que des éléments paléozoïques, calcaires et calcschistes dévoniens, roches métamorphiques, plus particulièrement abondants pour les brèches proches du front de la Zone axiale. Les brèches de la butte de Lun, entre Sère et Argelès, avaient déjà révélé à H. Douvillé la présence de blocs renfermant des sections de *Caprina adversa*. Dans le lit du Bergons, en amont de Sère, de même qu'au Nord de Bôo-Silhen, les brèches sont associées à des calcaires lités gris, à rubans siliceux blancs, dans lesquels abondent Globigérines et *Globotruncana* bicarénées, depuis longtemps signalées par J. de Lapparent.

c5. Flysch du Santonien. Le Santonien forme un ensemble de 400 à 500 mètres. Une barre calcaire, de 30 à 40 m, la « barre à Orbitoïdes » marque, pour R. Deloffre, le Santonien terminal. C'est un calcaire cristallin graveleux, microbréchiq, en bancs d'épaisseur variable (30 cm à 2 m), visible dans les vallées du Béz et du Soust. Ce calcaire a fourni *Orbitoïdes 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 contient quelques *Globotruncana* dont *Gl. concavata* permet l'attribution au Santonien.

c4. Flysch du Coniacien. D'une épaisseur maxima de 400 m, le Flysch du Coniacien, dans la bande d'Asson, 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, microbréchiqes, parfois rubanés, à lits siliceux, silix noirs ou chailles (cf. « dalle de Bidache » de la feuille Hasparren), associés à des marnes vertes et à quelques bancs gréseux. La présence de *Globotruncana schneegansi* et de *Gl. sigali* date ces couches du Coniacien.

c3. Flysch du Turonien. Le Flysch turonien (environ 300 m) montre des bancs alternants de calcaires marneux en plaquettes et de calcaires durs parfois un peu siliceux avec des grès et de rares bancs de calcaires microbréchiqes. Dans ce complexe, la microfaune permet de distinguer : une zone supérieure marquée par l'apparition de *Globotruncana bicarénées*, une zone moyenne à *Globotruncana helvetica*, alors qu'à la base, un niveau à gros Radiolaires montre l'apparition des Gumbélines.

c2. Flysch du Cénomanién, avec Brèches de base à éléments paléozoïques c2Bp, Brèches de base à éléments secondaires c2B et intercalations calcaires c2c. Le Flysch cénomanién occupe, au Nord des reliefs calcaires de la région montagneuse, une large bande qui s'étend sur toute la largeur de la feuille, depuis Lys jusqu'à Adé. Mais il convient de remarquer que le front nord-pyrénéén, jalonné sur le tracé Lys - Ossun par une série de noyaux de terrains primaires et secondaires antécénomanién, prend ce domaine cénomanién en travers, séparant deux domaines : au Nord, le Cénomanién dépend de la zone sous-pyrénéénne; au Sud, il est déjà nord-pyrénéén. Ces deux séries cénomaniénnes se différencient d'ailleurs lithologiquement.

Cénomanién sous-pyrénéén. De 1 000 à 1 300 m de puissance au Nord de Montaut, le Cénomanién sous-pyrénéén offre une sédimentation détritque de type calcaire. La partie supérieure est faite d'alternances de calcaires argileux, de calcaires microbréchiqes, de calcaires gréseux et de marnes litées grises ou verdâtres, plus ou moins indurées. La microfaune, avec *Rotalipora apenninica*, *R. gr. cushmani turonica*, *Praeglobotruncana stephani*, des Préalvéolines et des Ovalvéolines, caractérise la partie moyenne de la formation. La partie inférieure, faite de marnes schisteuses et de calcaires gréseux finement détritques, montre des intercalations lenticulaires de calcaires à Orbitolines et Cunéolines (« Calcaires de l'Ouzom ») c2c, notamment au Nord du Pont Latapie et à Bruges.

Les brèches sédimentaires c2B, polygéniques, à ciment argilo-ferrugineux, constituant une sorte de Wildflysch, sont aussi abondantes dans la zone inférieure à *Rotalipora apenninica*. On peut en signaler tant aux abords de la ride du Pont Latapie qu'au Nord et au Sud de la cordillère de la Mouscle. Ont été aussi attribuées à des brèches cénomaniénnes c2Bp les brèches qui coiffent l'extrémité orientale de la ride de la Mouscle, dans la colline boisée de Terre Ardoune, au Sud du Hameau de Marrac. Elles se montrent là en un amas chaotique, sans ciment, d'éléments anguleux, où dominent micaschistes, gneiss et quartzites du socle paléozoïque, vraisemblablement ordovicien. On peut évoquer le démantèlement sur place par la mer cénomaniénne d'un socle certainement peu profond. Ces mêmes brèches affleurent à nouveau, dégagées de leur couverture de molasses miocènes, entre Luc et Mousseigne dans la vallée de l'Ousse, au Sud de Pontacq. On doit leur assimiler aussi les brèches affleurant plus au Nord, sur la rive droite de l'Ousse, brèches qui remanient gneiss et micaschistes et s'appuient au Nord sur un affleurement de Keuper jalonnant ici le front nord-pyrénéén.

Cénomanién nord-pyrénéén. Dans le domaine méridional, le Flysch cénomanién témoigne d'une sédimentation argilo-gréseuse. Il est constitué par un complexe de schistes noirs fissiles alternant avec des bancs de grès grossiers et micacés. La microfaune en est très pauvre, cependant la présence de *Praeglobotruncana stephani* (ruisseau de Limon) date du Céno-

manien ces couches que l'on attribuait autrefois à l'Albien. Il n'est d'ailleurs pas exclu que ce Flysch puisse localement monter à la base du Turonien; mais il n'a pas été jugé utile d'adopter une notation particulière. R. Deloffre signale au Nord d'Arthez-d'Asson, au Pont du Moulin, *Globotruncana helvetica* et *Gl. lapparenti lapparenti*. Par ailleurs R. Blanc a signalé des Gumbélines dans la vallée de l'Arriucourbet, à l'Est de Lestelle, ainsi que dans la vallée de la Mousclère, affluent de la Mouscle.

Le Flysch cénomanien débute souvent par des brèches (sorte de Wild-flysch) remaniant tous éléments antérieurs, notamment du Paléozoïque en provenance de la cordillère du front nord-pyrénéen.

Au Sud de Saint-Pé-de-Bigorre, dans la bande de la rive gauche du Gave de Pau, le Flysch cénomanien est un peu différent. Les schistes noirs, très fissiles, un peu pyriteux, sont ici dépourvus d'intercalations gréseuses. Étant donné qu'il a été trouvé (M. Villanova) dans ce Flysch schisteux noir une microfaune à *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* et aussi à Gumbélines, il semble que la série puisse monter dans le Turonien basal.

Ces schistes noirs cénomaniens surmontent une brèche de base, à peu près continue sur le bord sud de leur affleurement depuis les pentes du Soum d'Ech jusqu'au Sud de Rieulhès et s'appuyant en discordance sur les terrains jurassiques et crétacés. Pouvant atteindre par place 100 m de puissance, c'est une brèche polygénique à éléments de calcaires et de dolomies jurassiques et crétacées c2B. Dans le ciment de ces brèches ont été trouvés des *Rotalipora*.

c1, n6M, n6. Albien et Aptien supérieur : c1 marnes schisteuses à spicules de l'Albien; n6M marnes noires de l'Aptien supérieur; n6 calcaires subrécifaux à *Toucasia* de l'Aptien supérieur (faciès urgonien). 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 Rudistes, Polypiers et Orbitolines à la base, tandis que la partie moyenne de ce complexe, vers la limite Albien-Aptien, montre des intercalations des deux faciès avec passage latéral par indentations. Il a donc été convenu de désigner les marnes à spicules sous la notation **c1** pour la partie supérieure qui est albiennne et sous la notation **n6M** pour leur partie inférieure aptienne. Les calcaires à Rudistes et à Polypiers ont été notés **n6** (Aptien supérieur).

Les marnes schisteuses à spicules de l'Albien c1 apparaissent en bou tonnière sous le Flysch discordant dans la région de Mifaget. Plus au Sud, les marnes albiennes forment une étroite bordure au pied des reliefs nord-pyrénéens dans la dépression de Cap de Hourat-Capbis, ainsi qu'au Nord de Saint-Pé-de-Bigorre et de Peyrouse, dans la région montagneuse. Enfin les mêmes marnes albiennes forment les belles prairies des plateaux de Jaut et de Monbula dans l'axe du synclinal de Prat d'Ourey-Jaut. 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.

Mais localement, notamment dans le flanc nord de la montagne de Jaut, la *partie inférieure de ces schistes*, notée **n6M**, qui passe par indentations aux calcaires de faciès urgonien, est, comme ceux-ci, d'âge *gargasien*.

Le dispositif de passage des schistes aux calcaires est notamment bien visible à l'Ouest du col de Jaut, de même qu'au Nord du Béout dans la vallée de l'Arboucau et sur le versant ouest du Pic de Ger.

Les calcaires subbrécifaux à Toucasia n6 montrent déjà des affleurements sur le front nord-pyrénéen à Mifaget, au Pont Latapie et dans la vallée de la Mouscle; mais ils sont surtout développés plus au Sud dans les chaînons nord-pyrénéens, où ils jouent un rôle orographique majeur : longue barre rocheuse du Pic Cébéri (perforée par le réseau des grottes de Bétharram) et de la crête des Garroques, arête acérée de la Pène de la Hèche, au Nord de l'aire anticlinale des Génies et du Sommet de Moncaut, hautes falaises bordant le synclinal de la montagne de Jaut et se prolongeant à l'Est de l'Ouzom dans la chaîne Pic de Monbula - Estibète - Soum d'Andorre - Prat d'Ourey, plus à l'Est par le Soum d'Ech, le Béout et le massif du Pic de Ger.

Les calcaires subbrécifaux, de type urgonien, ont une épaisseur variable de 400 à 600 mètres. 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, Échinides, Orbitolines, Polypiers, Mélobésiées encroûtantes, Dasycladacées, Bryozoaires, Spongiaires), ils ne renferment pas de faune bien caractéristique. On peut, au moins localement, y reconnaître, de haut en bas, la succession : calcaires gris en gros bancs, à rares *Toucasia*, à Orbitolines et petits Foraminifères abondants, avec des niveaux de fossiles silicifiés; calcaires marneux, noirs, parfois à chailles, à très nombreuses Orbitolines (*O. conoidea-discoidea*); complexe inférieur de calcaires gris cristallins à *Toucasia carinata* très abondantes.

n5. Bédoulien : Marnes de type « Sainte-Suzanne ». Sous-jacent aux calcaires urgoniens et surmontant lui-même les calcaires néocomiens, vient un complexe marneux, de 150 à 300 m de puissance moyenne. 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 facilement, aussi bien à la périphérie des aires anticlinales des Génies et de Moncaut que dans le flanc sud du synclinal Jaut - Prat d'Ourey en contrebas de la crête urgonienne Pic Mondragon - Estibète - Soum d'Andorre - Mail d'Arreau. On trouve aussi des Marnes de Sainte-Suzanne dans le massif du Pic de Ger, sur le revers ouest du petit Pic, où elles surmontent directement l'ophite de la grande carrière, ainsi qu'au SW du grand Pic.

Ce sont des marnes schisteuses noires, souvent jaunes en surface par altération, parfois à débit ardoisier (ardoisières du Pic de Ger, à l'Est du Pont Neuf, sur la rive droite du ruisseau de Saint-Créac, par distinction avec les ardoisières de Lugagnan, plus au Sud, qui sont d'âge sénonien). Ces marnes sont datées par une faune assez abondante d'Ammonites, souvent bien déformées, *Deshayesites deshayesi*, *Dufrenoya dufrenoyi* qui indiquent le Bédoulien, *Dufrenoya furcata* qui peut indiquer la base du Gargasien, avec *Plicatula placunea*, des Inocérames, des Oursins et toujours l'association *Orbitolina discoidea-conoidea*, et aussi *Choffatella decipiens*.

n4-2. Barrémien à Valanginien : Calcaires à Characées, Annélides et Choffatelles; grès ferrugineux à la base n4-2G. Sous les Marnes de Sainte-Suzanne, et après une zone intermédiaire de quelques mètres où

des calcaires alternent avec des marnes à Orbitolines, la base du Crétacé est représentée par une série de calcaires, de 60 à 100 m de puissance, surmontant un niveau discontinu de grès siliceux.

La barre des « *calcaires néocomiens* » n4-2 est continue sous le couloir de marnes bédouliennes dans les deux flancs du synclinal Jaut - Prat d'Ourey, comme dans la retombée nord des aires anticlinales des Génies et de Moncaut. On trouve la même formation dans le versant nord du petit Ger de Lourdes.

On peut distinguer dans ce complexe calcaire, de haut en bas : a) des calcaires noirs à Annélides et sections de Rudistes; b) des calcaires gréseux ou argileux gris sombre à Characées, Ostracodes et coprolithes de Crustacés. *Choffatella decipiens* se rencontre sur toute la hauteur de la formation; les Orbitolines ne sont représentées que dans la partie supérieure. Il n'est pas sans intérêt de signaler aussi que les sondages Nay 101 et Nay 102 ont recoupé la même série calcaire et trouvé, à sa base, une microfaune à *Dictyoconus*, *Pseudocyclammina lituus*, *Choffatella decipiens*, *Coskinolina*. La formation paraît donc pouvoir être attribuée à l'intervalle Valanginien à Barrémien et éventuellement à la base du Bédoulien.

Les grès de base du Crétacé n4-2G affleurent sous des épaisseurs très variables, avec une puissance moyenne de 15 m; mais ils sont aussi souvent absents. Bien représentés dans le flanc sud des aires anticlinales des Génies et de Moncaut, de même que dans la bande méridionale qui court du Mail d'Arreau jusqu'au Sud du Prat d'Ourey, ils sont très sporadiques plus à l'Est.

Ce sont des grès à ciment rouge ferrugineux et grains de quartz anisométriques qui n'ont jamais fourni que des restes indéterminables de Mollusques. A leur base, ces grès remplissent des poches et cavités affectant la surface taradée des couches sous-jacentes, généralement la dolomie portlandienne. Par place, des remaniements sont évidents, des blocs de dolomie étant emballés dans les grès crétacés. Ce contact évoque ainsi un phénomène d'émergence qui d'ailleurs a pu être de très courte durée. On doit aussi noter qu'aux abords du Pic Perdigos, à l'Est de l'aire anticlinale de Moncaut, ces grès se montrent discordants sur différents termes de la série jurassique (mouvements antécétacés).

j9. Portlandien : Dolomies et calcaires dolomitiques à Ibérines. Formant souvent un léger ressaut au-dessus du Kimméridgien, les dolomies portlandiennes se retrouvent presque partout dans la région montagneuse de la feuille, mais sous des épaisseurs variables, diminuant d'Ouest en Est. Celle-ci excède rarement 150 mètres. Très reconnaissables à leur grain fin, à leur couleur gris clair, se disposant en bancs bien lités de 20 à 30 cm d'épaisseur, avec des niveaux oolithiques et des brèches intraformationnelles, ces dolomies portlandiennes se différencient facilement des dolomies callovo-oxfordiennes. Quelques rares intercalations de calcaires dolomitiques s'y présentent et elles ont livré, à diverses hauteurs de la formation, une microfaune à *Iberina lusitanica*, *Clypeina jurassi*, *Trocholina* sp., coprolithes de Crustacés. Il convient donc d'attribuer cette formation dolomitique au Portlandien.

j8. Kimméridgien : Calcaires noirs à *Exogyra virgula*; j8m calcaires métamorphiques. Sous la falaise de dolomies portlandiennes, le Kimméridgien d'une puissance de 200 à 300 m, occupe de larges surfaces dans toute la région montagneuse de la feuille. A cet étage correspond un

complexe de calcaires noirs à pâte fine, bien lités, alternant avec des niveaux peu épais de calcaires marneux noirs et aussi de marnes schisteuses noires, souvent à traînées rouge violacé. Quelques couches sont dolomitisées. Les calcaires contiennent des tubes de Serpules et certains bancs sont de véritables lumachelles à *Exogyra virgula*. La microfaune est représentée par *Pseudocyclammina virguliana* et *Haplophragmium* dans la partie supérieure de la formation et par *Pseudocyclammina* gr. *jaccardi-personata* à sa base seulement. *Valvulinella jurassica* se trouve sur toute la hauteur. Il apparaît donc que ce complexe calcaréo-marneux doit correspondre à l'ensemble du Kimméridgien.

Dans les vallées des Génies Longue et Braque, dans la forêt de Très Crouts, les couches kimméridgiennes, repliées en synclinal, sont affectées par un métamorphisme qui les a profondément modifiées (j8m). Sur 2 km, en remontant le torrent de la Génie Longue au-dessus de la ferme Peyras, les calcaires sont transformés en marbres qui ont d'ailleurs fait l'objet d'une exploitation. Ce sont des calcaires blancs entièrement recristallisés et souvent pétris de longues baguettes de scapolite.

Mais il faut aussi signaler que ces calcaires métamorphiques sont accompagnés d'affleurements de grès très durs et de sortes de cornéennes et de schistes quartzeux qui recoupent le torrent de la Génie Longue. Pour autant que de mauvaises conditions d'observation permettent de l'établir, ces grès et cornéennes paraissent bien être intercalés dans les calcaires. On a pu aussi songer à des écailles du socle hercynien.

j7-3. Callovo-Oxfordien : Dolomies noires à Trocholines. Sous les couches nettement stratifiées du Kimméridgien, les dolomies du Callovo-Oxfordien forment dans les aires anticlinales des Génies et de Moncaut, ainsi qu'au Sud de la crête Pibeste - Estibète, de hautes falaises de rochers noirs, d'allure souvent ruiniforme, sans stratification apparente, d'une épaisseur de 400 m au maximum. En surface, elles affectent un aspect karstique, avec nombreuses dolines. Ce sont des dolomies noires, cristallines, pyriteuses, fétides, à passées graveleuses, bréchiques ou pseudo-bréchiques et à niveaux oolithiques épigénisés. Elles admettent localement des intercalations de calcaires dolomitiques à reliques d'oolithes et fantômes de gravelles.

Ces dolomies ne contiennent guère, à côté de débris de Polypiers, Néri-nées et Lamellibranches, que des Trocholines. On ne peut les dater que par rapport aux couches qui les encadrent. On constate dès lors que, dans la partie occidentale de la feuille, dans la région de Pé de Hourat, les dolomies surmontent des calcaires à Polypiers et Trocholines déjà calloviens, tandis que dans l'aire anticlinale des Génies la masse dolomitique descend plus bas et intéresse la partie supérieure du Dogger.

j2-16. Callovien p. p., Dogger et Lias supérieur p. p. : Calcaires à microfilaments. Les dolomies callovo-oxfordiennes de la région montagneuse surmontent des calcaires actuellement désignés sous le nom de « calcaires à microfilaments ». Ce sont des calcaires en gros bancs, noirs, sublithographiques, d'une finesse remarquable qui leur confère souvent une cassure conchoïdale. Les chailles y sont abondantes. Les calcaires renferment sur toute leur hauteur ces filaments microscopiques, encore énigmatiques, généralement rapportés à des filaments d'Algues. Les débris de Bélemnites, d'Échinodermes et de Lamellibranches y sont abondants et localement, dans les niveaux élevés de la formation, les Polypiers silicifiés.

L'épaisseur de ces calcaires à microfilaments varie d'Ouest en Est; il s'agit en effet d'un faciès lithologique qui affecte une série plus ou moins longue dans le temps. A l'Ouest de la vallée de l'Ouzom, dans l'aire anticlinale de Moncaut, les calcaires à microfilaments ont 100 m de puissance. A leur sommet, des calcaires graveleux à microfilaments, associés à des calcaires à Polypiers, renferment des Trocholines (base du Callovien), tandis que la base de la formation envahit l'Aalénien et que même le Toarcien moyen calcaréo-marneux à *Peronoceras* cf. *acanthopsis* renferme à son sommet les premiers microfilaments. Les calcaires à microfilaments montent donc ici jusque dans la base du Callovien, correspondent surtout au Dogger et peuvent localement débiter dans le Toarcien supérieur. A l'Est de l'Ouzom, dans la vallée de la Génie Braque, les calcaires à microfilaments n'ont au contraire que 50 m de puissance. Ils ne montent sans doute pas au sommet du Dogger et les marnes qu'ils surmontent sont datées de l'Aalénien inférieur. Ici les calcaires à microfilaments ne correspondent donc qu'à l'Aalénien supérieur et à tout ou partie du Dogger.

15-4. Lias supérieur et moyen : Marnes et calcaires à Bélemnites.

Le *Lias supérieur* est le seul épisode franchement marneux de la série jurassique. Il est représenté par des marnes schisteuses noires qui ont fourni une faune abondante.

A l'Est de l'Ouzom, ces marnes atteignent 50 m et elles doivent représenter l'Aalénien inférieur et le Toarcien. Dans le flanc méridional de l'aire anticlinale des Génies, au Nord du Pic Miqueu, à une trentaine de mètres au-dessus de la base de ces marnes, G. Dubar a signalé une faune (*Harpoceras* sp., *Lima toarcensis*, *Pecten lens*, *Trigonia* gr. *striata*) qu'il attribue à l'Aalénien, tandis que le Toarcien est identifié par *Pseudogrammoceras* cf. *quadratum*, *Grammoceras* cf. *subpunctatum*, *Pecten* cf. *pumilus*, *Rhynchonella cynocephala*, *R. curviceps*, associés à des Pholadomyes, Bélemnites et *Mytilus*.

A l'Ouest de la vallée de l'Ouzom, le Lias marneux n'a plus que 15 à 20 m et, envahi à son sommet par le faciès calcaire à microfilaments, il ne monte plus que jusqu'au Toarcien moyen. G. Dubar a en effet trouvé au Sud des bergeries de Payre Nère (Est du col de Miramont), dans le flanc occidental de l'aire anticlinale de Moncaut, une faune à *Peronoceras* cf. *acanthopsis* (zone à *Dactyloceras commune*) dans le premier niveau calcaire au-dessus des marnes.

Le *Lias moyen* (20 m de puissance) se termine, dans son terme de passage progressif au Lias supérieur, par des calcaires marneux noirs, à intercalations de marnes noires, qui ont livré des Bélemnites, *Pecten aequivalvis* et des *Grammoceras* du Domérien. Au-dessous, des calcaires gréseux gris bleuté à Bélemnites, intercalés de petits lits marneux de couleur ocre, ont fourni (G. Dubar et autres auteurs) la faune du Charmouthien : *Deroceras davoei*, *Grammoceras pseudoradians*, *Gr. algovianum*, *Microceras capricornu*, *Coeloceras pettos*, *Pecten disciformis*.

13-2. Lias inférieur : calcaires, brèches et dolomies. Le Lias inférieur a une épaisseur d'une centaine de mètres. Il est représenté par un complexe de calcaires dolomitiques gris, de dolomies, avec passées bréchiques ou oolithiques, avec quelques accidents siliceux du type des chailles et parfois des calcaires rubanés à la partie inférieure. Les brèches dolomitiques grises sont particulièrement développées dans certains secteurs

(versant sud du Pic de Pibeste). Cette formation n'a jamais livré aucun fossile. Avec G. Dubar, il est attribué ici au Sinémurien et à l'Hettangien supérieur.

l1. Hettangien inférieur et Rhétien : Brèches et marnes schisteuses.

A l'Hettangien inférieur sont attribuées des brèches polygéniques, associées à des calcaires microcristallins. Les brèches hettangiennes, emballant dans un ciment calcaréo-gréseux des blocs de dolomie, de calcaires cristallins, de calcaires oolithiques et de cargneules, des paquets de schistes et des fragments d'ophite, ont des épaisseurs très variables. Très développées dans le cœur de l'anticlinal des Génies (70 m à la Fontaine de la Digitale), elles n'ont plus que 2 à 3 m à l'Ouest de la vallée de l'Ouzom.

Sous ces brèches, des schistes verts ou jaunâtres, s'altérant en masses terreuses ocre, sont attribués au Rhétien. Ils passent à leur base au Keuper, sans que la limite soit aisée à saisir.

t. Keuper : marnes bariolées. Au sommet du Keuper, des schistes calcareux verdâtres font le passage au Rhétien. Au-dessous, les formations lagunaires sont des marnes bariolées, vertes ou rouge lie-de-vin, parfois gypsifères, associées de façon désordonnée à des cargneules, des brèches, des calcaires dolomitiques de couleur beige ou rouge chamois. Ces dépôts triasiques sont très généralement accompagnés de massifs plus ou moins importants d'ophite.

Le Keuper affleure sporadiquement le long du front nord-pyrénéen : à l'Ouest de Lys, au Nord de la vallée de la Mouscle, au SE de Pontacq et à l'Est d'Ossun. Dans la zone nord-pyrénéenne il est accompagné d'ophite dans ses gisements à l'Ouest de Peyrouse, comme dans le cirque supérieur de la vallée de la Génie Braque. Enfin, dans le cœur de l'aire anticlinale de Moncaut, le Keuper affleure largement aux alentours du Sommet de Moncaut et sur les plateaux de Heugareil et de Serbiassa. Sur le front de la Zone axiale, les argiles bariolées du Keuper se montrent de part et d'autre de la vallée de l'Ouzom (Trias de Ferrières de la feuille Argelès-Gazost), ainsi qu'en plusieurs petits pointements sous les moraines de la vallée du Bergons, à l'Ouest de Sère-Argelès et dans le ravin à l'Ouest d'Ouzous.

rt. Grès du Permo-Trias. Ont été notés **rt** (Permo-Trias) un certain nombre d'affleurements de grès quartzeux rouges, de pélites rougeâtres ou violacées et de poudingues quartzeux de même couleur rouge lie-de-vin qu'il convient sans doute de rapporter plutôt au Grès bigarré, au Trias inférieur, qu'au Permien.

On en connaît sur les paléoreliefs qui s'alignent sur le front nord-pyrénéen au Nord de Mifaget (ferme Sablé), à l'Est du Pont Latapie (SE de la ferme Mongoy). Le même terrain forme la majeure partie du plateau de Hougareil, à l'Ouest du Sommet de Moncaut, où les grès et les pélites rouges sont surmontés par les marnes bariolées et les cargneules du Keuper. On retrouve les mêmes grès grossiers arkosiques sur le front de la Zone axiale au Sud des cabanes de Souey, à l'Est de la vallée de l'Ouzom.

h3-2. Namurien inférieur et Viséen. Dans l'angle SE de la feuille, à l'Est de la vallée du Gave de Pau, sur le front de la Zone primaire axiale, deux petits affleurements de calcaires viséens émergent de la couverture morainique. Il s'agit de calcaires tachetés, de teinte blanc rosé, surmontant des calcaires cristallins gris bleuâtre, avec passées de calcaires

dolomitiques et de dolomies. Les calcaires cristallins sont souvent riches en restes d'Encrines. Les calcaires tachetés ont fourni plus au Sud (feuille Argelès-Gazost) des *Pericyclus* du Viséen.

d6-4. Dévonien supérieur : Calcaires griotte et calcaires tachetés. Le Dévonien supérieur, à dominante calcaire, n'est certain que dans la Zone axiale. Il forme, à l'Est de Bôo-Silhen, au milieu des pélites du Dévonien inférieur, une écaille synclinale passant par les reliefs du Cap des Bentails et du Rocher du Boup et, plus au Sud, le petit massif du Soum des Lits. On en trouve aussi, au Sud d'Ouzous, dans le lit du Bergons.

Des calcaires tachetés blanc rosé du Famennien supérieur ont fourni des Clyménies. Ils surmontent des calcaires amygdalins gris, du type des calcaires griotte.

Il n'est pas exclu qu'appartiennent aussi au Dévonien supérieur, des calcaires gris et des calcschistes, voisinant avec les schistes et grauwackes du Dévonien inférieur dans les noyaux paléozoïques des paléostrucures du Pont Latapie et de l'Est de Montaut qui s'échelonnent sur le front nord-pyrénéen. Ces calcaires n'ont fourni que des *Tentaculites*, *Novakia* et *Styliolina* qui n'ont pas permis de préciser leur âge.

d3-1. Dévonien moyen et inférieur : pélites schisteuses, grès, grauwackes. Sur le front de la Zone axiale le Dévonien inférieur est connu dans la basse vallée du Bergons et dans la région à l'Est de Bôo-Silhen. Il est représenté par des pélites à débit schisteux dont la partie supérieure monte d'ailleurs vraisemblablement dans l'Eifélien. Il s'agit d'un puissant ensemble de pélites, de grès et de grauwackes, au sein duquel des lentilles de calcaires crinoïdiques et de calcaires à Ptéropodes ne jouent qu'un rôle subordonné. Ces formations sont fossilifères plus au Sud, sur la feuille d'Argelès-Gazost.

Le Dévonien inférieur forme par ailleurs la majeure partie des affleurements paléozoïques des paléostrucures du front nord-pyrénéen. A l'Est du Pont Latapie ce terrain est recoupé par le ruisseau de l'Arriu-Courbet; à l'Est de Montaut il est représenté, auprès des fermes de Maupas, de Pasquine et de Daguette, par des schistes gris bleuâtre, finement gréseux, ayant fourni des *Tentaculites*.

s5. Gothlandien : schistes ampéliteux. Des « schistes carburés » typiques, du Gothlandien, ampéliteux, riches en matières organiques, ferrugineux (d'anciennes galeries de recherches y subsistent même au Nord de la ferme Charlet) forment, à l'Est de la ferme Mongoy, la partie orientale du petit massif paléozoïque qui surgit à l'Est de Montaut sur le front nord-pyrénéen.

s3-2. Ordovicien : schistes ardoisiers. Sur la rive gauche de la Génie Braque, dans la montagne de Larau, à l'Est et en contrebas du Sommet des Toupiettes, un pli-faïlle anticlinal fait jaillir, sous la série jurassique, un élément restreint du socle paléozoïque, constitué par des schistes sériciteux et des grès-quartzites, complexe qui semble devoir être attribué à l'Ordovicien.

ROCHES ÉRUPTIVES

π , θ . **Picrite** π , **teschénite** θ . Les roches éruptives crétacées (1) qui affleurent sur la feuille Lourdes se présentent sous forme de filons et de sills différenciés de roches basiques alcalines (anciennement désignées sous le nom d'« épisyérites »).

Les principaux termes de cette série différenciée sont les picrites, les teschénites à olivine puis sans olivine, les pegmatoïdes à amphibole, enfin les syénites analcimiques. Dans un même filon, il est très rare d'observer tous ces termes; les plus fréquents sont les faciès intermédiaires (teschénites) qui sont accompagnés de différenciations plus acides ou plus basiques; ces dernières occupent généralement la partie centrale du filon (1,5 km au NNE d'Arthez).

Les picrites π sont des roches holomélanocrates à olivine, augite, barkévite, biotite et plagioclases basiques en faible proportion. Un important filon de ces roches est situé au Nord d'Adé; il est recouvert par des différenciations pegmatoïdes à grandes amphiboles.

Les teschénites θ sont des roches mésocrates à augite, barkévite, labrador et analcime. La plupart du temps, ces roches ont subi une évolution de type spilitique : remplacement des minéraux primaires (plagioclase, analcime, parfois pyroxène et amphibole) par des minéraux de basse température (albite, chlorites, prehnite, épidote, calcite), les transformant en teschénites albitiques ou dolérites albitiques (Bétharram).

Les terrains encaissants ont fréquemment subi un métamorphisme de contact (Ossen, Sud d'Asson) qui se traduit par la présence de minéraux de néoformation appartenant au « hornblende-hornfels facies » (diopside, grossulaire, idocrase, prehnite).

Les teschénites sont très fréquentes, en filons ou en sills, dans le Flysch crétacé d'âge cénomanien au Nord de la région montagneuse, jusque sur le front de la zone du Flysch en face d'Ossun, mais plus particulièrement au Sud de Lestelle-Bétharram, entre la vallée de l'Ouzom et la vallée du Gave de Pau. On en trouve aussi au Sud de Lourdes, dans le domaine du Flysch sénonien d'Aspin et de Lugagnan.

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

Les massifs de Iherzolites, rares dans les Pyrénées occidentales, sont plus abondants à l'Est et au Centre de la chaîne. Il en existe trois gisements sur la feuille Lourdes. Dans le cœur de l'aire anticlinale de Moncaut, un essaim de petits pointements de Iherzolite entoure le plus important qui forme la butte du Sommet de Moncaut (dont le nom vient du béarnais « Moun Caou », la montagne chauve). Ce gisement a été anciennement étudié par A. Lacroix. C'est une Iherzolite fortement cataclasée et très serpentinisée, accompagnée par une ariégite à amphibole. A noter que cette roche exerce un métamorphisme de contact sur les terrains encaissants, à savoir surtout sur les calcaires et les marnes du Keuper, avec développement de minéraux, tels que l'albite.

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

Un autre massif, de plus faible extension, se situe à 3 km à l'Est de Montaut. Il fut identifié par P. Lamare et il est constitué par une lherzolite amphibolique presque entièrement serpentinisée, associée localement à une amphibolite feldspathique. Enfin un petit pointement se trouve à l'Est de Saint-Pé-de-Bigorre, près de la chapelle Saint-Marc.

ω. Ophite. Comme dans les affleurements des feuilles voisines, les ophites de la feuille Lourdes sont des ophites banales, caractérisées par la présence de cristaux d'augite diallage englobant poëcilitiquement des baguettes allongées de plagioclase (oligoclase à labrador). Ces minéraux sont accompagnés de sphène, ilménite, biotite et magnétite. L'altération 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.

Les pointements d'ophite sont nombreux sur le territoire de la feuille. La plupart sont en relation avec des sédiments triasiques, notamment ceux de la région située entre Saint-Pé-de-Bigorre et Peyrouse, ceux de l'aire anticlinale de Moncaut et ceux de la haute vallée de la Génie Braque et de la fontaine de la Digitale, sur le versant de la Génie Longue. Relativement à ce dernier pointement de la fontaine de la Digitale, il est intéressant de noter que la roche est remaniée dans les brèches infra-liasiques qui la recouvrent directement.

Par contre, il n'est pas connu d'affleurement triasique en connexion avec le gros massif d'ophite de la grande carrière de Lourdes, sur le revers NW du Pic de Ger, pas plus qu'en bordure de l'important massif d'ophite qui court au Nord de Lias et d'Ourdon au milieu des terrains sénoniens à peu de distance du front de la Zone axiale.

γ. Granite. Le granite qui affleure à l'Est du village des Granges, 3 km au NE de Lourdes, est directement surmonté par les schistes du Flysch cénomaniens. Il correspond à l'extrémité occidentale du vaste massif de Julos et de Loucrup (feuille Bagnères-de-Bigorre).

Q. Quartz. Un filon de quartz qui recoupe les terrains dévoniens se poursuit de la vallée du Gave de Pau à l'Est de Bôo-Silhen jusqu'au Sud du Cap des Bentails. Dans son prolongement se situe le filon du Rocher du Boup.

TRAVAUX CONSULTÉS

H. Alimen, B. Azambre, P. Barrère, R. Blanc, A. Bresson, H. Capdecomme, M. Casteras, R. Deloffre, H. Douvillé, P. Dufaure, Y. Godechot, J. Henry, J. Labourguigne, A. Lacroix, P. Lamare, J. de Lapparent, R. Mirouse, A. Nicolai, M. Rio, F. Taillefer, P. Viennot, M. Villanova.

M. CASTERAS

TABEAU RÉSUMÉ DES COUPES DE SONDAGES

Sondages	Osn. 3	Svt. 1	ERM. 1	Na. 102	Na. 101	Na. 1	Bt. 1
Profondeur							
Cote au sol	380,80m	426,04m	309,40m	310,16m	333,62m	328,20m	244,53m
12		Episyénite					
14		Trias et Paléozoïque					Paléocène
22						Campanien	
30							
37							
208							
335							
447	Cénomannien			Santonien			Dano-Paléocène
486		Cénomannien à Turonien			Campanien	Santonien	Maestrichtien sup. 528,1m
730							
802							
889							
954							
1000						1062m	
1030							
1222	Trias	Coniacien à Santonien	Campanien	Coniacien		Santonien	
1500							
1610							
1680				Turonien			
1798							
1840							
2000	Yprésien					Coniacien	
2156							
2190	Paléocène			Aptien supérieur		Turonien	
2420							
2425							
2470				Aptien inférieur	Albo-Cénomannien		
2505,5	Dano-Paléocène			Neocomien			
2560				Purbecko-Wealdien	Albien		
2588			2566m				
2645	Maestrichtien Supérieur						
2774				Portlandien			
2881							
3000	Maestrichtien	Charnière synclinale (2980m)		Santonien à supérieur		Aptien supérieur	
3242							
3320							
3415				Turonien			
3500						Aptien inférieur	
3543							
3634				Cénomannien		Neocomien	
3712							
3783						Purbecko-Wealdien	
3804,5							
4000	Campanien	Santonien à Coniacien	Albien			Portlandien	3955,1m
4300							
4365							
4424		Neocomien					
4453		Purbecko-Wealdien					
4475	Albo-Aptien	Trias					
4594		Devoïen					
4661		4637m					
	Permo-Trias 4688,3m						
5000				Trias à Infra-Lias			
				4685m			
				4035,5m			

Ce tableau a été établi grâce aux documents et renseignements communiqués par la S.N.P.A.



Quaternaire



Failles, contacts anormaux



Discordances



Dans les sondages de Nay : surface, parfois accident de décollement (Nay 101), séparant une zone supérieure intensément affectée par la tectonique, d'une zone inférieure plus calme appartenant au flanc sud d'un monoclinial à pendage moyen (45° N)