



## ST-GAUDENS

CARTE  
GÉOLOGIQUE  
A 1/50 000

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# ST-GAUDENS

XIX - 46

La carte géologique à 1/50 000  
ST-GAUDENS est recouverte par la coupure  
ST-GAUDENS (N° 241)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000

BOULOGNE- S-BESSE	LE FOUSSERET	CAZÈRES
MONTRÉJEAU	ST-GAUDENS	LE MAS-D'AZIL
ARREAU	ASPET	ST-GIRONS

MINISTÈRE DU DÉVELOPPEMENT INDUSTRIEL ET SCIENTIFIQUE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45 Orléans (02) - France



# NOTICE EXPLICATIVE

## INTRODUCTION

### APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

#### **Cadre géographique**

Le territoire de la feuille Saint-Gaudens est traversé par la vallée de la Garonne. Cette vallée montre un important remplissage alluvial organisé en terrasses bien individualisées. D'orientation est-ouest entre Saint-Gaudens et Lestelle, le cours de ce fleuve s'infléchit ensuite vers le Nord-Est. En rive gauche, seuls des affluents mineurs viennent confluer avec la Garonne. En rive droite par contre, elle reçoit des cours d'eau au débit important : près de Pointis-Inard, le Gers et à Roquefort-sur-Garonne, le Salat. Le Salat avec ses affluents, l'Arbas, le Lens et le Lavin drainent la partie sud-orientale du territoire de la feuille.

Sa moitié nord est occupée par le chaînon des Petites Pyrénées. C'est une région au relief jurassien typique avec une alternance de crêts calcaires et de combes marneuses ou sableuses. Ce chaînon, d'orientation grossièrement W.NW-E.SE, traversé en cluse par la Garonne, culmine à 631 m au signal de la Tour d'Ausseing.

Dans la moitié sud, l'absence de sédiments franchement calcaires se traduit dans le paysage par une absence de reliefs bien marqués. C'est une région mamelonnée, couverte de bois et de prairies. Son altitude moyenne, de 400 à 450 m dans le Nord, s'élève progressivement vers le Sud pour atteindre 812 m au signal du Thouas.

#### **Cadre structural**

Du point de vue géologique, ces deux zones, bien différenciées morphologiquement sont aussi des zones de constitution et de structure différentes.

*Au Nord, le chaînon des Petites Pyrénées* correspond à la zone plissée sous-pyrénéenne. Il montre une série de plis réguliers, dissymétriques qui se relaient de part et d'autre de la vallée de la Garonne.

*Au Sud, séparée de la précédente par l'accident frontal nord-pyrénéen, la zone nord-pyrénéenne* comprend du Nord au Sud :

- une zone de flysch albo-cénomarien (« zone cénomanienne » de L. Carez) ;
- une zone plissée formée de Jurassique et de Crétacé inférieur, laissant apparaître à

la limite sud de la feuille, un arc de terrains jurassiques, appartenant au revêtement posthercynien du massif de Milhas (Feuille Aspet).

A l'Ouest de la vallée de la Garonne, les dépôts terrigènes discordants des molasses miocènes masquent les relations entre les Petites Pyrénées et la zone nord-pyrénéenne.

**Le chaînon des Petites Pyrénées.** Il est constitué de rides parallèles qui sont autant d'anticlinaux crevés dans le Crétacé supérieur et de synclinaux de Nummulitique. On y distingue deux régions situées de part et d'autre d'une zone d'ennoyage et de relais des différents plis correspondant au tracé de la Garonne entre Lestelle et Boussens.

La région orientale est formée par l'anticlinal de Plagne, suivi au Sud du synclinal de Cassagne.

L'anticlinal de Plagne est un pli dissymétrique déversé vers le Nord. Ce déversement peut-être lié à la présence sur le front nord des Petites Pyrénées, d'une grande faille inverse, mise en évidence par la géophysique (faille de Richou). Ce pli, de direction E.SE-W.NW, s'infléchit à l'Ouest de Monclar-de-Comminges, vers le Sud-Ouest. Les couches de son flanc nord, étirées et parfois laminées plongent de 40° à 60° vers le Sud. Elles sont localement affectées de nombreuses failles transverses. Le cœur de l'anticlinal, largement développé entre Plagne et Roquefort-sur-Garonne, est creusé dans les marnes du Campano-Maestrichtien. Il est dominé, au Sud, par le crêt de Calcaire nankin du flanc méridional du pli. Ce flanc plonge régulièrement de 30° en moyenne vers le Sud et se complète jusqu'aux Poudingues de Palassou qui constituent le remplissage du synclinal de Cassagne.

L'axe de ce synclinal se relève aux abords de la vallée du Salat, comme en témoignent les affleurements de Thanétien supérieur et de Sparnacien qui apparaissent sous les alluvions au Sud de Mazères. La série de l'Éocène basal et du Crétacé supérieur du flanc sud du synclinal réapparaît toujours très redressée ou même renversée vers le Nord sur le front de l'accident de chevauchement nord-pyrénéen. Cette série est localement affectée de multiples diaclases, fractures directionnelles plongeant de 35° à 40° vers le Sud. Ces diaclases, bien visibles dans les calcaires thanétiens au Nord de Salies-du-Salat, sont assimilables à une schistosité de fracture, développée à proximité de l'accident frontal nord-pyrénéen.

La région occidentale des Petites Pyrénées laisse apparaître au Nord de la feuille une partie du flanc sud-oriental du dôme d'Aurignac auquel succèdent ensuite au Sud : le synclinal de Bouzin, le pli anticlinal de Saint-Marcet—Saint-Martory et le synclinal de Latoue—Sepx.

Les couches de la terminaison orientale de l'anticlinal d'Aurignac plongent très faiblement vers le Sud. Elles sont affectées de failles subméridiennes qui effondrent au Nord de Cabardos, un fossé synclinal transverse de calcaires ilerdiens. A l'Est de ce « graben », les couches du Danien et du Paléocène tournent et vont constituer la fermeture périclinale orientale du brachyanticlinal d'Aurignac qui s'ennoie très rapidement sous les alluvions de la Garonne. Dans cette zone s'individualise, près de Malassang, un petit repli synclinal de marnes sparnaciennes. A l'Est du Mont Grant, sous les calcaires lithographiques, découpés par l'érosion, affleurent, dans les ravins qui descendent vers la vallée garonnaise, les calcaires dolomitiques du Dano-Montien et les marnes maestrichtiennes.

Le synclinal de Bouzin montre sous les molasses miocènes discordantes de Saint-Élix—Séglan, un remplissage de terrains éocènes se terminant par la puissante formation des Poudingues de Palassou. Ce synclinal se relève et se pince, en direction de la Garonne, entre la fermeture périclinale de l'anticlinal de Plagne et l'anticlinal de Saint-Martory—Saint-Marcet qui lui fait suite au Sud.

L'anticlinal de Saint-Martory—Saint-Marcet apparaît en surface comme un pli droit affecté de trois surélévations axiales dites de Saint-Marcet, Proupiary, Saint-Martory. Ces dômes sont creusés jusqu'au flysch marneux campano-maestrichtien. La zone d'ensellement occidentale est empruntée par la vallée de la Noue. Dans l'ensellement oriental, séparant le dôme de Proupiary de celui de Saint-Martory, est conservé,

au-dessus du Calcaire nankin, un étroit couloir de marnes d'Auzas. Le flanc nord de l'anticlinal Saint-Marcet—Saint-Martory plonge régulièrement de 45° en moyenne vers le Nord, son flanc sud a des plongements variables bien que relativement faibles (25° à 40°) en liaison avec des basculements locaux dus au jeu des nombreuses failles subméridiennes qui l'accidentent. A l'Est du méridien du village d'Arnaud-Guilhem, la régularité relative de ce flanc sud est interrompue ; les couches du Maestrichtien et du Paléocène, extrêmement fracturées, s'étirent et se redressent à l'approche de la vallée de la Garonne. Les cassures, de direction méridienne, isolent une série de compartiments effondrés ou décrochés vers le Nord les uns par rapport aux autres. Sous les terrasses alluviales, l'échantillonnage des nombreux petits forages de prospection sismique, a permis de suivre, malgré la présence de nombreux accidents de décrochement, la continuité de l'anticlinal jusqu'à sa fermeture périclinale que l'on voit se dessiner sur les berges du Salat au Nord de Mazères.

Le pli anticlinal de Saint-Marcet, peu accusé en surface, montre en profondeur une structure beaucoup plus complexe, reconnue grâce aux nombreux forages de recherche et d'exploitation d'hydrocarbures implantés dans cette zone. Paléostructure érodée de terrains jurassiques, il apparaît, sous une épaisse couverture, transgressive et discordante, de flysch néocréacé, comme un pli en extrusion, extrêmement fracturé, à cœur de Trias argileux et salifère.

Le synclinal de Latoue—Sépx est encombré de dépôts molassiques et de colluvions quaternaires masquant en grande partie les terrains thanétiens qui en forment l'axe. La structure synclinale, bien visible aux environs de Latoue, s'ennoeie vers l'Ouest sous le Miocène discordant et disparaît assez confusément à l'Est de Sépx, affectée de nombreuses cassures.

Au Sud, les formations terrigènes du Miocène qui affleurent largement jusqu'à la vallée de la Garonne, masquent le substratum créacé. Elles laissent cependant apparaître, dans la vallée du Jô, entre Lestelle et Castillon-de-Saint-Martory, un petit synclinal dont le cœur est occupé par les calcaires du Dano-Montien.

**L'accident frontal nord-pyrénéen.** Il suit la bordure méridionale des Petites Pyrénées. Masqué par les molasses à l'Ouest de la Garonne, il se manifeste en surface, depuis Salies-du-Salat jusqu'à la limite orientale de la feuille. Cet accident injecté de Trias, argileux et salifère, plonge généralement assez fortement vers le Sud. Dans la région de Betchat, le plan de contact, entre les terrains créacés et paléozoïques de la zone nord-pyrénéenne et le Keuper argileux, est faiblement incliné. Dans cette zone, le Trias s'est largement épanché vers le Nord jusqu'au-delà de la vallée du Lens, en recouvrant les terrains créacés et éocènes du synclinal de Cassagne. Ce Trias emballé des blocs de roches cristallophylliennes arrachés au substratum ; il montre au Nord de Ponsolle, une écaille de flysch sénonien qui est à mettre en relation avec les affleurements de brèches et de flysch, cénomaniens à sénoniens, pincés le long de l'accident à l'Est de Betchat.

**La zone nord-pyrénéenne.** La bande de flysch albo-cénomaniens, large de plus de 5 km au méridien de Lacave, qui traverse d'Est en Ouest le territoire de la feuille correspond à ce que l'on a coutume d'appeler depuis L. Carez : la zone « cénomaniennne ». Cette unité septentrionale de la zone nord-pyrénéenne s'appuie au Nord, aux abords de la vallée du Salat contre le Keuper ; à l'Est de Betchat, les brèches et les assises du flysch qui la constituent, viennent reposer normalement en transgression sur les schistes sériciteux d'un élément de socle remonté à la faveur de l'accident frontal : la ride paléozoïque de Betchat—Bagert.

Au Sud de cette ride, le flysch est ployé en une vaste aire synclinale, dissymétrique, d'orientation est-ouest : le synclinorium du Lavin. L'important développement du flanc sud de cette zone synclinale est dû en partie aux replis du flysch mais aussi au dispositif de transgression progressive vers le Nord sur la ride paléozoïque septentrionale, des termes de plus en plus récents de la série albo-cénomaniennne. Ce mode de sédimentation est analogue à celui fréquemment réalisé en Pays Basque (P. Souquet,

1967) à la base des poudingues de Mendibelza (feuille Tardets-Sorholus).

A l'Ouest de la vallée du Salat, après la fermeture du synclinorium du Lavin, entre Mane et Salies, le flysch, très replissé dans le détail, s'organise dans son ensemble en une épaisse série monoclinale, plongeant vers le Nord. Dans la région de Ganties-Montespan, le manteau albo-cénomaniens discordant est crevé et laisse apparaître le substratum de calcaires urgoniens et jurassiques. Cet affleurement, très fracturé, montre une série monoclinale, à plongement sud, dans laquelle le Jurassique est directement transgressé par l'Aptien supérieur calcaire. Ce dispositif est analogue à celui rencontré, en profondeur, quelques kilomètres à l'Ouest, dans le forage de Pointis-Inard. L'existence de ce relief monoclinale « anté-cénomaniens » expliquerait la présence dans cette zone de brèches aux éléments de taille parfois considérable, assimilables à de véritables klipmes sédimentaires. On pourrait voir, à l'Est de l'épandage pontio-pliocène de Figarol, dans les affleurements (olistolithes ou pointements du socle ?) de Trias et de calcaires urgoniens qui apparaissent au sein de la série Flysch, un prolongement de cette structure.

Le contact méridional de la zone du Flysch, masqué en grande partie à l'Ouest du méridien d'Estadens par les formations quaternaires et les dépôts pontio-pliocènes est, au Nord de Castelbiague, concordant avec la série des marnes noires à spicules. A l'Est de la feuille, le flysch albo-cénomaniens prend en écharpe les plis qui affectent les terrains plus anciens.

Parmi ces plis, le plus oriental situé dans le prolongement de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan (feuille Saint-Girons), est représenté par les affleurements de dolomies jurassiques et de calcaires urgoniens formant la falaise qui s'élève en bordure de la route de Saint-Girons face au village de Mercenac. Il est suivi, au Sud, du synclinal de Caumont. Ce synclinal est légèrement déversé vers le Nord-Est. Le flysch albo-cénomaniens qui en constitue le remplissage vient reposer normalement au Nord, sur les calcaires urgoniens, par l'intermédiaire d'une brèche polygénique ; au Sud, il est en contact anormal avec les argiles bariolées et les ophites de l'accident triasique de Prat. Cet accident, constitué par une mince bande subverticale de Keuper, représente le prolongement de l'axe triasique du pli-faille de Montégut (feuille Saint-Girons).

Les trois unités ci-dessus de direction pyrénéenne, disparaissent sous les alluvions du Salat qui masquent leur relation avec le complexe de Bonrepaux. Ce complexe, qui fait saillie sur la rive droite du Salat dans la série albo-cénomaniens, du flanc sud du synclinorium du Lavin, est constitué, dans sa partie nord, par un vaste affleurement de Trias gypsifère. Deux bandes de terrains jurassiques et crétacés, séparées par un étroit couloir de Keuper, sont conservées dans la partie méridionale de l'affleurement. La première de ces bandes est constituée de terrains jurassiques subhorizontaux recouverts en discordance par les calcaires à Algues de l'Albien. Le lambeau méridional montre deux écaillés très redressées, de terrains jurassiques et aptiens, surmontées par des placages discordants de brèches polygéniques albo-cénomaniens.

Les calcschistes et les marnes à spicules qui affleurent au Sud-Ouest de l'accident triasique de Prat sont ployés en un mince repli synclinal dissymétrique, dont l'axe se situe très près de l'accident triasique. Le flanc sud-occidental de ce synclinal se développe jusqu'aux calcaires barrémiens du Mont de Chac et de Saleich-Vieille. Ces calcaires affectés, au Sud de la Roque, d'un important décrochement, de plus de 700 m de rejet, appartiennent au flanc oriental de l'accident anticlinal transverse de Saleich-Urau. Le cœur de cet accident, injecté de Keuper argileux, affleure à l'Ouest de Saleich, en une large bande méridienne. Cette vaste déchirure qui a permis au Trias de gicler au travers de la couverture secondaire, vient se refermer, au Nord de Chac, au sein de la série des marnes noires. Les calcaires barrémiens réapparaissent, à l'Ouest de Gêrus, sur le flanc occidental de l'accident de Saleich. Affectés de cassures transverses, ils sont nettement déversés vers l'Ouest, sur les marnes de l'Aptien. A l'Est de la vallée de l'Arbas, passant par la dépression de Murrets, Bausset et Gajan, une cassure subméridienne décroche la série des calcaires barrémiens qui vient en contact des

calcschistes et des marnes noires de l'Aptien supérieur, à la traversée du ruisseau de Riouris.

A l'Ouest de la vallée de l'Arbas, les couches s'organisent avec une direction sensiblement est-ouest. L'arc de terrains jurassiques, situé au Sud de la feuille appartient à la couverture septentrionale du massif hercynien de Milhas (feuille Aspet). Cette couverture plonge de 70° à 80° au Sud ; elle se complète régulièrement jusqu'à la série des marnes et calcschistes noirs de l'Aptien qui affleurent largement dans la grande bande synclinale qui court de Castelbague jusqu'à la limite occidentale de la feuille.

A ce synclinal succède au Nord un repli anticlinal dont le noyau de calcaires barrémiens est bien visible dans la région d'Encausse-les-Thermes. Comme le synclinal méridional, cet anticlinal est déversé vers le Nord ; il disparaît à l'Ouest d'Encausse sous les alluvions du Gers. Les marnes bédouliennes et les calcaires gargasiens de son flanc sud réapparaissent aux abords des Bains de Ganties où une faille nord-sud les met en contact avec les calcaires urgoniens de Ganties-Montespan. Le noyau anticlinal de calcaires barrémiens affleure à nouveau, à l'Est de l'épandage détritique pontio-pliocène d'Estadens, aux environs du village de Rouède. L'anticlinal, déversé vers le Nord dans la région d'Encausse-les-Thermes, passe ici à un pli-faille. Tandis que son flanc sud est complet, les marnes bédouliennes ainsi que les calcaires gargasiens de son flanc nord ont disparu, le cœur anticlinal de calcaires barrémiens vient s'appuyer par faille sur les assises du flysch albo-cénomaniens qui plongent de 60° à 70° au Sud. Ce pli s'ennoie très vite à l'Est, aux environs du village de Rouède, sur le bord méridional de la zone du Flysch, masqué par les colluvions et les dépôts quaternaires.

De nombreuses failles transverses affectent les plis de la couverture posthercynienne du massif de Milhas ; citons en particulier : la faille du Bois de Thouas qui se prolonge jusqu'aux environs d'Aumassère, les cassures méridiennes qui affectent les séries jurassique et crétacé inférieur à l'Ouest de Pujos, la faille de la vallée du Gers, celle de Gouillou et enfin l'accident de décrochement axé sur la vallée du Job sur lequel s'alignent les sources d'Encausse-les-Thermes.

## TERRAINS SÉDIMENTAIRES

### FORMATIONS DE VERSANT OU DE PIEDMONT

**E. Éboulis non fixés.** Ces dépôts fréquents dans les régions montagneuses sont peu abondants sur cette feuille. On les trouve cependant au pied de certaines parois rocheuses calcaires, ainsi qu'autour des masses d'ophite.

**A. Formations de versants : éboulis fixés, colluvions variées et limons soliflués.** Dans les éboulis fixés, les éléments clastiques sont cimentés par une matrice argilo-limoneuse.

Les colluvions et dépôts de remaniement variés sont, à la limite des diverses terrasses, des alluvions anciennes limoneuses remaniées et entraînées par solifluxion sur les pentes ; au pied des versants, les colluvions sont formées aux dépens des roches meubles : marnes, sables crétacés et tertiaires, calcschistes crétacés, molasse miocène.

En outre, ont été désignées sous cette notation les éluvions et colluvions limoneuses et caillouteuses de la surface du synclinal de Cassagne.

**Cm  
Fx. Colluvions miocènes et alluvions anciennes.** Dans les vallées de la Noue, la Louge et la Garrie (NW de la feuille) les versants orientaux très développés, sont occupés par des alluvions anciennes parfois solifluées que surmontent des colluvions issues de la molasse et des argiles à galets pontiennes. Souvent intimement mêlées, colluvions et alluvions anciennes ont été groupées sous la même notation.

**Cônes de déjection.** Sont figurés, notamment dans la vallée du Salat à l'Est de Bonrepaux et de Salies-du-Salat, dans la vallée de la Garonne près de Pointis-Inard, quelques cônes de déjection anciens assez bien individualisés.

#### FORMATIONS ALLUVIALES

Fz, Fy<sup>2</sup>, Fy<sup>1</sup>. **Alluvions holocènes et wurmiennes.** Elles se répartissent aussi bien dans la vallée de la Garonne que dans celle du Salat en trois nappes qui doivent appartenir respectivement pour la plus récente (Fz) au Würmien final et aux temps postérieurs (Holocène), pour les plus anciennes (étagées en deux terrasses, l'une de 3 à 5 m (Fy<sup>2</sup>), l'autre (Fy<sup>1</sup>) de 7 à 10 m) aux stades antérieurs de la glaciation wurmienne.

Ces datations semblent confirmées par la découverte, sur la feuille voisine de Cazères, à Capens (Noulet, 1854), dans un niveau équivalent au niveau le plus récent (Fz) d'*Elephas primigenius* ainsi que par l'absence, dans les niveaux les plus élevés (Fy<sup>1</sup>), d'industries préhistoriques, non remaniées, antérieures au Paléolithique supérieur. Les alluvions de la terrasse Fy<sup>2</sup> ont fourni près de Palaminy (feuille Le Fousseret) des restes de : *Elephas trogontherii* (Astre G., 1967), forme archaïque intermédiaire entre *E. primigenius* et *E. meridionalis*.

Le matériel détritique de ces alluvions, d'aspect frais, de teinte grisâtre, se compose d'un mélange très grossier, hétérogène, de sable, graviers, galets et blocs de granite, gneiss, ophite, schistes.

Il faut signaler une plus grande abondance des éléments d'ophite, dans les alluvions de la Garonne, à l'aval de son confluent avec le Salat. Cette rivière véhicule en effet 6 fois plus d'ophite que la Garonne (E. Rey, 1969). Les galets font en moyenne 10 à 20 cm de diamètre. Les alluvions récentes (Fz) renferment en moyenne 3 % d'éléments plus grossiers que celles des niveaux plus anciens (Fy<sup>2</sup> et Fy<sup>1</sup>). La présence de bancs de sable dans ces alluvions est assez fréquente. Dans la zone de balancement de la nappe phréatique, apparaissent parfois de petits niveaux d'alluvions consolidées (grep) par un ciment calcaire et ferrugineux. Ces nappes alluviales sont généralement recouvertes par un sol brun, du type « brun modal » évoluant, à l'aval de la cluse de Boussens, vers le type « sol brun légèrement lessivé ».

**Fx. Alluvions rissiennes, terrasse de la gare de Saint-Gaudens.** Présentes en rive gauche, dans la vallée de la Garonne et dans la basse vallée du Gers, elles n'y sont conservées qu'en lambeaux témoins de faible étendue dont le plus développé est celui de la gare de Saint-Gaudens. Cette nappe apparaît également au Nord de la feuille, à l'Ouest de Martres-Tolosane et va s'étaler largement vers l'aval (feuille Cazères) pour constituer la « basse terrasse de la Garonne » (G. Denizot).

Séparée des alluvions plus récentes par un talus net de 8 à 10 m de haut, elle domine l'étiage de 20 m à Saint-Gaudens et 30 m à Martres-Tolosane.

Les cailloux de cette terrasse comportent les mêmes espèces pétrographiques que celles des niveaux plus récents, mais ils s'en distinguent par leur degré d'altération : les granites sont souvent décomposés en arène, les schistes en argile et limons.

Les sols de cette terrasse sont du type sol lessivé, légèrement hydromorphe, sol lessivé dégradé à tendance podzolique, véritable bouboune.

Ces alluvions, par leur degré d'altération avancé, leur position topographique sous la terrasse de Saint-Gaudens (Fw), semblent pouvoir se rattacher à la terrasse de Labarthe-de-Neste attribuée au Riss par H. Alimen (1964).

Les industries préhistoriques récoltées dans cette nappe aux environs de Muret et de Toulouse (H. Breuil 1937, L. Méroc) semblent marquer la fin de l'évolution acheuléenne et les premières manifestations du Paléolithique moyen.

**Fw. Mindel : Alluvions anciennes de la terrasse de la ville de Saint-Gaudens.** Présentes dans la vallée du Gers, du Salat et de l'Arbas, ces alluvions sont surtout bien

développées dans la vallée de la Garonne.

Elles forment, en rive gauche, la terrasse de la ville de Saint-Gaudens et, en rive droite, le glacis alluvial de Montsaunès. Dominant partout le lit du fleuve de 60 m environ, cette terrasse se raccorde vers l'aval à la « moyenne terrasse de la Garonne » (Fx des feuilles Cazères, Muret, Toulouse).

Les éléments caillouteux de ces alluvions sont emballés dans une gangue argileuse de teinte ocre qui les cimente localement en un conglomérat résistant. Ces éléments sont hétérogènes mais les quartzites y prédominent. Les galets de granite, comme les galets de schiste et d'ophite sont tous très altérés, les quartzites patinés. L'épaisseur de ce dépôt dépasse rarement 15 mètres.

Cette terrasse continue la nappe mindélienne reconnue par H. Alimen (1964) dans la vallée de la Neste. Cette attribution stratigraphique est basée sur les similitudes des spectres pétrographiques et des faciès d'altération avec ceux du Mindel des vallées plus occidentales. Elle s'accorde bien avec la présence, dans les grottes qui s'ouvrent au-dessus de cette nappe (Montsaunès), d'une faune chaude archaïque (*Elephas antiquus*, *Macacus tolosanus*, *Rhinoceros mercki*, *Cervus elaphus*).

Les outils préhistoriques non roulés récoltés dans ces alluvions par H. Breuil (1937) et M. Cazedessus appartiennent tous à l'Acheuléen.

Les sols développés sur cette terrasse sont des sols complexes. Cette complexité est liée aux évolutions pédologiques anciennes (M. Icole, 1971). Le sommet de ces alluvions montre une épaisse zone d'altération avec rubéfaction et argilification intense qui constitue le témoin des horizons profonds d'un véritable paléosol. Ces alluvions sont fréquemment recouvertes par des limons (1 à 3 m de puissance) issus en général du remaniement du substratum, en l'occurrence, du paléosol sous-jacent. Le sol actuel est généralement un sol lessivé podzolique.

**Fv. Alluvions des hauts niveaux (anté-mindéliennes).** Au-dessus de la nappe mindélienne, généralement entourés par un talus couvert de masses importantes de solifluxions caillouteuses rubéfiées subsistent quelques témoins alluviaux d'un Quaternaire ancien (Günz). C'est à ces hauts niveaux que l'on peut rattacher les placages alluviaux de la rive droite du Gers entre Ganties et Soueich, ceux de Beauchalot, Lestelle, Montsaunès dans la vallée de la Garonne et ceux qui, aux abords de la vallée du Lavin, près de Marsoulas, apparaissent sur le bord sud du synclinal de Cassagne.

Dominant la basse plaine d'une centaine de mètres dans la vallée de la Garonne, ces alluvions ont subi une altération poussée et une évolution pédogénétique de type sol rouge. Elles sont généralement totalement lessivées et seuls subsistent les quartz, parfois rubéfiés, et quelques quartzites à épais cortex d'altération.

**P-m<sup>4</sup>. Pontio-Pliocène.** A l'Ouest de la vallée de la Garonne, les formations caillouteuses et limoneuses qui forment un important placage entre Figarol et Estadens, de même que les nombreux témoins d'épandage détritique qui subsistent sur les crêtes de part et d'autre de la vallée du Salat, ont été rapportés au Pontien et au Pliocène. En effet, ces dépôts constitués de galets de quartzites, quartz, lydiennes, considérés traditionnellement comme homologues du Pliocène de Lannemezan, comportent cependant localement, à leur partie inférieure, des niveaux d'argiles bigarrées à galets siliceux à faciès typique du Pontien. Ces argiles sont, à Castelbriague et Pointis (Nord de Bonrepaux), exploitées pour la poterie et la céramique.

Il n'est pas exclu, en outre, que parmi ces dépôts détritiques certains représentent des témoins d'alluvions anciennes (J.J. Lagasque, 1971) tels par exemple les placages de la rive gauche du Salat au-dessus de Hiis et Castagnède.

**m<sup>4</sup>. Pontien : argiles à galets.** Les argiles à galets forment les placages qui couronnent les collines molassiques au Nord de Saint-Gaudens.

Ce sont des argiles sableuses bariolées de traînées gris verdâtre ou blanchâtre, dans lesquelles sont noyés des galets siliceux de diamètre généralement inférieur à 10 centimètres. Ces galets sont essentiellement de quartz, quartzites et lydiennes. Les

éléments schisteux, granitiques ou calcaires sont rares ou absents. Souvent lessivée, cette formation laisse alors apparaître en surface les galets libres entre eux.

Datés par la faune à *Hipparion gracile* des argiles à lignite d'Orignac (Hautes-Pyrénées), les dépôts pontiens témoignent comme les précédents (P-m<sup>4</sup>) d'un épandage abondant de nature torrentielle. Ils constituent, ici, les affleurements les plus orientaux du grand cône de déjection pontien du plateau de Lannemezan.

m<sup>3-2</sup>. **Tortonien inférieur - Helvétien supérieur p.p. : Molasses.** Les terrains miocènes sous-jacents aux argiles à galets pontiennes affleurent dans le quart nord-est de la feuille. Ils s'allongent sur les côtes qui séparent le Jô de la Garonne et forment d'importants placages discordants sur les plis des Petites Pyrénées.

Ces dépôts continentaux, qualifiés de « molassiques », sont faits d'alternances de bancs calcaires, de marnes grumeleuses, de grès calcareux, de conglomérats et d'argile. Les niveaux détritiques sont peu abondants sur le territoire de la feuille, qui est située sur la marge orientale d'une zone d'épandage détritique subméridienne, axée sur la vallée montagnarde de la Garonne.

Ce complexe molassique appartient en majeure partie aux deux niveaux les plus élevés de la molasse aquitaine (F. Cruzel, 1956) correspondant respectivement, à la molasse de Montréjeau et à celle de Saint-Gaudens. La molasse de Montréjeau est datée du sommet du Tortonien inférieur par la faune de Ponlat et de la tuilerie Birabent (feuille Montréjeau) à *Tetralophodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Sus palaeocheirus*, etc.. L'âge de la molasse de Saint-Gaudens est donné par la faune de la tuilerie de Valentine (Tortonien inférieur basal) à *Zygalophodon pyrenaicus*, *Dinotherium cuvieri*, *Dryopithecus fontani*, etc..

Dans la région de Saint-Élix-Séglan, aux abords de la vallée de la Noue, la base de la série molassique atteindrait le niveau du « calcaire d'Alan », (F. Cruzel, 1956) et descendrait ainsi dans l'Helvétien supérieur.

e6-4d. **Bartonien à Ilerdien supérieur : Poudingues de Palassou.** Poudingues à galets presque exclusivement calcaires alternant avec des bancs de grès jaunâtres, des argiles rouges, des niveaux molassiques.

Les cailloux calcaires composant le poudingue, souvent impressionnés, proviennent de la destruction des roches de la région. Ils ont été fournis le plus souvent par les calcaires sublithographiques du Dano-Montien, parfois par les calcaires du Thanétien supérieur et le Calcaire nankin (Maestrichtien).

Cette formation détritique hétérogène plissée, témoigne de la démolition de la chaîne pyrénéenne nouvellement formée ; elle occupe les synclinaux des Petites Pyrénées : *synclinal de Bouzin*, *synclinal de Cassagne* et *affleure au Nord de l'anticlinal de Plagne*, sur la route de Mauran à Cazères, et sur les berges de la Garonne.

Le sommet de ces couches continentales azoïques est Bartonien ; leur base, classiquement datée du Lutétien moyen par la présence (près de Mirepoix) de *Lophiaspis baicheri* dans une molasse gréseuse dite « grès de Saint-Quentin » alternant avec des poudingues du type Palassou, a été ici rapportée à l'Ilerdien supérieur. En effet, ces couches reposent sur des assises marines de l'Ilerdien moyen.

e4b, e4c, e4b-c, e4a. **Ilerdien inférieur et moyen : Grès de Furne (e4c), Calcaires de Mancieux et marnes subordonnées (e4b), marnes et marno-calcaires à *Alveolina cucumiformis* (e4a).** Les dernières assises marines de l'Éocène sont rapportées à l'Ilerdien inférieur et moyen.

Si le terme d'Ilerdien a été choisi plutôt que celui d'Yprésien dont il est en partie synonyme, c'est parce que les études récentes (Y. Tambareau, J. Villatte, 1968) ont montré que, autant il est aisé de comparer les séries des Petites Pyrénées à celles de l'Espagne où le parastratotype de l'Ilerdien a été défini (H. Schaub et L. Hottinger, 1960), autant il est délicat de faire des corrélations précises avec les faunes du bassin de Paris. L'Ilerdien inférieur et moyen correspond au Nummulitique marin de la feuille Saint-Gaudens au 1/80 000.

Trois ensembles ont été distingués :

**Les Grès de Furne : grès et conglomérats** (84c). Sous les Poudingues de Palassou, les dernières couches marines sont constituées par des grès calcaires jaunâtres. Bien développés à l'Ouest de Belbèze (20 m) ces grès y étaient autrefois activement exploités en carrières souterraines. Cette formation intercalée de bancs calcaires organo-détritiques et de marnes jaunâtres à petits Foraminifères, Ostracodes, débris de Lamellibranches et Gastéropodes se charge au Sud du Fréchet de niveaux conglomératiques à éléments calcaires analogues aux Poudingues de Palassou. Sus-jacente au dernier niveau de l'Ilerdien inférieur, elle peut être rattachée à l'Ilerdien moyen.

**Les Calcaires de Mancieux et les marnes subordonnées** (84b). Les Grès de Furne surmontent une dizaine de mètres de marnes jaunâtres plus ou moins sableuses à faune abondante, *Nummulites globulus*, *N. atacicus*, *Operculina ammonea*, *O. granulosa*, *Ostrea gigantea*, *Turritella trempina*, Naticidés, superposées à des calcaires massifs (60 m) anciennement exploités à Mancieux comme pierre ornementale (Marbre de Mancieux).

Ces calcaires groupés avec les marnes sous la même notation (84b), sont des calcaires organogènes rougeâtres, pétris d'Algues Mélobésiées (*Archeolithothamnium lugeoni*, *A. ellipticum*, *Mesophyllum*, etc.), de Bryozoaires, de Discocyclines, d'Operculines, d'Orbitolites et d'Alvéolines dont *Alv. ellipsoidalis*. Ils se chargent fréquemment à leur partie supérieure de petits grains de quartz. La présence d'*Alv. ellipsoidalis* permet de rattacher ces niveaux à la partie supérieure de l'Ilerdien inférieur.

**Marnes et marno-calcaires à *Alveolina cucumiformis*** (84a). L'Ilerdien inférieur basal essentiellement marneux (40 m environ) comporte du sommet à la base :

- des marnes grises glauconieuses à Bryozoaires, *Operculina granulosa*, *Spondylus eocenus*, Térébratules ;
- des calcaires argileux et des calcaires blancs à Miliolles abondantes, *Orbitolites* gr. *biplanus*, Dasycladacées, Ostracodes, Operculines, Alvéolines flosculinisées dont *Alv. cucumiformis* ;
- des marnes grises ou jaunâtres parfois gypseuses à Miliolles, Ostracodes, *Alveolina cucumiformis*, *Alv. avellana*, *Orbitolites* gr. *biplanus*, *Davresina tenuis*, etc.. Ces marnes ont fourni près du Fréchet une riche faune de Mollusques avec *Velates schmideli*, « *Natica* » *scalata*, *Rostellaria costulata*, *Ostrea*, etc..

83. **Sparnacien : marnes à Huîtres, calcaires à *Alveolina laevis*, grès et sables.** Il s'agit d'un complexe de marnes, calcaires et grès dans lequel existe une seule zone de grand Foraminifère caractérisée par *Alv. laevis*. Le terme de Sparnacien conservé pour ce complexe ne préjuge pas de son âge réel, mais évoque seulement sa position relative entre l'Ilerdien et le Thanétien marin.

Dans le flanc sud de l'anticlinal de Plagne, le Sparnacien offre du sommet vers la base la coupe suivante (Y. Tambareau, 1968) :

- grès roux, marnes et poudingues à Miliolidés, couronnés par un banc repère de calcaire dolomitique brun (25 m) ;
- calcaires à Algues avec *Nummulitoïdes azilensis* et *Discocyclina seunesi* (10 m) ; calcaires compacts à Polypiers et Algues (12 à 15 m) ;
- calcaires très riches en *Echinanthus* (*E. subrotundus*, *E. scutella*, etc.) à *Planorbulina cretae*, Algues (*Pseudolithothamnium album*, *Distichoplax biserialis*) ; Miliolidés, Rotaliformes, où existe un niveau riche en *Al. laevis* ;
- marnes grises (8 m) à Huîtres (*O. uncifera*, *O. perangusta*), Ostracodes, dans lesquelles s'intercalent quelques minces horizons de calcaires sublithographiques bruns à Characées.

Dans le flanc sud du dôme d'Aurignac, le niveau supérieur devient presque exclusivement sableux sous l'horizon repère dolomitique. Ces sables sont exploités en carrière à l'Est du Fréchet. Les apports détritiques importants de la fin du Sparnacien correspondent, à l'Ouest du Plateau de Lannemezan, à une interruption brusque de la sédimentation marine auquel a succédé la transgression ilerdienne.

e2b. **Thanétien supérieur.** Il correspond à un ensemble calcaire de 50 m de puissance, dans lequel Y. Tambareau (1964) a distingué quatre horizons dont les faciès les plus généralement représentés sont du sommet vers la base :

- d - calcaire généralement gréseux à *Alveolina primaeva* et *Fallotella alavensis* ;
- c - calcaire franc parfois crayeux à *Alv. primaeva*, *F. alavensis* et nombreux Miliolidés. Ce niveau anciennement exploité au Nord de Belbèze (Pierre de Belbèze) contient à la base près de Laffite-Toupière un banc riche en *Phrygia pyrenaica* ;
- b - calcaire marneux à Algues : *Distichoplax biserialis*, *Pseudolithothamnium album*. Ces calcaires sont fossilifères à Pédegas-d'en-haut, près de Belbèze, (*Plesiolampas*, *Echinanthus*, « *Natica* » *scalata*, *Ampulella gleizesi*, *Turritella ignota*, etc.) ;
- a - calcaire ou grès à *Operculina heberti* et *Discocyclus seunesi*.

Cette série néritique essentiellement calcaire ou calcaréo-marneuse dans le synclinal de Latoue et sur les flancs du synclinal de Cassagne, se charge vers le Nord et l'Ouest de niveaux terrigènes sableux ou gréseux. Ces variations se marquent sur les horizons extrêmes.

Ainsi le niveau à *O. heberti*, calcaire ou calcaréo-marneux, dans la portion méridionale des Petites Pyrénées, est représenté dans le flanc nord de l'anticlinal de Plagne par des marnes gréseuses glauconieuses et des grès roux riches en Ostracodes et Lamellibranches (gisement de Tapiau) : *Lucina tapiauca*, *Pseudomiltha* aff. *corbarica*, etc.. Il passe latéralement sur les flancs de l'anticlinal d'Aurignac à des grès souvent grossiers et des sables pauvres en Foraminifères. Le niveau à *Alv. primaeva* et *F. alavensis* qui termine la série thanétienne montre le même phénomène.

Il faut noter cependant une exagération des faciès gréseux dans la partie occidentale du flanc nord de l'anticlinal de Saint-Marcet—Saint-Martory. A Saint-Élix-Séglan, les grès et sables ont envahi tout l'horizon ; ils s'y montrent fossilifères avec : *Echinanthus* cf. *jacobi*, « *Natica* » *scalata*, *N. tournoueri*, *Cerithium* (*Thericium*) cf. *semicostatum*, etc..

e2a. **Thanétien inférieur.** Cette formation peu résistante, généralement sableuse ou calcaréo-marneuse, se marque, sur les flancs des plis des Petites Pyrénées par une combe située entre les crêts calcaires du Thanétien supérieur et du Dano-Montien. Longtemps attribuée au Montien, elle fut récemment (J. Villatte, 1962), grâce à une étude approfondie de la macrofaune et de la microfaune, rapportée au Thanétien inférieur.

Ce dernier est représenté dans les Petites Pyrénées par cinq niveaux définis par J. Villatte (1962). Ces niveaux se retrouvent dans la série la plus variée relevée dans le flanc sud de l'anticlinal de Plagne. Celle-ci comporte de haut en bas :

- 5 - un complexe à *Micraster tercensis* avec : calcaires gréseux à *M. tercensis*, *Hemiaster garumnicus*, *O. heberti*, *D. seunesi* (10 m environ), calcaires marneux et marnes grises à *Pycnodonta leymeriei*, débris de Gastéropodes, Globigérines, *Globorotalia pseudomenardii* (J. Villatte, M. Toumarkine, 1971) (3 à 4 m), calcaire grésoglaucieux et grès à *M. tercensis* (1 à 2 m) ;
- 4 - des grès jaunes ou rouges et des sables à *Ostrea bellovacensis*, *Gryphostrea eversa*, *Echinanthus* (15 m) ;
- 3 - calcaire à faune de Mollusques dite « faune de Biouès » (près du Plan, feuille Le Mas-d'Azil), (10 m environ) ;
- 2 - calcaires à moules de Naticidés très fossilifères au Nord de Belbèze près de la ferme Montpeyroux avec : *Pleurotomaria danica*, *Arca coloniae*, *Ostrea sella*, *O. coloniae*, *Microopsis pouechi* etc. (10 m) ;
- 1 - calcaires compacts et pseudo-oolithiques à Milioles, Algues, *Miscellania*, Bryozoaires, *Echinanthus*, (10 à 15 m).

A l'Ouest de la vallée de la Garonne, dans le synclinal de Latoue et dans la vallée de la Noue, sous le complexe calcaréo-gréseux à *M. tercensis* (fossilifère au Tuco, au SW de Bouzin) la partie inférieure de la formation est à l'état de sables ou de grès.

Dans le flanc sud de l'anticlinal d'Aurignac, au Nord de Cauban et de Malassang,

sables et grès envahissent presque totalement la série.

Ces apports sableux issus du Massif Central (Vatan, 1946) ont profondément influencé les conditions bathymétriques des dépôts du Thanétien inférieur. Ces sables et grès, tendant à combler le bassin marin, ont provoqué un déplacement de la zone de sédimentation vers le Sud (J. Villatte, 1962). Ce phénomène se marque surtout sur le niveau à *M. tercensis*, postérieur au dépôt des sables et des grès. En effet, c'est vers le Sud que ce niveau est le plus puissant en même temps qu'il témoigne, là, des conditions de dépôt les plus profondes.

**e1, e1C, e1D. Dano-Montien.** Le terme Dano-Montien désigne un ensemble de dépôts argileux et surtout calcaires, datés seulement par leur position stratigraphique entre le Thanétien et le Maestrichtien marins.

Le Dano-Montien (150 m) est représenté à sa partie supérieure par un niveau peu épais de marnes rouges ou d'argiles versicolores. Surtout bien développées à l'Est de la feuille, elles ne renferment que des *Microcodium* et quelques Characées mal conservées.

Ces argiles surmontent une formation essentiellement calcaire. A l'Ouest de la feuille, dans la région de Saint-Marcet et de Larcen, on relève une série à faciès marins prédominants faite de : calcaires grumeleux à Miliolidés, Algues, Bryozoaires, calcaires finement recristallisés localement dolomitiques, calcaires faiblement argileux à Algues et petits Foraminifères. Dans la région d'Aulon et de Latoue, le Dano-Montien présente un faciès lagunaire avec, au sommet, un calcaire gris à beige, finement grumeleux, sublithographique à petits silex (e1C) ; à la base, une dolomie blanche crayeuse (e1D) vacuolaire ou pseudo-oolithique à intercalations de bancs spathiques rosés, formant deux ensembles distincts. Dans la région de Plagne, on retrouve les deux ensembles précédents. Le calcaire sublithographique montre de fréquents accidents siliceux et renferme localement quelques minces intercalations de dolomie pseudo-oolithique. Les dolomies blanches crayeuses sont peu à peu remplacées par des calcaires grumeleux à silex avec encore quelques Miliolies et des *Microcodium*.

Plus à l'Est, les influences marines disparaissent et l'ensemble de la série passe latéralement au calcaire lithographique d'eau douce équivalent du Calcaire de Rognac.

**C7c. Maestrichtien supérieur : Marnes d'Auzas.** Dans la région d'Auzas, le Maestrichtien supérieur est composé de marnes argileuses grises, par place bariolées, intercalées de bancs calcaréo-marneux et de niveaux gréseux.

Ces marnes épaisses d'environ 250 m, renferment des Characées. La microfaune a surtout fourni des Orbitoïdés : *O. media*, *Omphalocyclus macroporus*, etc.. La macrofaune montre un mélange d'espèces marines (*Pycnodonta vesicularis*, « *Cerithium* » *costulatum*, « *Hippurites* » *radius*) et saumâtres (« *Cyrena* » *garumnica*, *Actaeonella baylei*, *Dejanira heberti*, *Melanopsis*) ; ces dernières semblent surtout se localiser à la base de la série.

Dans les régions occidentales (Saint-Marcet) le caractère saumâtre s'atténue et l'on observe un ensemble de marnes et d'argiles calcaires légèrement gréseuses avec de nombreux Foraminifères : *Siderolites calcitrapoïdes*, *S. vidali*, *O. media*, *O. apiculata*, *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, *Nummofallotia*.

A l'Est de la vallée de la Garonne par contre, les influences continentales se font davantage sentir. Les couleurs vives tendent à envahir toute la série. Les marnes argileuses à Cyrènes et Huîtres, se montrent fréquemment intercalées de niveaux sableux et gréseux, parfois même d'assises ligniteuses. Ces dernières auraient fourni (A. Leymerie, 1881), au Sud de Marsoulas de nombreux restes de Reptiles (Crocodiliens et Chéloniens).

**C7b. Maestrichtien moyen : Calcaire nankin.** Les Marnes d'Auzas surmontent des calcaires compacts en gros bancs de 130 m à 160 m de puissance. De teinte généralement roussâtre (nankin), ils sont associés à des niveaux marneux ou

calcaréo-marneux parfois assez puissants (carrière de Mèlère à l'Est de Boussens).

Ces calcaires à faciès néritique, finement gréseux, renferment une faune relativement abondante et variée avec : *L. socialis*, *Simplorbites gensacicus*, *Exogyra pyrenaica*, *E. larva*, *Pycnodonta vesicularis*, *Rhynchonella eudesi*, *Otostoma rugosum*, *Echinoconus gigas*, etc.. On y trouve des dents de *Lamna* et aussi des débris flottés de squelettes de Reptiles Dinosauriens dont une hémimandibule gauche d'*Orthomerus* (\*). La présence de ces restes de Reptiles continentaux témoigne de la relative proximité d'une terre émergée.

A l'Est de la vallée de la Garonne, les calcaires se chargent de dragées de quartz et de niveaux gréseux roussâtres. Les cailloux quartzeux sont parfois si abondants que la roche devient par place un poudingue fin à ciment calcaire. A l'Est du méridien de Cérizols, les apports détritiques deviennent de plus en plus abondants ; on constate la présence, au milieu du Calcaire nankin, d'intercalations des sables quartzeux roussâtres, de plusieurs mètres d'épaisseur et de niveaux ligniteux. Le Calcaire nankin passe ainsi progressivement vers l'Est par l'intermédiaire des couches saumâtres de la Chalaguère (feuille Le Mas-d'Azil) aux faciès détritiques continentaux des Grès de Labarre (feuille Foix).

Dans la partie occidentale de la feuille, le Calcaire nankin, rose vif à rouge, très riche en Orbitoïdés devient plus finement gréseux et argileux. La base de la formation passe latéralement à une alternance de marnes jaunâtres et de bancs décimétriques de calcaires gréseux roux annonçant les marno-calcaires jaunes de Gensac (feuille Boulogne-sur-Gesse).

#### C7a-6. Maestrichtien inférieur à Campanien : Marnes de Plagne et de Saint-Martory.

Cette formation affleure, avec inversion de relief, dans le cœur des anticlinaux des Petites Pyrénées. Il s'agit d'une série rythmique de type flysch où des marnes gris verdâtre, finement sableuses ou argileuses à débit écaillé et cassure conchoïdale, alternent avec des bancs calcaréo-argileux ou calcaréo-gréseux décimétriques.

La transition avec le Calcaire nankin se fait par l'intermédiaire de bancs calcaréo-argileux gris, fossilifères notamment au Picon de Roquefort (Est du P.C. 416) où Leymerie a récolté : *Rhynchonella eudesi*, *Exogyra pyrenaica*, *Inoceramus cripsi* et de nombreux Orbitoïdés. Sur la bordure nord de la boutonnière anticlinale de Saint-Martory, la série marneuse comporte, 250 m environ au-dessous du Calcaire nankin, une intercalation de calcaires silicifiés vacuolaires. Cette assise a fourni, près de la ferme Paillon, de très nombreux fossiles silicifiés notamment : *Radiolites spongicola*, *Hippurites*, *Orbignya radiosa*, des Polypiers et de nombreux Spongiaires. Ces calcaires bioclastiques, outre la macrofaune précitée, renferment une microfaune maestrichtienne avec : *Siderolites calcitrapoïdes*, *Lepidorbitoïdes socialis*, *Orbitoïdes media*, *O. apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Nummofallotia*.

Sous ces niveaux supérieurs, la formation marneuse inférieure, pauvre en macrofaune (*Echinoconus gigas*, *Echinocorys ovatus*, *Baculites anceps*) est riche en Foraminifères pélagiques dont : *Globotruncana arca*, *Gl. ventricosa*, *Gl. fornicata*, *Gl. elevata*, *Gl. gr. lapparenti*, *Gl. tricarinata*, *Gavelinopsis volzianus*. Cette association microfaunistique confirme l'attribution au Campanien de la partie inférieure des marnes de Plagne et de Saint-Martory. Cette attribution avait été faite par R. Buxtorf (1930) à la suite de la découverte, dans le flanc sud du synclinal de Cassagne, près de Bedeille (feuille Le Mas-d'Azil) d'une faune de Rudistes de cet âge (*Vaccinites robustus*, *V. archiaci*, *Orbignya heberti*, *Praeradiolites subtoucasii*, *Plagioptychus*).

La série complète du Crétacé supérieur n'apparaît qu'en sondages ; en surface les accidents tectoniques ont interrompu la continuité de la série.

Dans les coupes des forages implantés dans les Petites Pyrénées, les géologues pétroliers distinguent au sommet, une épaisse série de caractère flysch qu'ils subdivisent en un « flysch supérieur » de teinte claire et un « flysch inférieur » nettement plus sombre, argilo-marneux, parfois légèrement gréseux ou bréchiique. Cette série Flysch s'étage du Sénonien au Maestrichtien

\* (Détermination P. Taquet, C.N.R.S., Muséum National d'Histoire Naturelle).

inférieur. Seule sa partie supérieure vient en affleurement et constitue la formation des « Marnes de Plagne » décrite ci-dessus. L'épaisseur de ce flysch s'accroît au Nord-Ouest vers le Sud-Est, de 1 700 à 2 000 m dans la région de Saint-Marcet—Saint-Martory, elle passe à près de 3 000 m au Sud de Plagne.

Les termes de base du Crétacé supérieur sont essentiellement bréchiques et argilo-gréseux. On y distingue plusieurs faciès :

- une brèche marno-calcaire : brèche intraformationnelle constituée par des éléments de calcaire noduleux emballés dans une marne silteuse fréquemment glauconieuse ;
- une brèche polygénique à éléments d'ophite, de calcaires divers, de schistes noirs, de dolomies ;
- des grès plus ou moins grossiers, alternant parfois avec des marnes et des argiles noires, fréquents à la base de la série ;
- enfin, on y rencontre quelques rares bancs ou lentilles calcaires (calcaire récifal entre 1 598 et 1 638 m au sondage SM 15).

Cette série de base s'étage du Cénomaniens au Sénonien inférieur. Son épaisseur, de 300 m environ dans les sondages de Propriary, s'accroît brusquement vers l'Est à la traversée de la Garonne pour atteindre près de 600 m au Sud-Est des sondages de Plagne. Pendant toute la période considérée (Cénomaniens-Sénonien inférieur) on constate l'existence d'un seuil paléogéographique subméridien (faille ou flexure) axé sur la vallée de la Garonne (\*) séparant deux zones de faciès différents.

Au Cénomaniens, alors que se déposaient à l'Est du seuil garonnais des faciès gréseux côtiers subcontinentaux, se sédimentaient dans la zone de Saint-Marcet—Saint-Martory des brèches intraformationnelles ou polygéniques, faciès de transition entre les faciès côtiers orientaux et septentrionaux et les faciès plus profonds méridionaux. Pendant cette même période se produisait dans la région d'Aurignac (feuille Le Fousseret) d'importants épanchements éruptifs. Ces roches éruptives n'apparaissent pas dans les sondages implantés sur le territoire de la feuille, sinon localement, à l'Ouest de la Garonne (Azs 2), en éléments dans les brèches.

Au Turonien et au Sénonien inférieur, le schéma précédent ne se modifie guère. Les brèches intraformationnelles sont localisées à l'Ouest de la Garonne ; à l'Est de cette vallée (Plagne), on rencontre des faciès de brèche, calcaires gréseux et grès, faisant la transition avec les faciès côtiers subcontinentaux situés plus au Nord.

**C5-2. Cénomaniens à Santonien : brèches et flysch marno-calcaire.** Les premiers terrains du Crétacé supérieur affleurants, immédiatement antérieurs aux Marnes de Plagne, apparaissent selon une longue bande d'orientation Est-Ouest pincée en écaïlle sur la bordure septentrionale de l'accident frontal nord-pyrénéen. A ces terrains se rattache l'écaïlle de flysch qui ressort au sein du Trias éjecté de Betchat, au Nord de la ferme Ponsolle.

Ils comprennent des brèches et un flysch marno-calcaire. Les brèches polygéniques comportent des éléments hétérométriques allant du centimètre au mètre. Ces éléments comportent des galets de granites, des paquets de schistes ou de psammites paléozoïques, des blocs de calcaires jurassiques, des calcaires à « Mélobésiées » et Orbitolines. Cette brèche localisée à l'Ouest de Belloc, est surmontée par des marno-calcaires gris clair suivis de marnes grises à gris verdâtre, alternant avec de petits bancs de grès calcaires micacés.

Les marnes ont fourni une microfaune à *Gl. concavata*, *Gl. lapparenti*, *Gl. coronata*, *Gl. gr. renzi angusticarinata*. B. Peybernès et P. Souquet (1970) signalent, dans des passées microbréchiques, la présence de *Gl. renzi*, *Marginotruncana* cf. *pseudolinneiana*, des Rotalidés. Ces auteurs ont en outre, localement identifié dans cette série, sur la feuille voisine (Le Mas-d'Azil) divers niveaux caractéristiques du Cénomaniens supérieur et du Turonien : calcaires à Préalvéolines et Radiolites, à Ovalvéolines, Cunéolines et *Nezzazata*, à Cunéolines, Vidalines et Dictyopselles.

Cette série, attribuée depuis R. Buxtorf (1930) au Cénomaniens, s'étage donc du Cénomaniens supérieur au Santonien.

**C2-1b, C2-1bB, C2-1bBp. Albo-Cénomaniens.** Il occupe au Sud de l'accident frontal nord-pyrénéen une bande de 4 à 5 km de largeur qui d'Ouest en Est traverse le territoire de la feuille. Cette formation transgressive et discordante est très hétérogène ; elle est essentiellement constituée d'un flysch marno-gréseux de conglomérats et de

\* La localisation au voisinage de la vallée de la Garonne de la zone d'ennoyage et de relais des plis sous-pyrénéens a été certainement favorisée par l'existence et le rejou de cet accident lors de la phase pyrénéenne.

brèches. Ces sédiments tectogénétiques se sont déposés dans le sillon subsident nord-pyrénéen en bordure de la plate-forme continentale septentrionale.

Le flysch marno-gréseux (C2-1b) est composé de bancs de grès et de microbrèches à ciment calcaire alternant d'une manière rythmique avec des marnes gréseuses noires parfois pyriteuses. Dans ce flysch s'intercalent des bancs et des niveaux importants de brèches et de conglomérats polygéniques (C2-1bB). Le ciment de ces conglomérats, généralement de teinte sombre gris foncé à noir, est marno-gréseux ou argilo-calcaire. Les éléments sont paléozoïques : schistes, calcaires, lydiennes, ou mésozoïques : blocs d'ophite, calcaires liasiques, dolomies jurassiques, calcaires urgoniens. Leur taille est très variable (du centimètre au mètre). Ces conglomérats s'enrichissent en éléments paléozoïques en allant vers le Nord. Cette formation emballe des blocs de plusieurs mètres cubes (kl), du type des « klippes sédimentaires » décrites par P. Lamare dans le massif de Mendibelza (Pyrénées-Atlantiques). Ces « klippes » sont faites de dolomies jurassiques, de calcaires urgoniens ou barrémiens. Parfois aussi il s'agit de lentilles de calcaires subécifaux, synsédimentaires, démantelés et repris dans les conglomérats. L'on peut parfois se demander si certains affleurements de terrains préexistants de grandes dimensions, tels que la lame de Trias ou les blocs de calcaires urgoniens situés au Sud de Figarol, représentent des olistolithes ou des pointements du substratum.

La série albo-cénomaniennne débute fréquemment par des brèches. Ces brèches de base sont localisées en bordure du Massif primaire de Betchat-Bagert ou au voisinage de paléoreliefs qui ont rejoué lors de la sédimentation du flysch (Montespan et Bonrepaux). Elles empruntent leurs éléments au substratum immédiat. Dans la région de Montespan et Bonrepaux, elles sont polygéniques, composées d'éléments jurassiques et crétacé inférieur ; par contre, en bordure du massif de Betchat-Bagert, ce sont des brèches monogéniques à éléments essentiellement paléozoïques (C2-1bBp) calcaires et surtout schisteux. A l'Ouest de Betchat, ces brèches rapportées récemment au Crétacé supérieur (P. Souquet, B. Peybernes, 1970), avaient été longtemps attribuées à une mylonite de terrains primaires. Sur la bordure de la zone albo-cénomaniennne le flysch marno-gréseux passe localement (en particulier au Nord de Castelbiague) de façon progressive et en accordance, à la série des marnes schisteuses noires de l'Albien inférieur.

Les bancs microbréchiqques ou les lentilles calcaires (Rieucaze) intercalés dans ce complexe renferment assez fréquemment des Algues Floridées dont : *Agardhiellopsis cretacea*, *Kymalithon belgicum*, *Paraphyllum primaevum*, des Polypiers, des Orbitolines. Sur la foi des fossiles rencontrés (*Trocholina lenticularis*, *Hedbergella washitensis*) dans de telles intercalations calcaires par B. Peybernes et P. Souquet (1970), sur la feuille Le Mas-d'Azil, et compte tenu de la superposition de ce complexe aux marnes noires de l'Albien inférieur, l'on peut admettre avec ces auteurs pour cette série un âge albien moyen à cénomaniennne.

Il n'est pas exclu toutefois que cette formation, à l'Ouest de la vallée du Salat, monte plus haut dans la série. En effet, dans la partie occidentale de la feuille, au-delà de la vallée de la Garonne, l'accident frontal nord-pyrénéen est débordé par le flysch marneux campano-maestrichtien, comme en témoignent la présence au Nord de Saint-Gaudens, d'un affleurement de flysch de cet âge, et les données des forages pétroliers. La série détritiquue de type wildflysch s'étend alors, là, sur l'intervalle Albien moyen-Sénonien inférieur.

**Aptien supérieur et Albien inférieur p.p. : Marnes noires de l'Albien inférieur p.p. (C1aM) et de l'Aptien supérieur (n6M), calcschistes de l'Aptien supérieur (n6) et de l'Albien inférieur (C1a), calcaires subécifaux à Algues Floridées de l'Albien inférieur (C1aA), calcaires subécifaux à *Toucasia* de l'Aptien supérieur (n6U), calcaires marneux du Gargasien inférieur (n6C).** L'ensemble Aptien supérieur—Albien inférieur p.p. affleure dans la partie sud de la feuille en une bande d'orientation est-ouest qui fait suite à la zone du flysch. Cet ensemble de 1 500 m de puissance environ constitue

un complexe, localement transgressif et discordant sur les terrains antérieurs, où domine une puissante série de marnes noires d'âge aptien supérieur (n6M) à albien inférieur (c1aM), intercalées de niveaux indurés calcschisteux de même âge (n6 et c1a). Ces marnes surmontent des calcaires marneux (n6C) du Gargasien inférieur.

Ces faciès sont susceptibles de variations latérales rapides. Ils passent localement à des faciès calcaires subrécifaux, à Algues « Mélobésiées » dans l'Albien (c1aA), à *Toucasia*, Algues, Polypiers et Orbitolines (faciès urgonien) dans l'Aptien supérieur (n6U).

**Marnes schisteuses noires, n6M, c1aM.** Elles remplissent le synclinal de Soueich, se développent dans la région de Castelbiague, et constituent l'enveloppe du pli-faïlle anticlinal de Saleich. Ce sont des marnes noires argileuses, micacées, pyriteuses, parfois finement gréseuses, localement colorées en rose violacé par des oxydes de fer (col de Soueich). Elles renferment de nombreux spicules de Spongiaires, des Globigérines et quelques Foraminifères arénacés sans valeur stratigraphique. Il est à signaler que les marnes intercalées dans les calcaires urgoniens au Sud de Montespan ont fourni un fragment d'Ammonite : *Tonohamites* sp. aff. *limbatus* et un Gastéropode : *Semisolarium carcitense* tous deux d'âge aptien. Leur partie supérieure doit être rapportée aux tous premiers niveaux de l'Albien comme le confirme la découverte (\*) dans la carrière de Lacave d'une Ammonite de cet étage : *Hypacanthoplites* sp.

**Intercalations de niveaux marneux, calcschisteux, indurés** (figurés sous la notation c1a dans l'Albien inférieur et n6 dans l'Aptien supérieur).

Ils sont parfois plus carbonatés, mais le plus souvent de même nature pétrographique que les marnes noires à spicules auxquelles ils passent très vite latéralement.

Ces intercalations calcschisteuses, en particulier les deux niveaux qui apparaissent assez régulièrement dans le synclinal de Soueich, pourraient correspondre à des rythmes mineurs affectant le mégarythme inférieur de la série aptienne : la série d'Estivère. Cette série, séquence type de la série aptienne, a été mise en évidence et définie par J. Delfaud (1969), en Comminges aux abords de la vallée de la Neste.

**Calcaires à Algues Floridées (Mélobésiées) de l'Albien (c1aA).** Ils apparaissent au Nord de Bonrepaux en un petit placage, discordant sur les terrains du Lias et du Jurassique. Ce sont des calcaires subrécifaux de couleur claire, cryptocristallins, sans *Toucasia*. La microfaune est peu caractéristique, constituée par des Orbitolines, de petites Trocholines, des Lagénidés. Des Polypiers, des Bryozoaires, des débris de Mollusques et d'Echinides n'apportent pas plus de précision. Par contre la flore d'Algues, caractéristique du « faciès de Vimport », avec *Agardhiellopsis cretacea*, *Kymalithon belgicum*, *Paraphyllum primaevum*, est considérée comme albienne par les auteurs qui estiment que cette association algologique apparaît à la limite Aptien-Albien.

**Calcaires subrécifaux de l'Aptien supérieur (n6U).** Ce faciès calcaire bioconstruit ne se développe que dans la région de Ganties—Montespan et de Mauvezin-de-Prat. Ces calcaires « urgoniens », faciès classique de la série stratigraphique pyrénéenne, sont des calcaires subrécifaux cryptocristallins compacts de teinte claire. Ils montrent de nombreuses sections noirâtres d'Huîtres, de *Toucasia* et renferment, outre des Orbitolines, (*O. conoidea-discoidea*, *Orbitolinopsis*, *Dictyoconus*), des Polypiers, des Bryozoaires, Algues, Miliolles, Pseudocyclammines.

A Montespan, ces calcaires sont directement transgressifs sur les assises du Jurassique supérieur, en une disposition analogue à celle rencontrée dans le forage de Pointis-Inard. Ils passent très rapidement vers le Sud par indentations multiples aux calcaires marneux gargasien et aux marnes noires.

Au Sud-Ouest de Prat et Bonrepaux, le faciès urgonien apparaît plus haut dans la

\*D. FORT : communication orale.

série (\*), au-dessus des calcschistes du Gargasien inférieur, ils passent latéralement à l'Ouest de Mauvezin-Prat aux calcschistes et aux marnes noires à spicules.

Aux abords immédiats de la vallée du Salat, les calcaires urgo-aptiens affleurent, en rive droite, dans les écaïlles de Bonrepaux, en rive gauche, face au village de Mercenac, dans la falaise qui domine la R.N. 117. Ces calcaires sont dans ces deux affleurements, transgressifs et discordants sur les dolomies jurassiques ou les calcaires du Lias inférieur.

**Calcaires marneux du Gargasien inférieur (n6C).** Les calcaires marneux qui apparaissent à la base de la série sont des calcaires sombres, à patine gris foncé. Plus carbonatés que les marnes ou les calcschistes, ils renferment outre de nombreux spicules de Spongiaires, des Orbitolines, des Algues, des Miliolites et des Bryozoaires. Ces calcaires forment sur les flancs du synclinal de Soueich une bande assez régulière de 150 à 200 m de puissance. Ils ont fourni à leur base, au Nord du village de Gouillou : *Dufrenoyia furcata* du Gargasien basal (J. de Lestang et al., 1971). Ces calcaires marneux surmontent les marnes bédouliennes ; ils constituent le premier rythme calcaire de la série aptienne (rythme inférieur de la série d'Estivère de J. Delfaud, 1969).

**n5. Bédoulien : Marnes de Samuran.** L'Aptien inférieur est représenté sur la bordure nord du dôme de Milhas par une assise marneuse d'environ 200 m de puissance. Appelées en Comminges « Marnes de Samuran », ces marnes sont équivalentes des « Marnes de Sainte-Suzanne » décrites dans les Pyrénées occidentales.

Sous-jacentes aux calcaires de l'Aptien supérieur et surmontant les calcaires du « Néocomien », ces marnes forment une bande déprimée assez bien marquée dans la topographie, aussi bien sur le flanc sud du synclinal de Soueich qu'à la périphérie de l'anticlinal d'Encausse et de l'anticlinal d'Urau-Saleich.

Il s'agit de marnes bleutées, silteuses finement litées, parfois intercalées de minces niveaux calcschisteux. En surface l'altération leur donne une couleur terreuse jaunâtre.

Ces marnes sont datées par une faune assez abondante d'Ammonites souvent déformées dont *Dufrenoyia dufrenoyi* et *Deshayesites deshayesi* du Bédoulien. A l'Est de Saleich-Vieille, au Nord du village de Franczal, B. Peybernès (1969) signale *Deshayesites forbesi* et *D. callidiscus* ; près de Pujos, ces marnes ont fourni à leur base de nombreux exemplaires d'une variété nouvelle (\*\*) de *Prodeshayesites consobrinus* de la base du Bédoulien. Elles renferment en outre, *Plicatula placunea*, des Oursins dont *Toxaster collegnoi* et toujours l'association *Orbitolina conoidea-discoidea*.

Ces marnes pourraient localement monter jusque dans le Gargasien basal. Elles ont, en effet, fourni à leur partie supérieure dans des régions voisines (Samuran, Plaède) quelques Ammonites de cet âge (*Hypacanthoplites nolani*, *Columbiceras* sp.).

**n4-2. Barrémien à Valanginien : calcaires à Characées, Annélides, Choffatelles.** Sous les marnes de Samuran, après une zone de passage de quelques mètres où alternent calcaires marneux et marnes, la base du Crétacé est représentée par une série calcaire de 200 m de puissance.

L'une des coupes classiques est celle que l'on peut relever dans le bois de Thouas, quelques centaines de mètres à l'Est d'Estadens d'Amont. On peut y distinguer de haut en bas :

c - 80 m de calcaires noirs légèrement argileux, parfois graveleux ou recristallisés à *Choffatella decipiens*, Précnéolines, Ostracodes, Gastéropodes, Dasycladacées ; on y trouve des Orbitolinidés (*Orbitolinopsis*, *Iraqia*, *Coskinolinoïdes*) et des sections de tiges ou d'oogones de Characées. Ces calcaires se terminent par un niveau à très nombreuses Annélides, ils sont rapportés au Barrémien supérieur ;

\*B. Peybernès (1969) attribue ces calcaires à *Toucasia*, Orbitolines et Mélobésiées encroûtantes, au Clansayésien.

\*\* Détermination M. Collignon.

b - 40 m de calcaires gris cryptocristallins, un peu argileux, localement graveleux avec *Dictyoconus*, Algues (Aciculaires, *Salpingoporella*, *Actinoporella*, Clypéines), Textularidés, Choffatelles et *Cuneolina hensoni*, attribués au Barrémien inférieur ;

a - 50 m de calcaires cryptocristallins, gris à beige, veinés de calcite ; ils renferment une microfaune riche en Trocholines (*T. elongata*, *T. alpina*, *Neotrocholina valdensis*) associées à des Nautiloculines, Ostracodes, Lagenidés et *Pseudocyclammina lituus*. Cette microfaune s'accompagne de débris de Gastéropodes et d'Algues Dasycladacées (*Actinoporella*, *Muniera*). La biozone à Trocholines que renferme ce niveau est caractéristique du Valanginien inférieur pyrénéen.

Dans cette coupe, rien ne permet de caractériser l'Hauterivien. Il est possible que cet étage soit représenté au sommet de la zone à Trocholines ; en effet, aucune discontinuité sédimentaire ne permet d'envisager une lacune de ce terme.

Dans l'extrémité sud-est de la feuille, près du village de Francazal, B. Peybernès (1969) a montré qu'il existait sous le niveau littoral des calcaires à Characées, Annélides et Choffatelles du Barrémien, un niveau marneux de 50 m de puissance (marnes de Francazal) dans lequel les 30 derniers mètres, renfermant une faune de petites Ammonites (*Neocomites* sp. aff. *neocomiensis* et *Lyticoceras*), seraient à rapporter au Valanginien supérieur—Hauterivien inférieur.

Certains auteurs nient, en Comminges, l'existence d'un véritable Néocomien marin (Valanginien, Hauterivien). Ils attribuent les couches à Trocholines et Dasycladacées, sous-jacentes aux calcaires barrémiens, à un faciès lagunaire purbecko-wealdien.

**j9. Portlandien : Calcaires dolomitiques et dolomies grises souvent bréchiques.** Le Portlandien est connu dans la partie sud de la feuille, entre la vallée du Job et celle de l'Arbas, il constitue le terme ultime de la couverture jurassique du Massif de Milhas ; au Nord, il apparaît près du village de Montespan, directement surmonté par les calcaires aptiens de faciès urgonien.

On lui attribue des dolomies de couleur gris clair, à grain très fin, avec quelques passées calcaréo-dolomitiques, des brèches dolomitiques grises intraformationnelles, des brèches polygéniques calcaréo-dolomitiques à éléments de dolomie noire et grise et de calcaire beige cristallin. Cette formation de 150 m de puissance environ est souvent parcourue par de très nombreux filonnets de calcite.

**j8. Kimméridgien : calcaires noirs à Pseudocyclammines (*Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina virguliana*).** Le Kimméridgien affleure près du village de Montespan et dans les écaillés de Bonrepaux ; il est surtout bien représenté, sous les dolomies portlandiennes, dans le flanc sud du synclinal de Soueich.

A cet étage correspond un complexe de 200 à 300 m de puissance où dominent des calcaires noirs à pâte fine, bien lités, à patine claire. Ils sont intercalés de passées dolomitiques parfois bréchiques. Un niveau bréchique constant de 40 à 50 m d'épaisseur marque la base de la formation. Cette brèche calcaire, polygénique, à gros éléments (1 à 10 cm) de calcaires et de dolomies, bien visibles au Nord du point coté 690, dans le bois de Thouas, marque une instabilité dans la sédimentation. Les géologues pétroliers les considèrent comme des brèches de dissolution en bordure de lagune, équivalent latéral de la formation de Léo, importante passée anhydritique (140 à 150 m) rencontrée au même niveau dans les sondages de la région (Léo 1, Pointis-Inard 1). Les fossiles sont rares ; les bancs calcaires montrent parfois des empreintes d'*Exogyra virgula* et des sections de Nérinées. La microfaune est représentée par *Everticyclammina virguliana* et *Haplophragmium* dans la partie supérieure de la formation et par *Alveosepta jaccardi* à sa base seulement.

Cette microfaune permet de rapporter la série à l'ensemble du Kimméridgien (Arkell).

**j7-1. Oxfordien à Dogger : Dolomies et brèches dolomitiques noires avec localement quelques intercalations calcaires.** Sous le Kimméridgien apparaît, entre les vallées du Job et de l'Arbas, une puissante série essentiellement dolomitique, appartenant à la

couverture septentrionale du Massif de Milhas. Ces dolomies se retrouvent partiellement aux abords de la vallée du Salat près du village de Bonrepaux.

C'est dans la région du bois de Thouas que l'on peut le mieux observer la succession des différents termes de cette formation. Elle comporte, sous la brèche de base du Kimméridgien, 100 à 150 m de dolomies bréchiques noires cristallines, fétides à la cassure. Ces brèches dolomitiques, d'allure souvent ruiniforme notamment aux abords du sommet 695 près du hameau de Céiros, surmontent 5 à 8 m de calcaires gris graveleux et de calcaire porcelané beige rosé à minces intercalations rougeâtres, argilo-ferrugineuses. Ces calcaires ont fourni des oogones de Characées, des Ostracodes, des débris de Lamellibranches et d'Echinodermes. Au-dessous vient une centaine de mètres de dolomies noires cristallines massives, qui ne montrent que des sections grisâtres de Serpules. La base de la coupe comporte une série où alternent dolomies noires et calcaires gris graveleux, parfois partiellement dolomitisés. Ces formations situées hors du cadre de la feuille dans la région du bois de Thouas, sont visibles, au Sud-Ouest de Pujos sur le flanc sud du Cap de Garrot.

Le seul élément de datation de cette série est fourni par le niveau calcaire clair à Characées et Ostracodes. Il correspond à l'épisode régressif, général en Aquitaine, de la fin du Bathonien inférieur. Les couches calcaires et dolomitiques sous-jacentes montrent des faciès décrits dans le Bajocien-Bathonien inférieur des régions voisines. Les brèches superposées au niveau calcaire sont datées du Bathonien supérieur—Oxfordien, seulement par rapport aux couches qui les encadrent. Cette datation relative n'exclut pas l'existence possible de lacunes analogues à celles mises en évidence par G. Le Pochat (1970) dans le Callovo-Oxfordien de la couverture méridionale du massif de Milhas.

**l6-4. Lias moyen et supérieur : marnes schisteuses et calcaires marneux.** Il est représenté par des marnes schisteuses noires, terreuses en altération, intercalées de calcschistes ou de petits niveaux calcaréo-marneux. Ces marnes dans les régions avoisinantes ont fourni (G. Dubar, 1923) une faune, riche en Ammonites, Brachiopodes, Lamellibranches du Lias moyen et supérieur. Les affleurements exigus qui apparaissent sur le territoire de la feuille, au Sud du cap de Garrot et dans la région de Saleich, n'ont pas permis la découverte de fossiles autres que des rostrés de Bélemnites et des Pentacrines.

**l3-2. Lias inférieur : Calcaires, brèches et dolomies.** Il apparaît au Sud de Saleich et au Nord de Bonrepaux. La partie supérieure de ce Lias est constituée de calcaires à patine gris clair, à cassure sombre, cryptocristallins parfois oolithiques devenant rubanés (Stromatolithes) vers la base. Ces calcaires surmontent une dolomie grise assez fine passant à des brèches dolomitiques.

Ces séries ne sont pas fossilifères. Par comparaison avec les faciès décrits par G. Dubar, l'assise calcaire supérieure peut être rapportée au Lotharingien, l'assise inférieure à l'Hettangien supérieur et au Sinémurien.

Le Lias offre donc le schéma classique d'une séquence positive transgressive. Sur les niveaux lagunaires du Keuper, on note la présence, à la base de la série liasique, de brèches dolomitiques, interprétées comme des brèches de dessiccation en bordure de lagune. Ces brèches sont surmontées par des niveaux caractéristiques de milieu marin très peu profond (zone de balancement des marées : estran) constitués par les calcaires à Stromatolithes et les calcaires oolithiques. Enfin, le faciès marneux du Lias moyen et supérieur traduit un net envahissement de la mer.

**t. Keuper : Argiles et marnes bariolées gypsifères, cagneules.** Les dépôts salifères du Trias supérieur se rencontrent en affleurement le long de l'accident frontal nord-pyrénéen, en amas dont les plus étendus sont ceux de Betchat et Salies-du-Salat. Ces terrains apparaissent ensuite dans la région de Prat et Bonrepaux et dans le cœur de l'accident anticlinal de Saleich. Il faut également signaler que la plupart des sondages pétroliers ont rencontré ou recoupé ces formations.

Elles sont constituées de marnes et d'argiles bariolées vertes ou rouge lie-de-vin, typiques du Keuper pyrénéen. Elles renferment d'importantes masses de sel associées à du gypse et de l'anhydrite, activement exploitées par sondages dans la région de Salies-du-Salat et en carrières souterraines dans la région de Bonrepaux et au Sud d'Escoulis. Ces marnes triasiques sont associées de façon désordonnée à des cargneules et des calcaires dolomitiques de couleur grise ou jaune chamois et sont souvent accompagnées de massifs plus ou moins importants d'ophite.

**P, Pc. Primaire : schistes noirs, séricitochistes, calcaires et dolomies.** Le socle paléozoïque affleure à l'Est de Salies-du-Salat, dans le massif de Betchat-Bagert. Il est essentiellement constitué de schistes noirs ou gris foncé, pyriteux, de schistes gris à gris verdâtre, sériciteux, satinés. Rapportés au Silurien par R. Buxtorf, ces schistes sont figurés sous la notation P. Au sein de la série schisteuse, apparaissent, à l'Ouest de Montaut, des calcaires gris cristallins et des dolomies grises notées Pc. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'étudier les rapports qui existent entre les schistes et ces calcaires attribués au Dévonien par R. Buxtorf.

## ROCHES ÉRUPTIVES

ω. **Ophite.** De nombreux massifs d'ophite accompagnent les argiles et marnes du Keuper. On les rencontre près de Salies-du-Salat, au Nord de Betchat, aux environs de Bonrepaux ainsi que dans l'accident triasique de Prat.

Comme dans les affleurements des feuilles voisines, la plupart des ophites de la feuille Saint-Gaudens sont des ophites banales caractérisées par la présence de cristaux d'augite, englobant poeciliteusement des baguettes de plagioclase (andésine). Les plagioclases sont souvent saussuritisés, les pyroxènes, plus ou moins ouralitisés.

Les ophites de Salies-du-Salat et de Betchat, étudiées par B. Sureau et J. Thiébaud (1969), présentent la particularité de contenir des plages de serpentine englobées poeciliteusement dans l'augite. Cette serpentine proviendrait de la cristallisation précoce d'olivine, rapidement et entièrement transformée. De même l'épidotisation que l'on rencontre dans ces ophites, doit, pour ces auteurs, être mise en relation, non avec l'ouralitisation des pyroxènes ou l'albitisation des plagioclases, mais avec des phénomènes pneumatolytiques ou hydrothermaux.

γ. **Granite et pegmatite** en blocs emballés dans le Trias de Betchat. Des roches cristallines arrachées au substratum se retrouvent en affleurements épars, au Nord de Betchat, emballées dans les marnes bariolées du Keuper. Ce sont essentiellement des granites ; on y rencontre aussi des blocs de pegmatites à muscovite et tourmaline, ainsi que des granulites.

Les granites à biotite sont rares, granites et granulites, en général leucocrates, sont constitués de cristaux de quartz automorphes, de cristaux d'orthose et de plagioclases acides (An 10-15), de muscovite. Ces minéraux sont fréquemment accompagnés de cristaux de tourmaline.

## EAUX SOUTERRAINES

Les seules nappes aquifères intéressantes du territoire de la feuille se situent dans les dépôts alluviaux de la Garonne et du Salat. Deux nappes ont été mises en évidence (O. Payet, 1971) : la nappe perchée des moyennes terrasses (Fw) et la nappe des niveaux inférieurs (Fy<sup>1</sup>, Fy<sup>2</sup>, Fz, Fx). Seules les alluvions récentes (Fz) et celles de la basse plaine (Fy<sup>1</sup>, Fy<sup>2</sup>) présentent de bonnes qualités hydrodynamiques.

Les grottes ouvertes dans les calcaires urgo-aptiens à Montespan, les calcaires maestrichtiens à Montsaunès, les calcaires thanétiens à Marsoulas, néocomiens à Pujos et celle, ouverte au Cap de Garrot, dans les dolomies jurassiques, montrent l'existence de circulations d'eaux souterraines.

Les sources, peu nombreuses dans le chaînon des Petites Pyrénées, sont plus fréquentes dans la zone nord-pyrénéenne.

Plusieurs sources minérales ou thermominérales apparaissent dans cette zone.

La station thermale de Salies-du-Salat exploitée par sondages les eaux chargées en chlorure de sodium, au contact du Keuper.

Trois sources s'alignent sur la bordure méridionale de la zone du flysch albo-cénomanién.

Ce sont :

- les sources d'Encasse-les-Thermes qui sourdent sur la rive droite du Job. Leurs eaux, très anciennement exploitées, sont sulfatées calciques, riches en  $Mg^{++}$  ; leur température est de 19°5 à 29° ;
- près de Ganties s'élève un ancien établissement de Bains. La source est là, située dans les schistes noirs du Crétacé inférieur. Ses eaux sont bicarbonatées calciques, riches en silice ; leur température est de 21° ;
- enfin, au Nord de Saleich, près du lieu-dit Pyrène, s'élève au contact des marnes noires et du flysch, un petit kiosque qui abrite le griffon d'une source dont les eaux hypothermales (14°) sulfatées calciques sont riches en  $HCO_3^-$  et  $Mg^+$ .

## CAVITÉS SOUTERRAINES – PRÉHISTOIRE

Les cavités souterraines qui s'ouvrent sur le territoire de la feuille ont été représentées. Ont été distinguées : les grottes sèches, les grottes dont les galeries recoupent une circulation d'eau souterraine, enfin les grottes dont les orifices sont des résurgences.

Si les alluvions de la moyenne terrasse de la Garonne renferment les restes du plus ancien outillage humain qui ait été découvert dans la région (coups de poing, racloirs, disques fabriqués avec des quartzites grossièrement taillés, caractéristiques de la période acheuléenne), c'est surtout dans les cavernes de la région que l'on trouve de nombreux vestiges de l'outillage et de l'art des hommes préhistoriques.

La première civilisation du Paléolithique inférieur ou Aurignacien est représentée à la grotte de Tarté (NE de Salies-du-Salat). Les traces de l'outillage et de l'art des Magdaléniens abondent dans les cavernes de la région. Elles ont été découvertes à Marsoulas, Tarté, la Tourasse (Sud de Mancieux) et à Montespan. Les peintures d'animaux (bisons, bouquetins, cervidés, chevaux, etc.) de Marsoulas rivalisent avec les sculptures sur argile et les gravures de la caverne de Montespan.

A la Tourasse ont été retrouvées les traces de la civilisation agricole et sédentaire de l'Azilien, période de transition entre le Paléolithique et le Néolithique.

## SUBSTANCES UTILES

Les terrains de la feuille de Saint-Gaudens ont depuis fort longtemps fait l'objet de recherches et d'exploitations.

Deux exploitations extraient, par dragage au Sud de Labarthe-Inard, en gravière au Nord de Boussens, les sables et graviers des alluvions de la Garonne.

Le Calcaire nankin (C7b) est activement exploité pour la cimenterie à Boussens ; il est également utilisé comme matériau de construction et pour la confection de

granulats destinés à l'empierrement ou à la fabrication d'agglomérés.

En cimenterie sont aussi utilisés les calcaires sublithographiques du Dano-Montien et le gypse du Keuper, exploité en carrières souterraines dans la région de Bonrepaux et au Sud d'Escoulis.

On exploite le sel gemme du Keuper par sondages dans la ville même de Salies-du-Salat.

On employait autrefois pour la fabrication de la chaux, les calcaires urgo-aptiens dans la région de Montespan et les calcaires du Thanétien supérieur à l'Est de Montsaunès. Actuellement, seule reste en activité la carrière de calcschistes albiens de Lacave.

L'ophite concassée fournit un excellent matériau d'empierrement ; d'importantes carrières sont en activité à Salies-du-Salat et à Prat.

Les Marnes de Plagne étaient exploitées pour la fabrication de produits de terre cuite.

Les argiles du Pontio-Pliocène, à Pointis et Castelbiague, les colluvions et les terrains d'altération du flysch, à Mane, sont utilisés pour la poterie et la céramique.

Les carrières ouvertes dans les sables du Thanétien inférieur et du Sparnacien sont presque totalement abandonnées.

Près de Mancieux, les calcaires rosés à Algues de l'Ilerdien moyen, appelés « Marbres de Mancieux », étaient autrefois exploités comme pierre ornementale.

Il faut signaler les importantes carrières souterraines actuellement abandonnées qui dans le flanc sud de l'anticlinal de Plagne, s'ouvrent dans les grès de Furne et les calcaires du Thanétien supérieur (pierre de Belbèze). Ces carrières fournissaient des matériaux de construction, moellons et pierre de taille.

Enfin, on ne saurait passer sous silence, le gisement de gaz naturel de Saint-Marcet. Emmagasiné dans les brèches de base du Crétacé supérieur, il a été mis en production il y a plus de 30 ans.

## BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

### Publications

- BUXTORF R. (1930) — Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. LVIX, 1<sup>er</sup> fasc., p. 19-137, 3 fig., 1 carte h.t.
- CASTERAS M. (1933) — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVII, n° 189, 525 p., 64 fig., 9 pl., 1 carte au 1/200 000.
- CROUZEL F. (1956) — Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl. h.t.
- DELFAUD J. (1969) — Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Doct. État, Bordeaux.
- ESQUEVIN J., FOURNIÉ D., de LESTANG J. (1971) — Les séries de l'Aptien et de l'Albien des régions nord-pyrénéennes et du Sud Aquitain. *Bull. Cent. rech. Pau (S.N.P.A.)*, vol. 5, n° 1, p. 87-151, 17 fig., 12 pl., 4 tabl.
- GLEIZES G. (1971) — Étude géologique et minéralogique du Trias de Betchat et de Bonrepaux (Ariège). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse. 121 p., 21 fig., 6 pl. h.t.

- ICOLE M. (1971) — Essai d'une paléopédologie du Quaternaire. (Enseignements tirés d'une étude sur le piémont nord-pyrénéen, premiers résultats). *Sciences du Sol*, n° 1, p. 93-110, 4 fig., 4 tabl. (suppl. *Bull. Ass. Fr. Étude sol*).
- LAGASQUIE J.J. (1971) — L'évolution quaternaire du piémont pyrénéen et des vallées de l'Arbas et du Bas-Salat. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 107, fasc. 1 et 2, p. 125-134, 5 fig.
- LEYMERIE A. (1881) — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. 1 carte au 1/200 000, Privat Ed. Toulouse.
- PEYBERNÈS B. (1968) — Sur l'Albien de la Basse vallée du Salat (Pyrénées ariégeoises). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 222-223.
- PEYBERNÈS B. (1969) — Données nouvelles sur le Néocomien du Comminges oriental et du Couserans (Pyrénées ariégeoises). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 111-112.
- PEYBERNÈS B. et SOUQUET P. (1970) — Sur l'âge crétacé des formations prétendues paléozoïques dans la zone cénomaniennne des Pyrénées centrales entre l'Arize et le Salat. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 270, p. 1209-1211.
- SOUQUET P. (1969) — Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 269, n° 25, p. 2491-2493.
- SUREAU B. et THIÉBAUT J. (1968) — Les ophites de la région de Salies-du-Salat (Haute-Garonne). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 105, fasc. 1-2, p. 23-32.
- TAILLEFER F. (1951) — Le piémont des Pyrénées françaises. (Contribution à l'étude des reliefs de piémont). Thèse doct. Fac. Lettres Toulouse. 383 p., 49 fig., 4 pl. h.t., 7 dépl. h.t., Privat Ed., Toulouse.
- TAMBAREAU Y. (1965) — Observations sur le Thanétien supérieur des Petites Pyrénées. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 100, p. 105-136, 3 fig.
- TAMBAREAU Y. (1968) — Remarques sur la répartition de quelques grands Foraminifères de l'Éocène basal des Petites Pyrénées. (Implications paléogéographiques). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 104, fasc. 3-4, p. 350-354, 1 pl. h.t.
- TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1968) — Les zones de grands Foraminifères du Paléocène (Thanétien-Sparnacien) de l'avant-pays pyrénéen à l'Est du Plateau de Lannemezan et leur extension. Colloque sur l'Éocène, *Mém. B.R.G.M.*, n° 58, p. 57-62, 2 tabl.
- VILLATTE J. (1962) — Étude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse Doct. État, Toulouse, 331 p., 32 fig., 2 tabl., 1 carte au 1/80 000, Privat Ed.
- et les publications de H. Alimen, G. Astre, R. Barbier, M. Boule, H. Breuil, L. Carez, G. Denizot, G. Dubar, G. Dubuc, L. Goron, L. Méroc, P. Michel, G. Le Pochat, D. Schneegans, G. Segonzac, F. Trombe, A. Vatan.

**Travaux en préparation**

Thèses de 3<sup>e</sup> cycle : G. Bessière, D. Fort, O. Payet.

Thèses de doctorat d'État : B. Peybernès, Y. Tambareau.

**Documents et rapports internes**

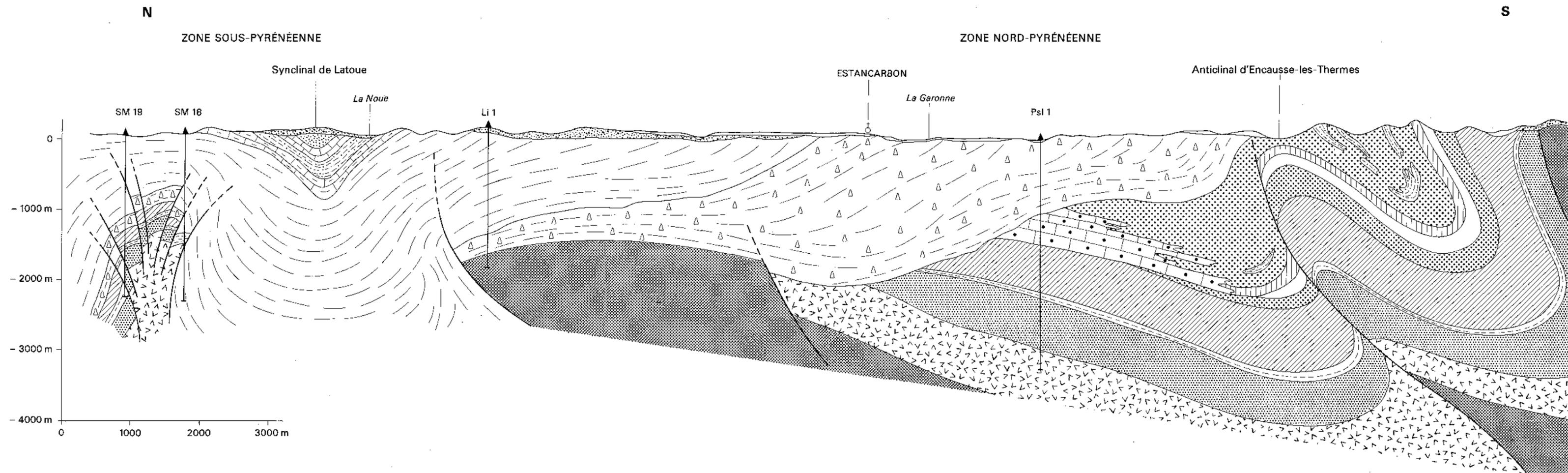
Travaux de : G. Appert, D. Bugnicourt, A. Carbonnier, E. Dumon, P. Gorce, B. de Jekhowski, J. de Lestang, P. Michel, G. Nougarede, E. Rey, R. Ricateau, L. Saint-Martin, P. Thibaut, B. Thyssen.

**J.P. PARIS**

Les déterminations micropaléontologiques des échantillons récoltés lors des compléments de levés, ont été effectuées au B.R.G.M. (D.S.G.N. — Orléans) par M. Monciardini.

Les données géologiques de subsurface ont été aimablement communiquées par la société ELF-ERAP.

# COUPE GÉOLOGIQUE INTERPRÉTATIVE DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE MILHAS A L'ANTICLINAL DE SAINT-MARCEZ



- |  |                 |                                    |   |   |                                    |                             |
|--|-----------------|------------------------------------|---|---|------------------------------------|-----------------------------|
|  | Quaternaire     |                                    | Flysch marneux (marnes de Plagne) – Maestrichtien inf. à Sénonien   |   | Barrémien à Valanginien calcaire   |                             |
|  | Molasse miocène |                                    | Wild-flysch (zone nord-pyrénéenne) – Albo-Cénomaniens et brèches (Saint-Marcel) – Sénonien inf. à Cénomaniens |   | Jurassique calcaire et dolomitique |                             |
|  | Tertiaire marin |                                    | Marnes et calcschistes  |   | Lias moyen et supérieur marneux    |                             |
|  | Dano-Montien    |                                    | Calcaires "urgoniens"   | } Albiens inférieurs à Aptiens supérieurs |                                    | Lias inférieur et Infralias |
|  | Marnes d'Auzas  |                                    | Marno-calcaires – Gargasien inf.  |   |                                    | Trias argileux              |
|  | Calcaire nankin | } Maestrichtien moyen et supérieur |   | Marnes de Samuran – Bédoulien             |                                    | Paléozoïque                 |

