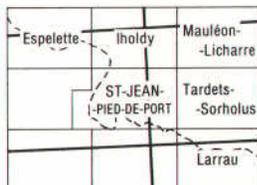




ST-JEAN- -PIED-DE-PORT

La carte géologique à 1/50 000
ST-JEAN-PIED-DE-PORT est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : ST-JEAN-PIED-DE-PORT (N° 238)
à l'est : MAULÉON (N° 239)



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ST-JEAN- -PIED-DE-PORT

XIII-46

Basse Navarre

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE	2
INTRODUCTION	4
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	4
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	4
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>PRIMAIRE</i>	7
Ordovien	7
Silurien	8
Dévonien	9
Carbonifère	12
Permien	13
<i>SECONDAIRE</i>	13
Trias	13
Jurassique	15
Crétacé inférieur	20
Albien et Crétacé supérieur	20
<i>TERTIAIRE</i>	30
<i>QUATERNAIRE</i>	31
GÉOLOGIE STRUCTURALE	33
RESSOURCES DU SOUS-SOL	35
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	35
<i>GITES MINÉRAUX</i>	36
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	38
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	38
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	39
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	41
AUTEURS	41

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La feuille Saint-Jean-Pied-de-Port couvre le Sud de la Basse-Navarre, province des Pyrénées basques françaises.

Entourant la dépression de Cize, s'allongeant de Saint-Etienne-de-Baïgorry à Saint-Jean-Pied-de-Port, une série de massifs aux modelés très contrastés sont formés de terrains d'âge et de lithologie variés : au Sud-Ouest, le massif primaire des Aldudes où dominent les quartzites, au Nord, les crêtes du Jarra et de l'Arradoy, couronnées de grès triasiques, à l'Est, le massif de calcaire mésozoïque des Arbailles, au Sud-Est, le massif de poudingue de Mendibelza.

Dépressions de Cize et ses annexes

Drainé par les Nives, le couloir de Cize est une dépression basse, large de 3 à 6 km, longue de 20 km, entre Mendive et le Nord de Baïgorry, dans laquelle n'affleurent guère que le Keuper ophitique et les calcaires qui l'accompagnent, recouverts par des terrasses alluviales.

De cette dépression partent des apophyses irrégulières, se prolongeant dans plusieurs directions :

- *au Sud-Est*, le long du ruisseau de Béhorléguy, vers la dépression du Larrau—Saint-Engrace, et suivant la Nive de Béhérobie, en direction d'Estérençuby ;
- *à l'Est*, vers le col d'Askonzabal et l'anticlinal de la Haute-Bigorre ;
- *au Nord-Est*, dans la zone de dislocation de Bustince—Jaxu ;
- *au Nord-Ouest* enfin, vers Oustéléguay et les accidents complexes de Bidarray.

Massif des Aldudes

Ce massif ancien, où dominent les quartzites et les schistes avec quelques rares calcaires et dolomies, d'âge ordovicien ou dévonien inférieur et moyen, est bien individualisé par sa morphologie et son altitude assez forte.

Il forme un bloc dissymétrique, surélevé et dominé par sa couverture secondaire, à l'Ouest et à l'Est, et dominant celle-ci au Nord.

Trois grandes vallées tortueuses, coupées de défilés, le drainent vers le Nord-Est. A l'Ouest, la Nive des Aldudes, au centre le ruisseau de Hayra et à l'Est la Nive d'Arnéguy, le découpent en chaînons sensiblement parallèles :

- une crête orientale (Orisson, Hostatéguy, Urdanasburu, Leïzar-Athéka),
- une arête marquant la frontière avec le Valcarlos (Adarza, Laurigna, Lindus),
- un chaînon central, d'altitude moins élevée (Otsachar, Errola, Urtaray),
- enfin la chaîne frontière occidentale (col d'Ispéguy, Hautza, Abrakou, Ichterbéguay).

Le trait dominant de ce massif est lié au contraste violent entre la topographie de ses bas versants extrêmement rocheux, et l'allure paisible de ses crêtes principales.

Jarra—Arradoy

Au Nord, la dépression de Cize est fermée par les massifs du Jarra et de l'Arradoy séparés par la Nive de Saint-Jean-Pied-de-Port, et s'ennoyant vers l'Est dans la zone de dislocation de Jaxu. Le soubassement triasique est peu représenté sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, où seul apparaît un revers monotone descendant de façon continue vers le Sud.

Massif des Arbailles

Vers l'Est, la dépression de Cize est dominée par les masses calcaires du synclinal des Arbailles, dont seule l'extrémité occidentale apparaît sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port.

Constitué par des formations calcaréo-marneuses, d'âge liasique à crétacé, ce synclinal est isolé par des zones de dislocations complexes :

- au Nord, l'accident de Bussunarits—Sarrasquette, se joignant à l'anticlinal d'Hosta,
- au Sud, l'accident de Lecumberry—Mendive, le séparant du massif de Mendibelza,
- à son extrémité occidentale, le massif s'achève moins brusquement, découpé en buttes-témoins isolées, annonçant les reliefs morcelés de Bustince—Jaxu.

Ce massif est surtout remarquable par ses crêtes aiguës, formées par des calcaires lapiazés de l'Urgonien, donnant des reliefs très vigoureux.

Massif de Mendibelza

Ce massif montre, au-dessus d'un socle dévonien supérieur et carbonifère affleurant dans les bombements d'Occabé, de l'Irati et de l'Estérenguibel, une masse de poudingues généralement sombre, d'âge albo-cénomaniens.

Si ses sommets ne dépassent guère 1 500 m, leurs façades sont très redressées, formant des gradins rocheux, hachés de ravins rectilignes et recouverts de forêts de hêtres.

Au centre, ce massif est drainé par le Rio Irati, donnant dans son cours supérieur un plateau appartenant au versant méridional de la chaîne.

Vers le Sud, surplombant des formations flyschoïdes donnant des zones de pâturages, le massif est couronné par des chevrons calcaires d'âge crétacé supérieur et tertiaire, de Château-Pignon, d'Urculu et d'Ahuntzbidé.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Saint-Jean-Pied-de-Port a été élaborée à partir de levés qui se sont échelonnés de 1967 à 1975.

Ces travaux ont été effectués par une dizaine de géologues, non par secteurs géographiques, mais par formations géologiques. La construction de la maquette de cette feuille à tectonique complexe a nécessité de nombreux levés complémentaires, aux interactions des différents ensembles représentés, en particulier pour définir l'agencement des diverses unités tectoniques et les relations des massifs hercyniens avec leur couverture secondaire et tertiaire.

Le territoire couvert par la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port était précédemment cartographié sur les cartes à 1/80 000 Mauléon et Saint-Jean-Pied-de-Port.

Les levés à 1/50 000 se sont appuyés sur une stratigraphie plus fine :

— Dans l'Ordovicien malgré l'absence de fossiles caractéristiques, une carte litho-stratigraphique a été faite, s'appuyant sur des niveaux se retrouvant de façon constante depuis le massif du Baygoura, au Nord, jusqu'au Valcarlos, au Sud. Cette cartographie a permis de faire ressortir une tectonique très intéressante, notamment dans le secteur de Banca—Ispéguy.

-- Les différentes formations du Dévonien, bien datées par macrofaune, ont montré, en particulier dans le massif des Aldudes, la torsion de l'arc basque, des écaillages multiples et la présence de nombreux accidents transverses, dont certains post-hercyniens, affectant la couverture.

— Pour le Trias, les distinctions entre Infralias et Muschelkalk, qui avaient été souvent confondus, ont montré en particulier que la « tectonique en glaçons » de P. Lamare correspondait le plus souvent à de véritables plis.

Dans la massif des Arbailles, la discordance anté-aptienne a été mise clairement en évidence.

Une étude sédimentologique fine a permis de réduire considérablement l'épaisseur apparente du poudingue de Mendibelza, du fait de l'existence de multiples plissements.

Les datations du Crétacé supérieur, appuyées sur la micropaléontologie, ont permis de rendre compte, de façon satisfaisante, des passages entre faciès divers, au niveau des couvertures des massifs anciens et d'aider à comprendre leur agencement, ainsi que leurs relations avec la fosse flysch.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port et dans la chaîne pyrénéenne en général, l'agencement complexe des terrains constituant les différentes unités structurales et les relations entre ces différentes unités résultant de la superposition de deux cycles orogéniques eux-mêmes polyphasés rendent difficiles la reconstitution de l'histoire géologique.

Le grand nombre de formations représentées, la complexité de leur évolution, parfois récente, nous amènent à considérer l'évolution de la portion basque de la chaîne pyrénéenne dans son ensemble.

Les formations les plus anciennes, représentées sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, ont été, malgré l'absence de fossiles caractéristiques, attribuées à l'Ordovicien. Il s'agit de dépôts grossiers rythmiques, où alternent argiles et grès, sans carbonates. Les grès deviennent plus abondants vers le Sud (Valcarlos).

Du sommet de l'Ordovicien à la base du Dévonien, s'installe un régime marin profond se traduisant par une épaisse série schisteuse à faune pélagique, où les arrivées détritiques sont rares.

A partir du Dévonien inférieur, la sédimentation est plus variée ; au Gédinnien, une zone haute se situe au Sud-Ouest. Il s'y dépose des grès puis des calcaires à Encrines, alors qu'au Nord, une zone plus profonde est comblée par des schistes à microrhythmes. Le Siegenien est marqué par une arrivée massive d'éléments détritiques venant, semble-t-il, du Sud-Ouest.

A l'Emsien et au Couvinien, les apports sableux sont moins importants, mais la disposition reste la même, avec une zone d'alimentation se situant à l'Ouest et au Sud, tandis que la mer s'ouvrait vers l'Est—Nord-Est.

Durant la majeure partie du Dévonien moyen, règne, dans l'ensemble du Pays basque, une sédimentation uniforme de type pélagique, déposant des argiles à Tentaculites.

Au Nord, ce même régime va se poursuivre durant le Dévonien supérieur (Cinco-Villas, feuille Espelette ; Sud de Labourd, feuille Iholdy), alors qu'au Sud s'instaure une sédimentation plus variée, avec des apports détritiques plus ou moins rythmiques, accompagnée de manifestations éruptives, puis un retour à un régime carbonaté avec quelques influences pélagiques, qui va se poursuivre durant le Carbonifère inférieur.

Au Carbonifère supérieur, des faciès très détritiques, à tendance franchement continentale, annoncent l'orogénèse hercynienne.

Cette orogénèse débute par des plis à grand rayon de courbure, accompagnés de nappes de glissement, liés semble-t-il à une dysharmonie au niveau du Gothlandien. Les structures représentables sur la carte, dues à la phase majeure, sont formées de plis décamétriques à hectométriques, à plans axiaux subverticaux, s'accompagnant d'une schistosité parallèle aux plans axiaux des plis orientés sensiblement N 135° E. Postérieurement, une phase tardive de chevauchement, avec mise en place de véritables nappes de recouvrement, bascule la schistosité, l'amenant localement au voisinage de l'horizontale. Cette disposition, nettement plus accentuée que dans la chaîne axiale, montre que les massifs basques appartiennent à une zone externe, par rapport à celle-ci.

Sur ce socle paléozoïque plissé, se déposent des sédiments du Stéphanio-Trias, uniquement continentaux au départ, à tendance lagunaire au sommet. Leur paléogéographie est conditionnée par des reliefs résultant d'accidents subverticaux tardihercyniens, jouant en extension. Les argiles et le sel à faible densité du Keuper se seraient accumulés dans les dépressions. C'est le long de ces accidents que se sont mises en place les ophites. Leur abondance, au Pays basque, est, semble-t-il, liée à l'intersection de deux systèmes d'accidents, l'un d'orientation N 110° E à N 140° E, parallèle à la faille nord-pyrénéenne, l'autre transverse, d'orientation N 20° E à N 60° E.

Pendant le Jurassique, s'installe une longue période de calme. La sédimentation témoigne d'une mer épicontinentale, peu profonde, pouvant rapidement tendre à l'émersion. Les perturbations majeures dans cette sédimentation : brèches intraformationnelles, zones de condensation, sont liées à des phénomènes d'halocinèses dus aux différentes épaisseurs des masses salifères du Keuper.

Le Rhétien et l'Hettangien inférieur héritent encore de l'instabilité du Trias : influence lagunaire, formation bréchique.

Pendant le Sinémurien, la mer s'étend régulièrement sur un domaine aplani.

Au Lias moyen et supérieur, semble s'établir un régime plus calme et plus profond, favorisant des populations de Céphalopodes.

Le Jurassique moyen devient plus carbonaté avec, semble-t-il, une légère tendance régressive au sommet du Bathonien.

A l'Oxfordien supérieur se manifestent les premiers apports terrigènes du Jurassique du Pays basque.

Des mouvements liés à une fracturation N 50° E, à la fin du Jurassique, sont responsables de l'érosion de son toit, de la lacune de la base du Crétacé inférieur et de la discordance existant à ce niveau dans les Arbailles.

La mer revient à l'Aptien. S'installe alors une sédimentation néritique, caractérisée par le développement des édifices récifaux urgoniens, entrecoupés de passées finement silteuses. Ces corps subrécifaux ont fossilisé la morphologie anté-aptienne.

Le recouvrement total n'est réalisé que par les termes élevés de la série urgo-aptienne.

Des événements orogéniques majeurs, liés semble-t-il à la translation senestre le long de la faille nord-pyrénéenne, vont se reproduire durant l'Albo-Cénomanién.

Il se traduit par une montée du bâti paléozoïque (massif des Aldudes), avec, sur son front, une zone de flexure instable (Mendibelza) et, au Nord, un sillon subsident orienté est-ouest.

Ce mouvement a eu pour conséquence un décollement au niveau du Keuper et un glissement de la couverture jurassico-crétacée (Arbailles).

Ce glissement a dû se produire au moment ou immédiatement après le dépôt des calcaires à Mélobésiées qui sont transgressifs. Le Mendibelza correspondait à une combe fermée, au Nord, par les Arbailles décollées, dans laquelle s'accumulent des poudingues. En avant, la zone haute se prolonge par les rides de Bustince-Jaxu, sur lesquelles les calcaires continuent à se déposer. Sur leur bord externe, se déposent les marnes à spicules dans les zones abritées des turbidités, alors qu'en avant, dans le sillon, apparaît la sédimentation de type flysch.

Au Cénomanién, la transgression amorcée à l'Albien se poursuit sur le massif des Aldudes ; la flexure de Mendibelza reste active, donnant des brèches intraformationnelles ; dans le bassin, toute l'aire de sédimentation a tendance à être envahie par le flysch, s'accompagnant d'olistolithes d'origines diverses, dans les zones déprimées en bordure des rides.

Ce modèle va régler la sédimentation durant tout le Crétacé supérieur, avec des périodes de plus ou moins grande activité de la flexure du Mendibelza, traduction de la faille nord-pyrénéenne.

Un épisode légèrement régressif se manifeste au toit du Turonien—base du Coniacien. Il est suivi au Santonien inférieur d'une uniformisation des faciès, sans apports détritiques notables, d'un régime pélagique sur les Aldudes, d'une brèche calcaire intraformationnelle sur la flexure du Mendibelza et des flyschs calcaires dans le sillon.

Au Santonien supérieur, la flexure du Mendibelza se réactive, le socle des Aldudes est rehaussé ; il y règne un régime littoral restreint ; sur la flexure se dépose un matériel détritique extrêmement grossier (grande brèche), alors que dans le sillon un flysch calcaire succède à un flysch gréseux (flysch de l'Hôpital Saint-Blaise, feuille Mauléon).

Puis, jusqu'à la fin du Crétacé, on assiste à un comblement progressif du sillon flysch et une égalisation des reliefs. Dans le terme ultime, s'installera au Pays basque un régime pélagique, sans apport détritique : formation calcschisteuse, pratiquement uniforme sur les Aldudes et le Mendibelza, ensemble marneux maestrichtien succédant au faciès flysch dans le bassin (Marne de Nay, feuille Mauléon).

Ce régime de mer ouverte, caractérisé par une grande constance des faciès pélagiques, se poursuivra durant le Tertiaire, avec seulement l'apparition timide d'un faciès flysch prémonitoire de la phase pyrénéenne majeure.

L'élément moteur de cette phase est un serrage, sensiblement nord-sud, du socle au niveau de la faille nord-pyrénéenne. Il se situerait à l'Éocène moyen. Ce serrage a été compensé par une montée du bâti hercynien. Il a donné naissance, au niveau de la couverture, à des plis qui se sont accompagnés d'écaillages et d'éjections de lames de socle (Labourd—Jarra, Arradoy, Cinco-Villas). Ils sont suivis de décollements et de glissements de la couverture.

Au Pays basque, postérieurement à la première phase et liée semble-t-il à la conjugaison d'un rejeu de la faille nord-pyrénéenne et d'un accident profond N 40° à N 60° E, une torsion de l'ensemble provoque une rotation des écaillages éjectées lors de la première phase et de leur couverture. Sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-

de-Port, cette torsion est responsable de l'affrontement complexe Aldudes—Mendibelza.

D'après les observations qui ont pu être faites sur le front nord-pyrénéen, dans le compartiment de Peyrehorade (feuille Dax, forage de Cagnotte), cette torsion devrait se situer postérieurement au Bartonien, au début du dépôt des premières molasses oligocènes.

L'ensemble est recoupé par deux systèmes de failles N 40° à N 60° E et Nord—Sud à N 30° E. Ce dernier système, qui a joué en décrochement, se manifeste jusqu'au Quaternaire (Chalosse, feuille Dax).

DESCRIPTION DES TERRAINS

PRIMAIRE

Ordovicien

Dans le périmètre de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, l'Ordovicien apparaît dans le soubassement des Aldudes, se disposant schématiquement en une zone monoclinale arquée, centrée sur Saint-Etienne-de-Baïgorry.

Plus au Sud, on le retrouve dans la forêt d'Hayra, occupant le cœur d'un anticlinal couché complexe.

Constituée par une alternance de quartzites et de schistes, la base de l'Ordovicien n'a pas fourni de fossiles caractéristiques : les coupures établies sont alors purement lithologiques et il se pourrait, en outre, que des terrains plus anciens que l'Ordovicien soient représentés.

On a pu distinguer successivement, de bas en haut :

01-4(a). **Schistes noirs à niveaux quartzitiques.** Il semble que cette formation soit la plus ancienne rencontrée dans le cadre de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port. On peut l'observer, dans de bonnes conditions, le long de la route montant de Saint-Etienne-de-Baïgorry au col d'Ispéguy. La base de cette série n'est jamais visible, car toujours en contact par accident avec les formations triasiques du bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port.

Cette formation, en grande partie schisteuse, admet quelques passées quartzitiques ; les conditions tectoniques ne permettent pas d'évaluer son épaisseur exacte qui serait de l'ordre de 400 à 500 mètres.

Ces schistes sont généralement très silteux, noirs ou gris, parfois sériciteux, de couleur argentée surtout à la base. Ils contiennent très souvent des lits sableux millimétriques, donnant des linéations caractéristiques sur les plans de schistosité.

Localement, cette formation contient des bancs de quartzites sombres qui sont très discontinus.

Cette série n'apparaît pas dans la forêt d'Hayra.

01-4(b). **Formation quartzitique inférieure et schistes intermédiaires.** Dans cette série on peut distinguer au Nord, sur la bordure du bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port, trois ensembles :

— à la base, un ensemble quartzitique de 250 à 300 m d'épaisseur ; les bancs sont généralement métriques, les joints schisteux sont occasionnels ; au début de la série les quartzites sont clairs, parfois assez tendres ; ils contiennent localement les empreintes de Bilobites, puis deviennent foncés, gris sombre à bleuté. On peut y observer fréquemment des figures de tassements différentiels ;

— les quartzites massifs sont surmontés par une série à dominante schisteuse. Ce sont des schistes gris à bleus, sombres, très indurés ; ils contiennent quelques niveaux gréseux. Puis, la série redevient à nouveau quartzitique sur 250 m environ,

mais elle est moins massive, les bancs moins épais sont séparés par des niveaux argileux.

Au Sud (forêt d'Hayra et Valcarlos), on ne peut reconnaître ces différents ensembles : toute la formation s'enrichit en éléments détritiques ; elle devient presque uniformément quartzitique.

01-4(c). **Schistes bleus.** Les quartzites passent plus ou moins progressivement à des schistes légèrement silteux, à altération rougeâtre ou violacée. On trouve fréquemment à leur surface des empreintes d'Helminthoïdes. Ils atteignent 100 m de puissance environ.

La base de cette formation coïncide avec la disparition des bancs de quartzites.

01-4(d). **Quartzites blancs.** Au-dessus des schistes, vient une récurrence d'une centaine de mètres de quartzites blanchâtres ou rosés, psammitiques, à patine blanchâtre. Les lamelles de muscovite sont bien visibles à l'œil nu.

Les bancs sont décimétriques ou centimétriques. Leur face inférieure montre souvent des figures de charge donnant un aspect caractéristique à cette formation qui a fourni, dans le massif de Baygoura (feuille lholdy) et au Nord-Est de Banca, des empreintes de Ptéropodes indéterminables.

05-6. **Schistes noirs quartzitiques à «Orthis» plicata.** A la partie inférieure, on trouve 250 m de schistes phylliteux brillants, gris-bleu à noirs, dans lesquels s'intercalent généralement des lits millimétriques clairs. Des niveaux gréseux, accompagnés de micas blancs détritiques, peuvent former des bancs de 5 cm d'épaisseur qui se biseautent très rapidement.

La partie moyenne de la série, épaisse d'environ 100 m, se compose de schistes argileux noirs ardoisiers. Ces niveaux livrent des faunes, le plus souvent mal conservées. J.W. Laverdière y a déterminé «Orthis» plicata, Calymene sp., Cuculella sp.

La présence d'Orthis plicata daterait cette formation de l'Ordovicien supérieur. Sur le territoire de la feuille lholdy, ces mêmes niveaux ont livré les empreintes de grands Asaphidés d'affinité llandeilienne.

Dans la partie supérieure, on retrouve des schistes noirs phylliteux. Très épaisse, cette formation n'a pas fourni de fossiles.

Silurien

S2-3. **Schistes ampéliteux à Graptolithes.** Le domaine d'affleurement des schistes à Graptolithes est très restreint, car ils sont très souvent laminés par des accidents tectoniques et, de plus, recouverts de prairies. Ils sont toutefois bien développés immédiatement au Sud du bassin de Saint-Jean, dans la vallée de la Nive d'Arnéguy.

Les schistes à Graptolithes sont des schistes ampéliteux tendres, avec un toucher graphitique. Ils sont riches en carbone et contiennent des cristaux de pyrite amorphe. En certains endroits, ils renferment des lentilles de calcaire bleu, riche en Crinoïdes et Orthocères, caractère fréquent dans l'ensemble des formations à Graptolithes des Pyrénées.

Les dépôts calcaires commencent par des lentilles qui se différencient à peine des schistes.

Sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, J.W. Laverdière cite dans ces schistes seulement le genre *Monograptus*, avec deux espèces appartenant au Wenlock. P. Lamare, non loin du col de Bentarte, a signalé dans les schistes ampéliteux des Graptolithes géants déterminés comme datant du Wenlock supérieur. D'autres gisements ont été trouvés dans la vallée de la Nive d'Arnéguy, indiquant vraisemblablement du Wenlock inférieur. Juste au-dessus de ces gisements, les lentilles calcaires ont fourni des fragments d'un Crinoïde : *Scyphocrinites stellatus mutabilis*. Par ailleurs, sur la feuille d'lholdy, on connaît, dans cette même bande de schistes ampéliteux, des gisements de Graptolithes du Ludlow.

Toutes ces données indiquent un âge toujours assez élevé dans le Silurien (Wenlock — Ludlow) de ces formations.

Dévonien

Dans le massif des Aldudes, le Dévonien est bien représenté, de part et d'autre de l'anticlinal ordovicien de la forêt d'Hayra.

Dans le massif de Mendibelza, on ne retrouve que les termes supérieurs localisés dans des bombements pointant sous la couverture crétacée.

d_{1a}. **Schistes à microrhythmes.** Les schistes à microrhythmes sont bien développés dans les flancs des synclinaux de l'Adarza à l'Est de Banca et de Château-Pignon à l'Est d'Arnéguy où ils atteignent 200 à 300 m d'épaisseur.

Ce sont des schistes vert foncé ou bleu-noir, contenant des petits lits sableux, blancs, millimétriques à centimétriques, leur donnant un aspect microrhythmique caractéristique. Localement, on y trouve des bancs de quartzites gris micacés, qui se développent surtout vers le Sud-Est. Quelques gisements ont fourni une faune gédinnienne : *Howellella mercurii*, *Platyorthis verneuili*, *Proschizophoria torifera*, *Douvillina triculta*, *Homalonotus*, *Grammysia*.

d_{1b-2a}. **Schistes et calcaires à Encrines à faune mixte.** C'est une alternance de 200 m de schistes verts ou bleus plus ou moins foncés, de calcaires schisteux à Encrines, de calcaires bioclastiques rougeâtres ou gris, les niveaux calcaires devenant plus épais au sommet de la formation.

Elle a fourni : *Uncinulus* sp., *Oligoptycherhynchus daleidensis*, *Hysterlithes hystericus*, *Spirifer* sp., *Douvillina triculta*, *Howellella mercurii*, *Branikia*, *Mauspirifer gosseleti*, *Brachyspirifer rousseaui*, *Mulationnella barroisi*, *Volynites velaini*.

Ces faunes se caractérisent par un mélange de formes gédinniennes et de formes siegeniennes, telles qu'on les connaît en Ardenne.

Cette formation a fourni également en différents points, une microfaune dans laquelle les formes les plus fréquentes sont : *Icriodus angustoides angustoides* et *Pelekygnathus* e.g. *serrata*. Elles indiquent vraisemblablement la limite entre le Gédinnien et Siegenien.

d_{2a}. **Schistes vert clair et formation calcaréo-dolomitique.** Localisés dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes, ils sont absents dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon.

Ces schistes ont le plus souvent une couleur vert clair très caractéristique, à toucher talqueux ; ils sont le plus souvent associés à des grès brunâtres, se disposant en bancs ou en lits centimétriques, à des dolomies gréseuses de teinte claire, à des calcaires bleu-crème ou rougeâtres toujours riches en pyrite.

Ils ont livré à leur sommet une faune siegenienne : *Tentaculites straeleni*, *Meganteris*, *Acrospirifer primaevus*, « *Spirifer* » *trigeri*.

d_{2b-c}. **Quartzites blancs massifs.** Ils sont très développés dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes (*Quartzite des Aldudes*). Ils forment les escarpements du flanc est de la vallée de la Nive des Aldudes.

Il s'agit d'une roche d'un blanc très pur (elle peut atteindre 99 % de SiO₂), tantôt compacte, montrant au microscope un engrenement étroit de grains de quartz, tantôt friable et pulvérulente. Les stratifications entrecroisées y sont fréquentes.

S'ils ne sont pas eux-mêmes fossilifères, ils sont encadrés par des gisements à faune du Siegenien.

Leur épaisseur s'accroît du Nord au Sud, atteignant son maximum au Sud d'Urepeil (5 à 600 mètres).

d_{2a-c}. **Quartzites, dolomies et schistes.** Dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon, la distinction bien tranchée entre un faciès schisto-gréseux et dolomitique à la base (d_{2a}) et un faciès uniquement quartzeux, sans carbonates, au sommet

(d2b-c) n'est plus possible car ces deux lithologies alternent tout au long de la série. C'est pourquoi on a regroupé le tout en un ensemble unique d2a-c. Les grès restent souvent dolomitiques jusqu'au sommet et les schistes verts à toucher talqueux envahissent toute la formation. De plus, il s'intercale à différents niveaux des brèches interstratifiées à ciment dolomitique, totalement absentes dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes. Enfin, l'épaisseur est beaucoup plus réduite que dans cette dernière région, elle atteint tout au plus 250 mètres.

d2c-d. **Schistes calcaireux.** Dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon, cette formation débute par des schistes calcaireux où s'intercalent fréquemment des bancs d'une dolomie bleu-noir, toute veinée par de la calcite blanche, à faciès très caractéristique. Les schistes sont très fossilifères et renferment : *Schizophoria vulvaria*, *Oligoptycherhynchus duleidensis*, *Stropheodonta gigas*, *Acrospirifer primaevus*, *Euryspirifer paradoxus-pellico*, « *Spirifer* » *trigeri*, *Athyris undata*, etc. indiquant le Siegenien supérieur ou même la base de l'Emsien. Plus haut, la dolomie bleu-noir disparaît et le régime devient uniquement schisteux tandis que la faune prend nettement un âge emsien avec : *Uncinulus* sp., *Douvillina interstitialis*, *Eodevonaria dilatata*, « *Spirifer* » *arduennensis* en abondance, *Euryspirifer paradoxus-pellico*, *Spinocyrtia subcuspidata*.

Au sommet, s'intercalent des calcaires bleus à Encrines, en particulier à la redoute de Château-Pignon, où ils atteignent 150 m d'épaisseur. Ce sont des calcaires récifaux à riche faune emsienne de Polypiers simples ou composés, de Stromatopores et de Bryozoaires. La stratification reste toujours bien visible. Le calcaire est bleu dans la masse, souvent blanc en surface ; il admet quelques intercalations gréseuses et schisteuses.

Dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes, dans une série à faune comparable, on observe des variations lithologiques : les schistes calcaireux sont fréquemment décalcifiés et transformés en grauwackes ; aux dolomies bleu-noir s'associent des quartzites blancs en bancs très massifs, tout à fait semblables aux quartzites de d2b-c. Les calcaires récifaux ne sont pas représentés.

d2e-f. **Dolomie gréseuse.** Dans la partie est du massif des Aldudes, l'Emsien est représenté par une masse de dolomies en gros bancs, très souvent rubanées, admettant des intercalations de grès blancs ou verdâtres, à gros grains. Dans le synclinal de Château-Pignon, ces dolomies sont associées à des calcaires à grains fins.

Dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes, les dolomies sont toujours schisteuses, la teneur en carbonate est nettement plus faible, ce qui donne soit des roches à rubanement intense soit, lorsqu'il y a départ partiel ou total des carbonates, des roches schisto-gréseuses brunâtres, très décomposées. On y rencontre fréquemment des horizons calcaires à teintes vives (vert, jaune ou rosé) à pyrite.

Cet ensemble, qui peut atteindre 300 à 400 m, a fourni, à sa partie terminale, *Alatiformia alatiformis* du Couvinien de base, ce qui permet de rapporter l'ensemble dolomitique sous-jacent à l'Emsien.

d3a1. **Calcaires récifaux de l'Adarza.** Le cœur du synclinal de l'Adarza est formé par 200 m de calcaire rougeâtre, en gros bancs, très diaclasé et très riche en Polypiers ; une passée schisteuse, intercalée dans ces niveaux, a fourni en abondance : *Paraspirifer cultrijugatus*, *Alatiformia alatiformis*. Il s'agit toujours du Couvinien de base.

Dans la partie sud-ouest du massif, les dolomies emsiennes sont également surmontées par des calcaires gris foncé, riches en Polypiers. Dans la partie sud, ils sont particulièrement développés et se présentent en bancs massifs. Plus au Nord, leur puissance se réduit, les bancs sont moins épais, les intercalations schisteuses sont plus

nombreuses. Ils ont fourni entre autres : *Favosites eifelensis*, *Staphylopora chaetiformis*. Dans une intercalation schisteuse, un gisement de Brachiopodes renferme : *Alatiformia alatiformis*, *Paraspirifer cultrijugatus*, ce qui permet également de les rattacher au Couvinien de base.

d3a2. **Schistes gréseux et grès à niveaux ferrugineux.** Ce sont des schistes gréseux à minces bancs de grès. Les schistes gréseux sont souvent décalcifiés en *grauwacke* ; ils renferment la faune la plus riche du Dévonien du Pays basque : *Uncinulus pila*, *Stropheodonta piligera*, « *Spirifer* » *mosellanus*, *Spinocyrtia subcuspidata*, *Alatiformia alatiformis*, *Brachyspirifer carinatus*, *Paraspirifer cultrijugatus*, *Anathyris alejensis*, etc. plaçant ces formations dans un Couvinien encore basal.

C'est dans cette formation que l'on trouve localement les minerais de fer autrefois exploités ; ce sont des minerais de fer oolithiques.

d3b-4. **Schistes à nodules et Tentaculites.** Sur le territoire français de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, seuls les termes supérieurs de cette formation affleurent.

On les trouve sur le versant nord des massifs du Jarra et de l'Arradoy, ainsi que dans le massif de Mendibelza (bombement d'Estérenguibel).

Ce sont des schistes gris à gris verdâtre, à cassure conchoïdale ; les niveaux calcaireux et schistes noirs existant à la base plus au Nord ne se retrouvent plus ; mais les lits de nodules siliceux, qui ont donné son nom à la formation, sont toujours présents. Ils ont fourni uniquement de petits Tentaculites pélagiques, mal conservés. Ils doivent représenter le Givétien mais aucune preuve paléontologique sûre n'a pu être apportée.

Vers le sommet, tandis que les nodules deviennent plus rares, s'intercalent de petits bancs décimétriques ou centimétriques de grès psammitiques verts, annonçant la formation suivante : les schistes sont toujours riches en petits Tentaculites, du genre *Styliolina* et *Uniconus*, mais indéterminables spécifiquement. Ils ont fourni, dans leur partie supérieure, quelques Goniates, du genre *Probeloceras*, genre déjà frasnien.

d5. **Grès verts.** Ils apparaissent dans le massif de Mendibelza, formant l'ossature des bombements d'Occabé et de l'Estérenguibel.

Ce sont des grès-quartzites, souvent vert foncé, à cassure luisante, très caractéristiques, en gros bancs de 40 à 50 cm, séparés par des entrelits schisteux bleu verdâtre ; ils sont parfois altérés, prenant alors une couleur brun-rouille. Peu fossilifères, seuls les lits schisteux renferment quelques débris végétaux dont les spores sont opaques. Dans la partie espagnole du massif des Aldudes, ils ont fourni des Goniates du Frasnien. Leur épaisseur augmente du Nord au Sud : elle peut atteindre 700 m dans le bombement d'Occabé. Dans ce bombement, il s'y intercale des niveaux conglomératiques.

d6. « **Grauwares** » à *Spirifer verneuili*. Au-dessus des grès verts viennent des grès gris-bleu, généralement calcaireux, ou décalcifiés en *grauwacke* brune ou rougeâtre, et des schistes calcaireux. Cette formation correspond au Grès à *Spirifer verneuili* de J.W. Laverdière. Elle est fossilifère et a livré une faune abondante et très homogène. Les formes les plus courantes sont : *Cyrtospirifer verneuili* et *Centrorhynchus letiensis*. Cette dernière espèce, présente sous ses deux formes, grande et petite, caractérise le Famennien supérieur ou la partie tout à fait élevée du Famennien inférieur.

d7. **Calcaire griotte.** Sur les *grauwares*, des schistes noirs, finement lités, où s'intercalent des bancs ou des nodules de calcaires noirs fétides, ont fourni à leur base : *Palmatolepsis quadrantinodosalobata*, *P. crepida*, *P. tenuipunctata*, *Icriodus cornutus*, *Polygnathus*.

Ils sont surmontés par des *calcaires griottes*, définis ici comme des calcaires en

amandes, de 3 à 4 cm de diamètre, emballés dans une trame schisteuse, indépendamment de la couleur du calcaire et de sa richesse en débris de Céphalopodes.

Ils ont fourni près des chalets d'Iraty une faune abondante de Conodontes, s'étendant du Famennien supérieur au Strunien, ainsi que des Céphalopodes : *Prionoceras*, *Sporadoceras*, *Cymaclymenia*, non déterminables spécifiquement.

ω. **Dolérites du Dévonien supérieur.** Dans le massif de Mendibelza, à proximité du col d'Irau, dans les grès du Dévonien supérieur, pointent des roches très altérées que P. Viennot a rapportées à des dolérites et à des péridotites et que P. Lamare a qualifiées de diorites. Les mieux conservées montrent des plagioclases altérés, de l'augite en grandes plages altérées, incluant des feldspaths, de l'épidote, de la chlorite.

Carbonifère

Conservé dans des synclinaux, souvent laminé entre les masses de quartzite vert, le Carbonifère occupe de faibles surfaces, sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port. Il se localise dans le bombement de l'Estérenquibel et dans la haute vallée de l'Iraty.

h_{2a}. **Lydiennes.** Presque toujours directement superposées aux calcaires griottes, des lydiennes noires, en petits bancs centimétriques séparés par de minces passées de schistes verts, sont attribuées au Tournaisien supérieur—Viséen inférieur, par comparaison avec le reste des Pyrénées et la Montagne Noire.

Ces lydiennes sont surmontées par des schistes de teinte vive, rouge et verte, très finement lités et parfois associés à une récurrence de faciès griotte typique : amandes de calcaire rouge, emballées dans les schistes. L'épaisseur, toujours faible, varie de 5 à 20 mètres. Le calcaire a fourni : *Neoprioniodus*, *Gnathodus bilineatus*, *G. commutatus*, *G. nodosus*, *G. nodulus*. Cette faune donne un âge allant du Viséen à la base du Namurien inférieur.

h₃. **Calcaires bleu-noir et schistes.** Le Namurien est représenté par des formations schisto-calcaires. Les schistes sont tendres, de teinte verdâtre. Ils renferment des débris de plantes et des restes de Goniatites ; le calcaire est toujours bleu-noir, fétide, à grain fin, à texture rubanée, sillonné en tous sens de veines de calcite.

La répartition et l'épaisseur des schistes et des calcaires varient très rapidement. Le calcaire peut atteindre une centaine de mètres d'épaisseur ; il peut se réduire à quelques mètres, ou même être complètement absent. Il repose, soit directement sur les schistes rouges, associés aux lydiennes, ou en être séparé par une épaisseur variable de schistes verdâtres. Son apparition peut être brutale, ou s'annoncer par de minces intercalations dans les schistes.

Un gisement, situé à la base des calcaires bleu-noir, dans le cours supérieur de l'Iraty, a fourni une microfaune abondante : *Magnilaterella*, *Gnathodus nodosus*, *G. bilineatus*, *G. tricarinatus*, *Neoprioniodus montanaensis*, *Spathognathodus*, faune sans doute de la base du Namurien.

h₃₋₄. **Grès bruns.** La série carbonifère du massif de Mendibelza se termine par un complexe de grès bruns, très riches en micas blancs détritiques et contenant de nombreux fragments de feldspaths plagioclases altérés.

Entre les niveaux de grès toujours prédominants, s'intercalent des schistes bleus. L'épaisseur visible de l'ensemble atteint 500 m au moins.

La formation est peu fossilifère. A 400 m à l'E.SE des chalets d'Iraty (feuille Tardets), les grès ont fourni des pinnules de *Neuropteris gigantea* : cette plante se rencontre dans le Namurien et le Wesphalien.

Plus à l'Est, on a signalé la présence de *Proschumardites karpinskyi* qui montre que les grès commencent à un niveau encore assez bas du Namurien supérieur.

h₅. **Schistes et grès à flore d'Hosta.** Le Stéphanien affleure en un seul point, au Nord d'Hosta. Il constitue le prolongement des terrains reconnus sur le territoire de la feuille Tardets, bien représentés dans la « boutonnière » d'Hosta. Il s'agit de schistes

sombres gris-noir et de grès à lentilles conglomératiques ayant livré près d'Ibarolle une flore du Stéphanien moyen.

Permien

r. **Conglomérats, grès et argilites.** Les formations rapportées au Permien affleurent essentiellement dans le quart nord-ouest du territoire de la feuille, le long de la crête frontière et de part d'autre de la Nive des Aldudes, en amont de Banca. Une ride passant par le col d'Ispéguy sépare le Permien en deux bassins. Discordantes sur des terrains paléozoïques, il s'agit de formations analogues à celles qui ont été décrites dans la notice de la feuille lholdy située immédiatement au Nord : on y retrouve les mêmes alternances d'horizons bréchiqes à microbréchiqes, de grès, de pélites et d'argiles. Dans cet ensemble qui présente une teinte générale rouge lie-de-vin, quelques particularités dans la composition lithologique méritent d'être notées : les termes de base sont très variables et, le plus souvent, en liaison directe avec le substratum. C'est ainsi que lorsque le substratum est constitué de schistes le premier terme est représenté par une brèche à éléments anguleux de schistes, souvent rubéfiés, peu cimentés ou à ciment pélitique. Lorsque le substratum est carbonaté (Dévonien) la série débute par des brèches à éléments et à ciments calcaires. Ces brèches de base comme celles qui apparaissent plus haut dans la stratigraphie ont une extension généralement réduite et dessinent des lentilles. Les éléments constitutifs sont toujours très anguleux ; leur nature est variable (quartz, quartzite, schiste gris) mais surtout calcaire. Des calcaires de teinte gris-bleu, parfois rouge violacé, à patine ocre et présentant une structure noduleuse *pseudo-griotteuse* se localisent vers le milieu de la série. De forme également lenticulaire, ils évoluent latéralement vers des argilites à nodules calcaires, d'épaisseur constante (10-15 m). Des conglomérats quartzo-gréseux composés de galets arrondis de quartz cimentés par du grès marquent la fin du Permien dans le secteur couvert par la feuille. Les coulées de basalte qui ailleurs sont interstratifiées dans ce niveau font ici totalement défaut.

L'épaisseur de l'ensemble du Permien est très variable ; elle oscille entre 0 et 500 mètres. Son maximum est atteint au niveau de la Nive des Aldudes.

SECONDAIRE

Trias

Plus largement représentés que les terrains permien sur lesquels ils apparaissent *transgressifs*, les dépôts rapportés au Trias inférieur (Grès bigarrés) constituent l'essentiel du revêtement des massifs primaires de la moitié nord de la feuille (secteur nord-occidental du massif des Aldudes, massif du Jarra—Arradoy, massif d'Hosta). Quelques témoins sont conservés dans la partie occidentale du massif de Mendibelza.

Il dessine généralement des panneaux monoclinaux, inclinés au Sud, formant cuesta sur le revers desquels s'individualise le Trias moyen et supérieur (Muschelkalk et Keuper). Ces derniers terrains, facilement érodés, occupent les dépressions (dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port).

t1-2. Grès bigarrés

t1-2(a). **Conglomérats et grès.** Très nettement marqué par un ressaut dans la topographie, cet ensemble repose en discontinuité stratigraphique sur les terrains permien (discordance de ravinement) ou en discordance tectonique sur les formations paléozoïques plissées.

Les conglomérats sont bien représentés le long de la crête frontière où ils constituent un horizon continu d'épaisseur relativement constante (10-15 m). Ailleurs, ils sont plus sporadiques, voire absents comme au Jarra. Les galets, de taille variable

(moyenne 6 cm) sont roulés, ovoïdes ; leur surface porte fréquemment des traces d'impression ou de percussion. La nature de ces galets est indépendante de celle du substratum. Les galets de quartzite (quartzite blanc, rose, plus rarement bleuté ou noir) sont nettement dominants par rapport aux galets de quartz ou de grès. Le ciment est gréseux, de même composition que les grès qui surmontent les conglomérats. Ces grès présentent vers le sommet un litage mieux marqué. L'ensemble montre des stratifications obliques ou entrecroisées ; son épaisseur est variable, atteignant son maximum à l'Ouest de Banca (100 m).

t1-2(b). *Argilites et psammites* (100 à 200 m). Au-dessus des grès roses vient une formation qui consiste en une série d'alternance de niveaux gréseux, psammitiques de 5 à 10 m d'épaisseur, formant des barres, et de niveaux de 30 à 50 m de pélites et d'argilites. L'ensemble montre une teinte dominante rouge brique. Localement, les grès psammitiques de la partie supérieure de la formation prennent des teintes grises ou vertes. C'est le cas sur le revers sud du pic Nethé, à l'Ouest d'Hosta. Dans ce niveau, où on relève des récurrences de matériel détritique grossier à conglomératique, il n'est pas rare de rencontrer des fragments de plantes (Equisétales ?) associés à des niveaux charbonneux et des niveaux minéralisés (taches de malachite).

D'une façon générale, les barres gréseuses, toujours très micacées, se débitent facilement en dalles minces et régulières ; elles sont exploitées comme pierres d'ornement (appellation : *dalle de la Rhune*).

Vers le sommet, ces barres se réduisent en épaisseur au profit des horizons fins. Les stratifications entrecroisées matérialisant d'anciens chenaux qui, vers la base, présentaient un grand rayon de courbure, montrent un rayon de courbure de plus en plus réduit au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

t1-2(c). *Argilites gréseuses*. Sous cette appellation, on désigne un horizon, relativement constant sur tout le territoire couvert par la feuille, épais de quelques mètres, d'argilites non plastiques en présence d'eau, très finement gréseuses ou pélitiques, de couleur rouge vif, se débitant en petits fragments anguleux. A ce niveau, on observe très souvent des figures de glissements intraformationnels (loupe, cuillère d'arrachement à surface striée, boule de glissement) ainsi que des marques de gouttes de pluie.

t1-2(d). *Argilites rubanées*. Ce terme, peu épais (maximum 5 m) comprend des argiles plus ou moins feuilletées, de teinte variable : gris-vert ou gris-noir, ocre à l'altération. Plastiques en présence d'eau, elles contiennent de fines lentilles de dolomie. On y décèle également des pseudomorphoses de cristaux de halite, caractéristique de ce niveau à sédimentation chimique de type évaporitique qui, sur le plan tectonique, a souvent joué le rôle de niveau de décollement. Aussi, les couches apparaissent-elles souvent très déformées, laminées, incomplètes.

t3-6. **Calcaires dolomitiques**. On a coutume de rapporter au Muschelkalk, le plus souvent sans argument paléontologique, tous les horizons carbonatés qui se développent au-dessus des Grès bigarrés. Dans les zones les moins disloquées par la tectonique pyrénéenne, la succession lithologique comprend généralement trois termes de haut en bas :

- calcaires vacuolaires et dolomie cristalline de teinte gris foncé avec pseudomorphose de gypse,
- calcaires en plaquettes gris clair, à joints argileux et bancs ondulés (Wellenkalk). Quelques plaquettes dolomitiques ont fourni *Lingula tenuissima*^(*),
- dolomies calcaires beiges et calcaires gris massifs, à grains fins, plus ou moins dolomitiques.

(*) Ce terme moyen a pu être daté avec plus de précision par Stoppel à partir d'un matériel récolté par J.C. Bouquet. Il serait d'un âge plus récent que le Muschelkalk classique et correspondrait plutôt au Keuper inférieur.

C'est dans ce niveau basal que sont localisés les principaux gisements de magnésite (Saint-Michel).

t7-9. **Argiles bariolées gypsifères.** Le Keuper présente le faciès typique du Keuper germanique avec ses argiles bariolées, gypsifères qui surmontent, en apparente continuité, la dolomie à pseudomorphoses de gypse du sommet du Muschelkalk. Le passage se réalise par l'intermédiaire de 1 à 2 m de marnes dolomitiques vert pâle à jaunes, elles-mêmes recouvertes par des argiles blanches et ocre. Ces dernières font place aux argiles versicolores proprement dites de couleur vert bleuté, pourpre ou violacée. La formation se termine sous une brèche à fragments ou blocs de calcaires gris-noir à patine blanche réunis par une matrice argileuse grise qui marque le début du Lias.

Par place, apparaissent, au sein de la masse argileuse et sous forme d'amas discordants, des lentilles de gypse et d'anhydrite qui, localement, peuvent constituer de véritables couches. Associés à ces évaporites, on peut noter enfin l'existence (route de Caro à Aincille) de petits niveaux dolomitiques et des niveaux à concentration de quartz bipyramidés.

$\mu\theta$. **Ophites du Keuper.** Toujours liées au Keuper, elles constituent un ensemble de petits massifs de forme lenticulaire. La dimension de ces massifs ou *pointements* excède rarement le kilomètre sur 50 à 200 m d'épaisseur.

L'ophite est pétrographiquement une dolérite à structure poecilitique composée de grandes plages jointives de pyroxène (augite) avec, en surimpression, des baguettes de plagioclases (oligoclase à bytownite). L'oligiste y est souvent abondante, la biotite et la hornblende brune plus rares.

Très généralement morcelée par la tectonique, elle est aussi très fréquemment altérée (altération hydrothermale et météorique). On y note la présence de minéraux issus des paragéneses (chlorite, épidote, calcite, minéraux titanifères). L'altération mécanique aboutit à la formation d'une arène enrobant des bouts de roche intacte. Cette arène constitue une terre légère relativement fertile qui se distingue facilement des terres lourdes recouvrant les argiles du Keuper.

Jurassique

Le Jurassique est surtout développé à l'Est du territoire de la feuille, dans le massif des Arbaillies. Plus au Nord, il se retrouve extrêmement réduit dans les structures de Bustince—Jaxu. Dans le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port, seuls les termes inférieurs sont représentés, en particulier dans les secteurs d'Aincille et d'Irouléguy.

t10-l1. **Brèche, dolomie calcaireuse et localement tuf.** Dans cette formation à dominante calcaire, on distingue généralement trois unités lithologiques :

- **Ensemble calcaréo-dolomitique** (10 m). A la base, un niveau de dolomie cryptocristalline, légèrement fissurée, en banc métrique, à patine gris-rouille.

Puis une séquence calcaire grise, légèrement dolomitique, en gros bancs métriques, à patine gris clair, montre en plaques minces une texture crypto-cristalline localement graveleuse. Elle contient fréquemment de fines baguettes d'anhydrite. Ces cristaux aciculaires peuvent se ramifier et sont facilement observables à l'affleurement. Cet ensemble se termine par un niveau de calcaire gris azoïque.

- **Ensemble bréchiq.** Il comprend un banc de 80 cm de microbrèche polygénique, à fins éléments millimétriques, à ciment calcaréo-argileux rougeâtre. A l'examen microscopique, les éléments détritiques d'origine carbonatée dominant : calcaire cryptocristallin, calcaire graveleux à petits quartz de néoformation, moulés dans un fond calcaréo-dolomitique argileux. Cet horizon décrit par G. Dubar, sous le nom de *Tuf* est également en Aquitaine connu sous le nom de *Brèche de Cazaliou* (feuille Dax).

- **Ensemble entièrement calcaire.** Sur 15 m d'épaisseur, il se présente à l'affleurement en bancs métriques à la base, décimétriques au sommet, à patine grise et cassure gris-noir, se débitant souvent en plaquettes centimétriques.

En microfaciès, on peut distinguer des calcaires azoïques, crypto-cristallins à graveleux, à structure vermiculée. Dans ces niveaux, les mouchetures cristallines sont fréquentes et peuvent localement être litées en feuillets argileux. Des restes organiques sont présents dans un ciment calcaire, crypto-cristallin, localement vacuolaire. Il s'agit de débris d'Echinodermes et de radioles de *Diademopsis* accompagnées d'assez rares valves d'Ostracodes. (Cette formation est connue en Aquitaine sous le nom de *Calcaire à Ostracodes*).

Cette formation est relativement constante sur le flanc nord des Arbailles ; sur le flanc sud, elle admet quelques variations :

- la formation calcaréo-dolomitique de base est souvent graveleuse et présente souvent à l'affleurement des passées cargneulisées ;
- le Tuf de Dubar est remplacé par une brèche calcaire monogénique ;
- l'ensemble supérieur se dolomitise.

On retrouve généralement des formations comparables dans le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port, mais généralement très réduites, avec une puissance de 80 m au maximum. Dans ces dépôts carbonatés du Lias basal, deux faciès caractérisent le Rhétien et l'Hettangien inférieur :

- d'une part, un complexe carbonaté présente des horizons remarquables, bréchiques comme le Tuf de Dubar ou faiblement zoogène comme le Calcaire à Ostracodes et *Diademopsis* ;
- d'autre part, un complexe dolomitique ; les horizons précédents tendent à disparaître pour faire place à des sédiments plus dolomitiques. Dans le terme inférieur, une brèche calcaréo-dolomitique remplace le Tuf de Dubar. Les Calcaires à Ostracodes et *Diademopsis* font défaut.

12. **Dolomie grise et calcaires dolomitiques rose saumon.** C'est une alternance de dolomies grises et de calcaires dolomitiques rose saumon, en petits bancs, à patine grise, en microfaciès ; on trouve fréquemment une structure grumeleuse fissurée localement avec localement des récurrences finement rubanées ou graveleuses.

En certains points, les deux formations n'ont pu être distinguées, elles ont été groupées sous la notation t10-12.

13-4. **Calcaires rubanés et oolithiques.** Ces dépôts uniquement carbonatés se détachent généralement dans le paysage par leur relief accusé surplombant en cuesta la série dolomitique sous-jacente. La distribution verticale des faciès s'établit de façon homogène : à la base, des séquences varvées à grano-classement vertical après un court épisode rubané, puis les calcaires oolithiques prennent leur développement, coupés de passées crypto-cristallines.

La puissance de ces dépôts varie de 10 à 60 mètres.

• **Structure rubanée.** Elle affecte des calcaires ou des dolomies crypto-cristallines, formées par un empilement de feuillets qui peuvent être horizontaux ou légèrement déformés et toujours disposés à la base de la formation caractérisant cet étage. Ces figures de dépôt s'accompagnent d'un grano-classement des éléments carbonatés à l'intérieur de chaque séquence-unité, matérialisé par un feuillet.

• **Structure graveleuse.** Ces faciès sont communs dans les niveaux inférieurs de la série. Les gravelles calcaires crypto-cristallines bien calibrées (500 à 600 μ) sont moulées dans un ciment de calcite microcristalline. Des débris de Gastéropodes et d'Echinodermes (notamment radioles), de petits Textulariidés, des Lagénidés (Fronculaires) sont nombreux.

• **Structure crypto-cristalline à finement graveleuse.** Ce second type alterne avec le précédent et peut être accompagné de rares oolithes dispersées. Il a fourni des coprolithes de Crustacés et des Dasycladacées mal conservées.

• **Structure oolithique.** Dans un fond de calcite microcristalline se détachent des oolithes calcaires concentriques, bien calibrées à noyau minéral et organique.

Tous ces types de microfaciès présentent le plus souvent une assez forte fissuration et une recristallisation par de la calcite microcristalline et cristalline selon l'importance des microdiaclasses.

G. Dubar, dans la région d'Ahaxe, cite au sommet de ces formations, une Ammonite du Sinémurien terminal : *Vermiceras tardecrescens* Hauer.

Les niveaux rubanés et oolithiques peuvent être rattachés au Sinémurien. La microfaune observée, peu abondante, indique un régime marin étendu, faisant suite à une sédimentation lagunaire de la base du Lias. Si les associations d'organismes ne semblent pas caractéristiques, elles s'accordent avec cette attribution stratigraphique.

15-6. **Calcaires argileux à Bélemnites et à Pectens.** Cette formation se définit bien du point de vue lithologique et paléontologique. Sur le terrain, le passage avec l'ensemble calcaire clair sous-jacent est bien marqué par l'apparition d'une série plus argileuse, sombre, riche en macrofaune. Dans le paysage, ces terrains donnent un relief au modelé plus doux, souvent couvert de prairies qui tranchent avec les corniches abruptes de l'étage précédent. Au toit, le passage au Toarcien est généralement bien souligné par une zone d'accumulation de Pectinidés à la surface supérieure des derniers bancs de la formation.

Dans le massif des Arbailles, il s'agit d'une série calcaire, légèrement plus argileuse au sommet qu'à la base, réglée en bancs décimétriques, à patine gris sombre. La cassure est grumeleuse, noirâtre ; les couches sont riches en Bélemnites et Brachiopodes. Vers le sommet de la formation, les moules de Pecten accompagnent les fossiles précédents. Ces niveaux, en plaques minces, présentent un faciès assez constant de calcaire argileux, crypto-cristallin à grumeleux, à débris d'Echinodermes et de Lagénidés, dont les proportions augmentent vers le toit de l'ensemble.

L'analyse de la courbe de fréquence des différents organismes présents dans la préparation met en évidence trois biozones :

— « a » : elle est bien marquée, à la base, par de nombreux fragments de Mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches), de fins débris d'Echinodermes, de petits Textulariidés, de rares valves d'Ostracodes.

Par suite, les microfossiles deviennent plus rares et seuls des morceaux d'Echinodermes accompagnent quelques Lagénidés ; puis un niveau à petits Arénacés marque le sommet de cette zone.

— « b » : les organismes deviennent plus nombreux, notamment des débris d'Echinodermes qui caractérisent cette zone.

Les Lagénidés et les valves d'Ostracodes figurent en nombre relativement important.

— « c » : ces derniers horizons sont bien caractérisés en plaques minces, par de nombreuses Lenticulines, très souvent recristallisées et généralement accompagnées d'abondants débris d'Echinodermes et d'entroques, dans un fond un peu moins argileux que les couches sous-jacentes.

Cette formation a fourni une faune d'Ammonites importante à la base : *Poly-morphites jamesoni* (Sow), *Deroceras davoei* (Sow) du Pliensbachien inférieur (Carixien), et, au-dessus : *Amaltheus margaritatus*, *A. spinatus*, *Pseudopecten aequalis* du Pliensbachien supérieur.

Les Pectens récoltés (*Pseudopecten aequalis*) apparaissent dans le Carixien ; la zone « a », déterminée en microfaciès correspondrait au Pliensbachien inférieur, les biozones « b » et « c » au Pliensbachien supérieur. Ce niveau « c », avec ses Lenticulines recristallisées, constitue un excellent niveau-repère.

17-9. **Marnes et calcaires argileux.** Dans les Arbailles, cet ensemble argilo-calcaire est bien individualisé. A la base, une importante séquence marneuse à aspect schisteux, en bancs décimétriques et métriques, à patine brune rouille, se termine par une alternance de niveaux argileux et de niveaux calcaires. A la partie supérieure, les dépôts deviennent plus calcaires, les horizons marneux forment de minces interlits à la base et

disparaissent rapidement ; il ne subsiste plus alors que des calcaires argileux en bancs décimétriques, à patine gris rouille.

En microfaciès, cette série est caractérisée par l'apparition de microfilaments dans un fond crypto-cristallin grumeleux ; ils sont très abondants et permettent de distinguer deux termes :

— la présence de microfilaments courts et trapus, à aspect généralement plumeux marque ces niveaux ; on y rencontre aussi quelques fins débris d'Echinodermes, des Lagénidés et de petits Arénacés : *Glomospira* et *Haplophragmium* généralement localisés dans le sommet ;

— les microfilaments s'affinent et deviennent plus courts dans une matrice généralement calcaire ; l'extrême sommet de la série se marque par l'apparition d'une structure crypto-cristalline à veinules de calcite où quelques rares Protoglobigérines ont été signalées.

Dans cette formation, G. Dubar a reconnu les zones d'Ammonites du Toarcien et de l'Aalénien ; le sommet de la zone « a » a fourni *Dumortiera levesquei*, *D. pseudoradissa*, caractéristiques du Toarcien supérieur.

Le toit de la zone « b » renferme *Ludwigia purchisonae*, *Graphoceras concavum*.

Dans le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port (Irouléguay, structure de Bustince—Jaxu), les formations très réduites du Lias moyen et supérieur ont été regroupées sous la notation 15-9.

Sur la structure de Bustince—Jaxu, elles sont mal stratifiées et montrent par endroit, des remaniements sur place sans matériel étranger.

19-j2. **Calcaires à microfilaments.** C'est un ensemble calcaire qui est bien délimité entre les niveaux marneux du Lias supérieur et de l'Oxfordien supérieur. A l'intérieur de cette unité calcaire qui peut atteindre 175 m d'épaisseur, il est difficile de repérer des subdivisions stratigraphiques sans le concours d'arguments paléontologiques ; on peut tout au plus remarquer sur le terrain, lorsque les conditions d'affleurement sont bonnes, une évolution dans la stratification et l'agencement des bancs calcaires. A la base, une série de gros bancs bien stratifiés, fréquemment métriques ; ensuite, la stratification est plus confuse, les bancs sont irréguliers, mal stratifiés, souvent diaclasés. Vers le sommet, les terrains affleurent généralement assez mal en petits bancs à surface lapiazée.

Quatre zones peuvent être distinguées :

Zone A : c'est une série de calcaire fin compact, bien stratifié, en gros bancs métriques, jointifs à la base, devenant un peu plus minces au sommet où leur surface est tapissée de nombreuses sections d'Encrines.

Les microfilaments sont présents, généralement fins et courts. Ils sont entourés de spicules de Lithistidées en réseaux, assez bien limités à la base, des sections de *Serpula quadrata* et des débris d'Echinodermes d'assez grande taille au sommet. On observe épisodiquement quelques sections de Protoglobigérines et de petits Arénacés. Tous ces éléments sont généralement dispersés dans une microstructure crypto-cristalline à nodules marneux assez répandus dans cet intervalle.

Zone B : la stratification est moins nettement marquée ; les bancs généralement décimétriques à patine sombre sont fortement diaclasés. Dans l'ensemble, les microfaciès sont crypto-cristallins, à nodules finement graveleux, à petits microfilaments, à gros spicules monoaxones à rares *Pseudocyclamina* sp. et petites Trocholines cf. *Trocholina nidiformis* formes qui, semble-t-il, sont limitées au Callovien.

Zone C : elle apparaît mieux stratifiée ; les bancs observés peuvent atteindre 1 m de hauteur et présentent un mince joint argileux à leur contact. Les microfilaments, fréquemment représentés, sont généralement très fins et très courts, dans un fond crypto-cristallin à grumeleux, accompagné de fins débris d'Echinodermes et de rares Lagénidés.

Zone D : ce dernier terme, très puissant, affleure généralement assez mal en une série de petits bancs décimétriques, à patine gris clair et à surface lapiazée. Au toit, un banc plus important de calcaire à gros Périssphinctidés marque la fin de l'Oxfordien supérieur.

Les microfilaments deviennent plus rares, localement accompagnés de quelques débris de Pseudocyclammes dans une microtexture généralement crypto-cristalline. La limite supérieure est bien marquée dans ses niveaux par la présence d'un calcaire crypto-cristallin, grumeleux, très légèrement gréseux, à spicules de Lithistidés en réseaux et à Protoglobigérines.

La partie moyenne de la formation A a fourni une intéressante faune de Périssphinctidés primitifs : *Cleistosphinctes* sp. aff. *cleistus*, *Caumantisphinctes polygyralis*, *Vermisphinctes* cf. *vermiformis*, *Aporroceras* sp. aff. *cylindricum* B et S. Il s'agit d'Ammonites de la zone à *Strenoceras subfurcatum* du Bajocien supérieur.

La partie supérieure de la formation A est datée du Bathonien (zone à *Clinoniceras disens*) par la présence des formes suivantes : *Choffatia subbackeriae*, *C. furcula*, *C. balinensis*.

Dans la formation B, les Ammonites recueillies à la base et au sommet indiqueraient le Callovien inférieur à : *Indosphinctes* sp. aff. *urbanus*, *I.* sp. aff. *natwaris*, *Hectiesceras* sp. aff. *navense*.

La formation C est bien caractérisée par des Ammonites du Callovien moyen (zone à Anceps) : *Reineckeia grossouvrei*, *R. oxyptycha*. Cette dernière Ammonite se retrouve à la base de la formation D. Au sommet, le dernier niveau calcaire, immédiatement au-dessous, la Dalle à *Perisphinctes* appartient déjà à l'Oxfordien supérieur par la découverte de *Dichotomosphinctes* sp. aff. *elisabethae*.

Sur les structures de Bstinence-Jaxu, ces formations sont très réduites et passent localement à des conglomérats monogéniques dont les éléments et le ciment contiennent des microfilaments.

3-6. **Marno-calcaires d'Hosta.** Cette formation presque essentiellement cantonnée dans le massif des Arbailles correspond à un ensemble de marnes gréseuses qui affleurent régulièrement depuis le Nord-Est d'Alciette, jusqu'au Sud d'Hosta. Par contre, sur la bordure méridionale du massif des Arbailles, en allant au pic de Béhorléguy, il faut noter la disparition de ce terme. Les marnes à Orbitolines et les calcaires à Rudistes du Crétacé inférieur reposent directement sur les calcaires à microfilaments du Dogger. Ces lacunes locales sont liées au caractère transgressif de l'Aptien.

Du point de vue lithologique, ces sédiments de l'Oxfordien supérieur forment une unité à caractères argileux, nettement affirmés. Ce sont des formations de couleur très sombre, groupant des marnes noires très finement gréseuses, micacées, schisteuses sur le terrain avec des intercalations légèrement plus calcaires au milieu de ces unités et se détachant de la couverture végétale en bancs plus réguliers. Dans ces séries, la limite inférieure est nettement plus marquée par l'accumulation mécanique d'Ammonites dont les plus communes sont selon G. Dubar : *Perisphinctes biplez*, *Ochetoceras canaliculatum*.

Cette Dalle à *Perisphinctes* se suit facilement sur toute la bordure occidentale des Arbailles.

Au sommet, le contact avec les couches du Crétacé inférieur peut apparaître moins nettement car les formations peuvent être également marneuses sous un faciès analogue. Mais, à ce niveau, la présence d'Orbitolines est à rechercher pour pouvoir lever toute équivoque.

L'épaisseur la plus élevée de ces formations peut atteindre 100 mètres. Il est intéressant de noter qu'au point de vue sédimentologique, des conditions différentes semblent s'installer à cette époque-là, par un passage extrêmement brutal d'une phase carbonatée à une phase argileuse. Cette discontinuité dans la sédimentation pourrait évoquer une légère régression de la mer oxfordienne sur les bords de son bassin ou un rajeunissement des reliefs marginaux.

Crétacé inférieur

Sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, le Crétacé inférieur est localisé dans le synclinal des Arbailles. Dans cet ensemble puissant, pauvre en fossiles caractéristiques et affecté de multiples variations de faciès liées aux vicissitudes locales du faciès urgonien, plusieurs formations ont pu être distinguées.

n3-5. **Calcaires argileux et marnes à Orbitolines.** Dans le flanc nord des Arbailles, seuls quelques niveaux à Annélides et des poches sublatéritiques semblent correspondre au Néocomien. Puis une alternance de calcaires roux, cristallins à Orbitolines, Néotrocholines, *Pseudocyclammina vasconica* Maynnl et de termes plus marneux peuvent déjà être rapportés à l'Aptien inférieur.

Sur le flanc sud, seul des marnes à Orbitolines contiennent des petits galets de Jurassique.

n5A, n5B, n5C, n5D. **Calcaires et marnes.** Ces formations attribuables à l'Aptien inférieur sont bien développées sur le flanc nord du massif des Arbailles.

n5A. **Calcaires à Rudistes (*Toucasia*).** C'est un calcaire urgonien massif, formant falaise, localisé essentiellement sur le flanc nord des Arbailles ; il peut reposer directement, vers l'Ouest, sur les formations attribuées au Néocomien ou s'intercaler dans le complexe n5B. Dans cette masse carbonatée, on trouve des calcaires clairs, cristallins à Polypiers, des calcaires clairs micritiques à Rudistes, des calcaires dolomitiques argileux, pyriteux parfois, des calcaires rares à débris ankéritiques, des calcaires bleutés argileux, pyriteux, parfois silicifiés. Cet ensemble fournit des Orbitolines, des Bryozoaires et des Dasycladacées (*Diplopora* sp.).

n5B. **Calcaires à Rudistes et marnes intercalées.** Cette formation peut atteindre 250 m de puissance dans le périmètre de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port. Ce sont des calcaires en petits bancs, renfermant des Polypiers, des Rudistes et des Bryozoaires, s'interstratifiant avec des niveaux marneux.

n5C. **Marnes grises ou noires.** Si cet épisode comporte encore quelques bancs calcaires, il est à tendance marneuse très affirmée et remarquable par sa grande richesse en Orbitolines.

n5D. **Calcaires à Polypiers silicifiés.** Dans cette formation, la base, surtout calcaire, est caractérisée par la présence de Polypiers silicifiés et de Lamellibranches. Plus haut, alternent des calcaires massifs à Rudistes, des calcaires argileux à Orbitolines, Polypiers, Annélides, Mélobésiées, Hydrozoaires et *Barroisia* sp.

n6-7. **Calcaires récifaux massifs. — n6B. Marnes noires micacées. — n5A. Calcaires à Rudistes et marnes intercalées.** L'Aptien supérieur et l'Albien inférieur se développent, sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, dans le cœur et le flanc sud du synclinal des Arbailles. Trois faciès y sont principalement représentés : n6-7, calcaires récifaux massifs, s'intercalent dans une épaisse série marneuse, noire, micacée, d'aspect schisteux n6B qui, dans le périclinal occidental du massif, reposant directement sur les formations jurassiques, est remplacée par une alternance de calcaires récifaux n6A plus ou moins stratifiés, intercalés de marnes noires.

Albien et Crétacé supérieur

L'Albien et le Crétacé supérieur de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port se distribuent en trois zones :

— au Sud, une zone de plate-forme correspondant à la couverture du massif paléozoïque des Aldudes ;

— en avant, une zone de transition, zone de flexure où se sont accumulés des sédiments grossiers, détritiques, coïncidant avec le Mendibelza ;

— au Nord, une zone de bassin subsident rempli en grande partie par des dépôts de type flysch.

Zone de plate-forme : couverture du massif des Aldudes

n7c, n7d. **Formations carbonatées et détritiques.** Elles sont cantonnées sur la partie nord-est du massif des Aldudes, les affleurements sont discontinus et ont une extension très restreinte.

Elles débutent le plus souvent par une brèche de base à éléments primaires, remaniant de gros blocs de quartzite, des schistes noirs ou verts, surmontée par des calcaires microbréchiques gris rosé à petits fragments de sédiments paléozoïques et grains de quartz. Ils contiennent de nombreux Polypiers et des Orbitolines, des Algues, des débris de coquilles et *Hensonia lenticularis* ; ils sont attribuables à l'Albien supérieur.

Dans la région de Honto, sur cette formation viennent des calcaires notés n7d, rosés, rouge ferrugineux, microbréchiques, incrustés de nombreux galets primaires. Ils contiennent *Favusella waschitensis*, des Orbitolines plates, des Polypiers, des Algues ; ils sont attribuables au Vraconien.

Ces formations sont transgressives sur le Paléozoïque des Aldudes qui semble avoir été morcelé auparavant. L'abondance des Polypiers, des Algues et des Rudistes dénote le caractère paracéfal de la sédimentation.

c1, c2, c3. **Calcaires graveleux, calcaires à Préalvéolines, calcaires pélagiques.** On trouve les formations carbonatées du Cénomano-Turonien sur le flanc est de la vallée du ruisseau de Mendiola ; plus au Sud, elles forment les rochers de Zerkupé, d'Urdanasburu et les falaises d'Urculu.

Cet ensemble carbonaté repose souvent directement sur le Paléozoïque du massif des Aldudes.

La partie inférieure notée c1 est bien représentée dans les rochers de Zerkupé et d'Urdanasburu. A la base, des calcaires microbréchiques limoniteux de couleur marron-rouge présentent sur leur surface des Préalvéolines et des Orbitolines ; ils renferment *Trocholina arabica*, *Orbitolina conica*, *Praealveolina* sp., des Cunéolines, des Polypiers et des débris de Mollusques ; ils sont suivis par 30 m de calcaires souvent graveleux, présentant quelques passées rouges, à *Orbitolina conica*, *Trocholina* gr. *arabica*, *Trocholina* sp., des Orbitolines plates et des Algues. Cette faune est caractéristique du Cénomaniens inférieur et moyen.

La partie supérieure du Cénomaniens (c2) est bien développée dans les falaises d'Urculu. Il est transgressif par rapport au Cénomaniens inférieur.

Il débute par 1 m de grès quartzeux brunâtre, limoniteux, passant à des calcaires gréseux marron-rouge, à galets de quartz (4 m) contenant *Praealveolina cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudocyclammia rugosa*, *Chrysalidina gradata*, *Nezzata simplex*, Cunéolines, Nummuloculines, Miliolles, Polypiers, Mollusques et Algues.

Ils sont surmontés par un ensemble de calcaire (5 m), vert et rouge à la cassure, liant des coquilles presque jointives de Mollusques et des tests de Préalvéolines, de calcaire vasculaire chargé de calcite contenant des Préalvéolines et de calcaire blanc compact gris clair à l'affleurement et verdâtre à la cassure, graveleux ; ils contiennent *Praealveolina cretacea*, des Polypiers, des tests de Mollusques et des Oursins.

Cette formation se termine par un niveau constitué de petits bancs décimétriques de calcaires graveleux rouges à passées vertes à Rotalidés, Polypiers, Bryozoaires.

Sous les calcschistes du Coniacien, une assise de calcaire clair de 30 m d'épaisseur, d'aspect massif, disposé en bancs dont la surface est souvent bosselée, a été attribuée au Turonien (c3). Le microfaciès est souvent graveleux et la faune est peu caractéristique : Rotalidés, Polypiers, Mollusques, Oursins, Algues et localement quelques rares Pithonelles.

En avant du massif des Aldudes, sur une écaille frontale des formations attribuables au Cénomaniens notées c1-2 apparaissent en séries inverses sous les marnes albiennes. C'est un complexe de 20 m environ, formé par la superposition de deux niveaux :

— un niveau inférieur à bancs décimétriques de calcaires gréseux microbréchiqes, foncés à la cassure à *Trocholina* gr. *Trocholina arabica*, Orbitolines, Polypiers, Bryozoaires, entroques, de marnes schisteuses verdâtres, de calcaires gréseux et microbréchiqes de couleur rosée, parfois incrustés de petits galets primaires ;

— un niveau supérieur avec des bancs de calcaire jaunâtre finement microbréchiqes à *Præglobotruncana delrioensis*, *Rotalipora appennica*, des bancs de calcaire microbréchiqes à *Globotruncana* sp., *Praealveolina* sp., des Cunéolines, des Rotalidés, des Rextulariidés, des Algues, des niveaux calcschisteux jaunâtres, des petits bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur de brèche à ciment calcaire, remaniant des éléments de petite taille exclusivement primaires, schistes noirs et quartzites clairs.

Le niveau inférieur plus marneux serait cénomaniens inférieur à moyen, le niveau supérieur à dominante calcaire est cénomaniens supérieur.

C4. Calcaires schisteux. Dans le secteur d'Urculu, le Coniacien débute par des calcaires schisteux gris-vert, très glauconieux (5 à 10 m) à Pithonelles et Globotruncanidés assurant le passage avec les calcaires turoniens sous-jacents.

Ils sont surmontés par 25 m de calcschiste contenant une microfaune pélagique du Coniacien : *Marginotruncana sigali*, *M. renzi*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. differens*, *M. imbricata*, *Hedbergella planispira*.

C5a. Calcschistes verts. Dans les falaises d'Urculu, la base du Santonien est marquée par des calcaires à patine jaunâtre, gris à la cassure, en bancs massifs, à grains fins, souvent glauconieux, à nodules siliceux et nombreux *Micraster* silicifiés alternant avec des calcschistes gris très durs renfermant des Pithonelles très nombreuses, des Globotruncanidés et des spicules de Spongiaires. Puis viennent 100 m de calcschistes gris-vert avec de nombreuses passées rouges et vertes, très glauconieuses avec *Marginotruncana coronata*, *M. angusticarinata*, *M. concavata*, *M. pseudolinneiana*.

C4-5a. Calcschistes verts à niveaux bréchiqes. Dans la vallée du ruisseau de Mendiola et au Sud de Honto, des formations calcschisteuses vertes à passées bréchiqes ont été notées C4-5a, Coniacien à Santonien inférieur. Les intercalations bréchiqes sont en général réduites à des lits ne dépassant pas la dizaine de centimètres. Elles remanient principalement des éléments de calcaire créacé de petite taille et subarrondis avec, localement, des schistes verts et noirs et des quartzites primaires.

Cette formation débute au Coniacien et, au sommet, elle fournit une faune abondante du Santonien inférieur : *Globotruncana fornicata*, *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. concavata*, *M. renzi*, *M. angusticarinata*, *M. sigali*.

C5b. Calcaires à silex. Le Santonien supérieur est représenté par un ensemble carbonaté comprenant de la base au sommet :

— des calcaires massifs blancs (50 m) avec des lits et de nombreux amas siliceux de Textulariidés, quelques Rotalidés et des fragments de Bryozoaires, noyés dans un fond de microsparite recoupé par des veines de calcite ;

— un banc de calcaire roux (2 m) très dur, à grains fins, à *Nummofallotia cretacea*, Rotalidés, Textulariidés, Oursins ;

— un niveau de calcaire schisteux gris foncé (2 m) avec des Oursins et des Mollusques et *Marginotruncana pseudolinneiana*, quelques Pithonelles ;

— des calcaires jaunâtres avec de nombreux nodules siliceux en relief ;

— des calcaires rares, ferrugineux, à Miliolles, *Lacazina*, *Nummofallotia cretacea*, Cunéolines ;

— des calcaires blancs massifs avec amas siliceux peu nombreux, à Miliolles et Textulariidés ; vers le sommet apparaissent quelques Miliolles et des Oursins.

C6-7. Calcschistes. Ces terrains du Campanien—Maestrichtien prennent une grande extension à l'Est de la vallée de l'Egurguy et occupent une bonne partie de la forêt d'Iraty.

Sur le massif des Aldudes, ce sont des calcschistes verdâtres avec des passées rouges très glauconieuses : la faune est très abondante :

— à la base : *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana*, *Rugoglobigerina rugosa*, Pithonelles ;

— au sommet : *Globotruncana cantusa*, *G. linneiana*, *G. arca*, *Racemigumbelina fruticosa*, *Heterohelix striata*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Pseudotextularia elegans*, *Globotruncanella havanensis*, Pithonelles.

Vers l'Est, ces formations renferment localement une faune de Navarellés. Sur le massif de Mendibelza, les calcschistes verdâtres présentent des intercalations peu nombreuses de petits bancs de grès sableux. Vers le sommet, la série prend souvent une teinte rouge ; en lavage, elle fournit des grains de quartz nombreux et la microfaune est peu abondante, représentée par : *Globotruncana bulloides*, *G. linneiana*, *G. fornicata*, de nombreux Lagénidés et *Navarella joaquinii*. Au sommet, entre les calcschistes rouges et les calcaires dano-montiens apparaissent des petits bancs de calcaire gris à Globotruncanidés alternant avec des calcaires silteux.

Dans la vallée de la Nive de Béhérobie, les micaschistes à passées rouges dans leur partie supérieure se retrouvent, mais à leur base se développent de petits lits bréchi-ques alternant avec des bancs de grès sableux marron.

Zone de flexure : couverture du Mendibelza

Crétacé inférieur

n7CB, n7G, n7Pt, n7PC, n7PQ. **Poudingues de Mendibelza.** C'est Fournier, en 1905, qui créa le terme de *Poudingue de Mendibelza* ; il désignait l'ensemble des formations conglomératiques qui recouvrent les massifs basques orientaux (Mendibelza—Igouze). Dans l'esprit de l'auteur, cet ensemble détritique grossier englobait à la fois des poudingues à galets de quartzites et des poudingues polygéniques à éléments calcaires, schisteux et quartzeux, le tout étant considéré d'âge permo-triasique.

P. Lamare (1945) et M. Casteras (1952) ont ensuite reconnu l'âge crétacé du poudingue à éléments polygéniques ; depuis, ce dernier est seul identifié comme étant le *Poudingue de Mendibelza*.

Sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, cette masse détritique est limitée au Nord-Est par le massif des Arbailles, au N.NW par les reliefs de Handiamendi et Handiague, à l'Ouest par le pic d'Orisson, au Sud par les hauts d'Archilondo et le massif d'Occabé ; à l'Est, les formations du poudingue de Mendibelza se poursuivent vers le pic de Mendibel et le pic des Escaliers.

Il arme des reliefs hachés et sombres (l'adjectif basque *belza* voulant dire noir). Ces caractères sont particulièrement nets, à l'Est, au col de Burdincurutcheta, au Sud entre les sommets d'Heguieder, d'Arthaburu et d'Errozaté. L'altitude et le caractère homogène de la nature et de la structure de cette formation accentue l'impression massive et imposante de ces reliefs. La Nive de Béhérobie y a sculpté une gorge profonde (Soussignaté) à la faveur de laquelle on peut observer les poudingues dans de bonnes conditions.

Les éléments de datation sont rares et peu significatifs. La recherche d'une stratigraphie basée sur l'étude pétrographique, la morphoscopie et la morphométrie des galets nous a permis de dégager quatre grands ensembles :

n7G. **Alternance de grès, de schistes et conglomérats.** Le premier ensemble que la littérature classique a dénommé « schisto-gréseux » ne mérite son nom que dans la région de la Nive de Béhérobie (Est et Sud-Est du pic d'Iramendy) et d'une manière plus discontinue en montant au col d'Haltza. C'est une alternance de bancs de grès et de microbrèches et de marnes gréseuses de couleur foncée.

n7CB. **Brèche d'Estérençuby.** Par ailleurs, au Nord du massif de Mendibelza et dans le Uhalzaguy, cette formation notée n7CB est extrêmement grossière et d'aspect chaotique avec des intercalations un peu anarchiques de bancs conglomératiques mieux calibrés. Ces passées bréchi-ques contiennent des éléments calcaires, calcaires noirs paléozoïques et des calcaires organogènes à Algues, Rudistes, Polypiers

et Orbitolines, graveleux, à petits bancs de schistes, de lydiennes et de grès.

Ces éléments calcaires de grande dimension (ils peuvent atteindre 3 à 5 m à l'affleurement) ont une orientation qui pourrait faire penser à un style de sédimentation apparenté à celui qui dépose les klippes sédimentaires.

Avec ces éléments de grosse dimension, on trouve disposés, de façon anarchique, des schistes bleu-noir paléozoïques, des grès-quartzites.

Ces éléments sont de dimensions très disparates et, pour la plupart, de formes anguleuses variant de 20 cm à 5 mètres, non jointifs, disséminés dans un ciment argilo-gréseux dans lequel on trouve quelques rares Orbitolines et quelques débris d'Ammonites indéterminables.

n7Pt. Poudingues à éléments triasiques prédominants. Le second ensemble noté n7Pt contient des éléments arrondis, couvrant un spectre pétrographique étalé : grès rouge triasique, grès blancs silicifiés, grès verts, grès noirs, verdâtres « satinés », « grès mouchetés », des argilites rouges, des éléments granitiques (rares), le centile oscille entre 60 et 90 centimètres. Il s'y intercale des bancs gréseux, eux-mêmes alternant avec des marnes gréseuses à laminites.

n7PC. Poudingues à éléments calcaires prédominants. Dans l'ensemble n7PC, on trouve tous les éléments rencontrés dans n7Pt auxquels s'ajoutent des calcaires sub-lithographiques de couleur rosée ou kaki, des calcaires noirs à patine grise à laminites, des calcaires cristallins rosés, des calcaires noirs à patine violacée.

n7PQ. Poudingues à éléments de grès verts. L'ensemble n7PQ est le plus homogène ; on y trouve 90 à 95 % de grès verts (Dévonien), quelques rares quartzites et des grès clairs mouchetés.

Les poudingues de Mendibelza moulent les paléo-reliefs paléozoïques du Permo-Trias.

L'évolution du premier ensemble fait apparaître au Nord, des intercalations marno-gréseuses : la dénomination schisto-gréseuse est ici justifiée ; au Sud, cette unité se présente comme une brèche monumentale presque toujours non consolidée. Cette polarité nord-sud fait apparaître une alimentation sud de ces brèches qui passent à une sédimentation plus marine au Nord. Plus on monte dans la série, plus les galets sont calibrés et arrondis. Cette morphoscopie très évoluée est le résultat d'une dynamique semblable à celle que l'on rencontre dans les marmites de géant.

Jusqu'ici, l'épaisseur du Poudingue de Mendibelza était estimée à un millier de mètres. Le levé cartographique fait apparaître de grandes structures chevauchantes de direction nord-ouest dont le front est souligné par des zones de broyage. La mise en évidence de ces structures plissées ramène l'épaisseur de cette formation à 250 à 300 mètres.

Crétacé supérieur

Sur le massif de Mendibelza, les terrains cénomaniens apparaissent sous un faciès bréchique à forte granulométrie.

Ils affleurent dans de bonnes conditions au sommet d'Errozaté. Dans cet ensemble bréchique, on peut distinguer plusieurs assises :

c1B. Brèche rose. Elle débute par une brèche à éléments primaires prédominants, assurant la transition avec les poudingues de Mendibelza sous-jacents.

Le ciment est calcaréo-gréseux, gris ou rosé ; les éléments dont la taille est de l'ordre du décimètre-cube sont dans leur majorité des galets de Paléozoïque et de roches vertes éruptives ; plus rarement, on trouve des calcaires rosés à *Hensonia lenticularis* et *Mélobésiées* branchues de l'Albien supérieur, des calcaires détritiques rouges à Polypiers, Orbitolines du Vraconien, *Favusella waschitensis*, Caprines, Algues, des calcaires gréseux jaunâtres.

Cette assise est surmontée par 20 m de brèche de couleur rouge ou rosée bien marquée dans le paysage. Elle remanie de gros blocs de calcaires rouges, à Caprinidés

et Polypiers du Vraconien, des calcaires rosés à Mélobésiées branchues de l'Albien supérieur, des calcaires gris foncé et violacés à la cassure à *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia* sp., Orbitolines, Algues, Bryozoaires du Cénomaniens inférieur à moyen, des calcaires gréseux jaunâtres à *Praeglobo truncana delrioensis*, *Rotalipora cushmani*, *Praealveolina cushmani*, des roches vertes éruptives et des éléments de petite taille du primaire.

c2-3B. Brèche grise. Dans cette assise, les blocs de calcaire gris, graveleux à *Praealveolina cretacea*, Vidalines du Cénomaniens prédominant, donnant une couleur gris-blanc à cet ensemble:

Le ciment calcaréo-gréseux, gris à rosé renferme localement *Praealveolina cretacea*, quelques Vidalines, des Polypiers, des Mollusques et des Algues.

Les autres éléments sont des calcaires beiges, à grains fins, à Pithonelles du Turonien, des calcaires rouges organogènes à Caprinidés du Vraconien, des blocs de Paléozoïque et de roches éruptives.

c3P. Poudingues à éléments primaires. Ces poudingues de couleur foncée, stratifiés, remaniant des galets ronds jointifs du Primaire sont en tout point identiques aux poudingues de Mendibelza. Ils forment le sommet de l'Errozaté.

A la base, une passée bréchiq ue a fourni *Marginotruncana boudlinensis*, *M. pseudolinneiana*, *M. renzi*, *M. coronata*, faune caractéristique du Turonien supérieur.

c1-2B. Brèche calcaire inférieure. Dans la vallée de la Nive et plus à l'Ouest, un ensemble bréchiq ue (40 m), tronqué à la base par un chevauchement, peut être rapporté au Cénomaniens. De teinte généralement rosée, son ciment est calcaréo-dolomitique ; les éléments en majorité calcaires sont de grande dimension : calcaire organodétritique rouge du Vraconien à Orbitolines plates, Polypiers, Algues ; calcaire gris clair et rosé de l'Albien supérieur à *Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum* ; calcaire gris microbréchiq ue de l'Albien supérieur à *Hensonia lenticularis*, *Paraphyllum primaevum*, *Agardhiellopsis cretacea*, Orbitolines, *Charentia*, Polypiers ; des calcaires graveleux du Cénomaniens supérieur avec des fragments de Préalvéolines, des éléments de quartzites et de schistes primaires, des roches vertes éruptives.

La partie supérieure de cette formation a des éléments plus liés par un ciment calcaréo-gréseux brun, remaniant des calcaires crétacés, des éléments primaires, des roches vertes éruptives alternant avec des niveaux schisto-gréseux gris, des bancs de microbrèche à éléments de calcaire crétacé, des bancs de grès grossiers souvent friables et de petites intercalations de schiste noir contenant quelques Ostracodes à test lisse.

c3-4B. Brèche calcaire supérieure. Séparé localement de la précédente par des niveaux de poudingues c3P, une nouvelle brèche calcaire remanie des gros blocs de calcaire gris rosé et rouge à Caprinidés, Orbitolines, Polypiers, des éléments de taille moyenne de schistes, de quartzites primaires et de roche verte éruptive. Cette brèche se trouvant sous les calcschistes santoniens est rapportée au Turono-Coniacien. Elle passe vers l'Ouest à un ensemble calcaréo-détritique contenant une faune pélagique du Cénomano-Turonien.

c4B. Brèche rousse. Sur le massif de Mendibelza, le Coniacien est représenté sur le versant ouest du pic d'Errozaté par une brèche où prédominent les blocs de calcaire pseudoolithique, ferrugineux, donnant à cette formation une teinte rousse.

Le ciment de cette brèche est calcaréo-gréseux et les éléments généralement de forte taille sont les suivants :

- calcaire graveleux, ferrugineux, roux à *Vidalina hispanica*, *Dictyopsella*, *Marginotruncana difformis*, *M. coronata* ;
- calcaire jaunâtre, graveleux à Milioles ;
- calcaire gris ou rosé à Préalvéolines du Cénomaniens ;
- calcaire rouge à Caprinidés et Orbitolines du Vraconien ;
- quelques petits éléments primaires.

Elle a été datée du Coniacien par analogie avec les calcaires coniaciens graveleux et ferrugineux à Vidalines de nature comparable mais non bréchiques intégrés latéralement dans la série crétacée du plateau d'Erroimendy.

С5аВ. Calcschistes et microbrèches. Dans la vallée de la Nive de Béhérobie et plus à l'Ouest, au-dessus de l'ensemble bréchique turono-coniacien viennent des calcschistes verts et marron, de 60 m de puissance, à nombreuses intercalations bréchiques, de faible épaisseur, remaniant pour l'essentiel des petits éléments paléozoïques ; des intercalations marneuses ont fourni : *Marginotruncana concavata*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. fornicata*.

С5бВ. Grande brèche (40 m). La grande brèche santonienne se développe depuis le Nord des cabanes d'Archilondo jusqu'au Sud des cabanes d'Asquéta.

A l'Est de la Nive de Béhérobie, elle repose directement sur la brèche rousse coniacienne ; son ciment est argilo-gréseux, souvent rouge, remaniant des éléments nombreux et anguleux généralement de forte taille (m^3) de Paléozoïque : schistes noirs, quartzites bruns, calcaires gréseux, de même que des roches éruptives. On y trouve aussi de nombreux blocs de calcaires rosés à Caprines, Polypiers, Orbitolines du Vraconien et Cénomaniens et des calcaires graveleux, ferrugineux à Vidalines du Coniacien.

Dans le secteur d'Errozaté s'intercale, dès la base de cette formation bréchique, une lame d'une dizaine de mètres de long de calcaire gréseux gris, dur, contenant *Marginotruncana pseudolinneiana*.

A l'Ouest de la vallée de la Nive, la grande brèche est séparée de la brèche coniacienne par les calcschistes marron С5аВ.

A la base, les éléments de taille moyenne (dm^3) sont uniquement paléozoïques : schistes noirs, verts, quartzites ; ils sont liés par un ciment volumineux, on y trouve notamment des gros blocs de Paléozoïque, de calcaire crétacé rose et rouge à Polypiers, Caprines et Orbitolines.

Au-dessus, vient une série calcschisteuse verdâtre, admettant à la base quelques lits bréchiques et renfermant une faune de Globotruncanidés marquant la fin du Santonien et le début du Campanien : *Globotruncana area*, *G. pseudolinneiana*, *Globigerinelloides prairichillensis*.

Zone de bassin

Albo-Cénomaniens

n7-c1M. Marnes noires à spicules. Les marnes noires à spicules affluent au Nord du domaine de la feuille avec le pourtour des rides de Bustince—Jaxu.

Ces marnes sont souvent noduleuses ou en miches sans stratification apparente. Elles peuvent contenir quelques petits niveaux décimétriques de calcaire argilo-micritique, à patine rouge. Par endroits, des niveaux conglomératiques, d'épaisseur et de fréquence variables, s'y développent. Les éléments de ces conglomérats sont polygéniques, schistes et quartzites primaires, grès permo-triasique, ophite, quartz bipyramidé, calcaire jurassique et crétacé inférieur.

La partie inférieure peut passer latéralement à des calcaires à Mélobésiées.

La partie supérieure passe à la fois latéralement et verticalement vers le faciès *flysch de Mixe*. Cette variation peut se faire par apparition et augmentation graduelle des niveaux silteux, interstratifiés d'argile.

Dans ce secteur, les marnes correspondent à des zones abritées des turbidités, zone haute principalement.

Outre de nombreux spicules, ces marnes renferment *Thalmaninella*, *Globigerina waschitensis* et des *Rotalipora* dans la partie supérieure. Cette formation est d'âge albien moyen à cénomanien inférieur.

Ces formations peu représentées sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port occupent le cœur du synclinal des Arbailles ; elles renferment des lentilles de calcaires urgoniens ou para-urgoniens.

On retrouve des formations comparables sur le bord sud du bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port, disposées en synclinal, orientées NW—SE entre Saint-Etienne-de-Baïgorry et Saint-Michel.

Ces séries marneuses débutent très souvent par des brèches qui ont été notées n7CB. Elles sont bien visibles, en particulier à la gare de Saint-Etienne-de-Baïgorry. Elles reprennent des blocs anguleux de taille généralement moyenne (1 dm³) ; le ciment est peu abondant, à tel point que l'on croit voir localement des blocs empilés les uns sur les autres et séparés par de nombreux vides laissés par la disparition du liant ; outre l'ophite qui est l'élément nettement prédominant, on trouve des grès violets et schistes rouges triasiques, des calcaires jaunâtres lités qui peuvent être rapportés au Muschelkalk, des calcaires à Dasycladacées, des schistes noirs.

Les marnes sont noires ou marron ; elles sont alors gréseuses et renferment des débris charbonneux et quelques intercalations de micropoudingues de couleur rouille, de gros nodules ferrugineux. On y trouve quelques passées décimétriques de micro-conglomérats de couleur rouille remaniant des petits Bivalves et des tiges d'Encrines. Des petits bancs de calcaire gréseux et microbréchiqne, à patine jaunâtre et gris foncé à la cassure, s'intercalent localement. Ils renferment *Hensonia lenticularis*, *Paraphylum primaevum*, *Charentia* sp., Bryozoaires, entroques.

Les marnes elles-mêmes ne renferment pas une faune abondante, seulement quelques Orbitolines et des Textulariidés.

n7-C1C. **Calcaires à Mélobésiées.** Sur le pourtour des rides du Bustince—Jaxu, ce sont des calcaires beiges massifs à bioclastes ; ils contiennent des Rudistes et des Mélobésiées ; localement ils passent à des conglomérats calcaires. Les galets sont empruntés aux sédiments du Trias mais le plus souvent à ceux de l'Hettangien et aux calcaires à filaments du Dogger. Leur épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

En affleurement, ces calcaires constituent de petits témoins reposant en discordance sur le Jurassique et même sur du Trias.

Dans le cadre de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, ces formations sont peu représentées dans le massif des Arbailles. Les calcaires apparaissent intercalés dans les marnes à spicules.

Crétacé supérieur

Les formations crétacé supérieur, généralement à faciès flysch qui sont bien développées au Nord, sur le territoire des cartes lholdy et Mauléon, se localisent dans la partie nord-ouest de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port en avant des Arbailles.

n7-C2F. **Flysch schisto-gréseux, Flysch de Mixe.** Dans le périmètre de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, cette formation est mal stratifiée ou pas stratifiée du tout, voire chaotique. Les niveaux chaotiques sont interprétés comme des produits d'avalanche sous-marine ou des *slumps*. Les olistolithes sont fréquents ainsi que les conglomérats de type *mud-flow*. Dans les creux synclinaux, la formation est coupée par quelques niveaux de grès calcaires bien stratifiés. Aux structures sédimentaires, on reconnaît que les grès sont des turbidites, quelques figures de paléocourant indiquent un transport du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Dans sa partie inférieure, le flysch passe latéralement aux marnes de Saint-Palais dans les régions qui étaient un peu plus hautes pendant la sédimentation, donc abritées des apports clastiques par turbidites et où ne pouvait s'accumuler le produit des avalanches sous-marines.

Suivant la position du changement de faciès Marnes de Saint-Palais vers Flysch de Mixe, le Flysch de Mixe repose soit en continuité sur les marnes de Saint-Palais, soit en discordance sur les terrains antérieurs.

C1-2F. **Flysch à silex.** Peu représenté sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, il représente une variation de la partie supérieure du Flysch de Mixe ; c'est un flysch avec al-

ternance d'argiles, silts et grès avec quelques conglomérats. Il s'y intercale des lentilles de calcaire à silex pouvant devenir très abondantes et envahir toute la formation. La silicification se présente sous forme de rognons très apparents ou chailles, à contours très diffus. Les calcaires sont micritiques, à bioclastes et intraclastes et riches en quartz clastiques. De nombreuses figures du courant indiquent une direction NW—SE. Ce flysch renferme, outre des Foraminifères arénacés atypiques, *Thalmaninella*, *Rotalipora*, *Globotruncana stephani*, *Gumbelina*, *Stomiosphera spherica* ; il serait cénomanien moyen ou inférieur.

Dans les régions où le faciès flysch à silex n'est pas représenté (Arradoy), les niveaux gréseux turbiditiques que l'on peut voir dans le Flysch de Mixe sont occasionnels et la base des flyschs calcaires qui recouvrent cette région est faite de turbidites typiquement immatures.

C2-3F. Flysch bleu. Le flysch bleu est constitué d'alternances, le plus souvent décimétriques, de marnes gris bleuté, de calcaires argilo-micritiques, silteux, à bioclastes, et de calcaires micritiques à grains. Les éléments de ces calcaires représentent 35 % ou plus du volume de la roche. Ce sont des bioclastes et des petits intraclastes, des extraclastes (débris de Primaire, schistes, quartzites et grès, débris d'ophite, de quartz clastiques).

La taille des éléments est variable ; dans les passées les plus grossières, ils peuvent être centimétriques et constitués de petits conglomérats. Les éléments des niveaux détritiques sont nettement grano-classés. Sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, la base présente des *mud-flows* et des niveaux turbiditiques à faciès proximal. Les figures de courant indiquent des directions de transfert nord-ouest.

Les microfaunes observables dans le Flysch bleu indiquent pour la base de ce terme un âge cénomanien (*Rotalipora*, *Globotruncana stephani*, *Gumbelina*, *Pithonella*, *Stomiosphera spherica*), puis, un peu plus haut, turonien inférieur (*Globotruncana stephani*, *Gumbelina*, *Pithonella*, *Globotruncana helvetica*, *Stomiosphera spherica*).

C3F. Flysch des petites barres calcaires. Les alternances du flysch des petites barres calcaires sont très comparables à celle du flysch bleu sous-jacent ; les différences en sont les suivantes :

- marnes occupant une place plus importante,
- éléments détritiques moins abondants et plus fins,
- à l'intérieur de ces alternances, intercalation de un ou plusieurs (jusqu'à 5) épisodes lenticulaires de calcaires micritiques à bioclastes et petits intraclastes. Ces épisodes peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur (1 à 4 m). En affleurement, ils se distinguent en outre des autres strates calcaires du flysch par leur platine beige rosé et les laminations ondulées qu'ils présentent.

On retrouve, dans le flysch des petites barres calcaires, des séquences turbiditiques, mais, contrairement aux flyschs précédents, les premiers termes de cette séquence sont rares alors que les termes supérieurs argileux sont très développés. De plus, les *sole marks* y sont peu fréquentes. Cette rareté des figures sédimentaires d'érosion et l'abondance des marnes pélagiques indique un faciès distal. Il renferme une association de faune du Turonien supérieur (*Gumbelina*, *Pithonella*, *Stomiosphera spherica*, *Globotruncana linnei*, *G. helvetica*, *G. sigali*).

C2-3M. Marnes noires, Marnes de Florenzaren-Borda. Elles affleurent en bordure du Primaire du Jarra—Arradoy sur lequel elles reposent par l'intermédiaire d'une brèche polygénique. Ce sont des marnes bleues plus ou moins foncées, parfois micacées, à stratification peu visible. Elles renferment une association de faune pélagique du Coniacien supérieur—Turonien : *Rotalipora globotruncanoides*, *R. cushmani*, *Praeglobotruncana hagni*, *Globotruncana lapparenti*.

Ces marnes représentent des faciès de bordure du sillon flysch.

C3C. Grande barre calcaire. Ce niveau est très constant ; il se suit depuis le territoire de la feuille Tardets au Sud, jusqu'à la gouttière de Bonloc (feuille Iholdy) avec une

épaisseur de 20 à 40 m ; elle forme un net ressaut dans la topographie. Elle correspond au terme de base d'une macroséquence de flysch calcaire ; elle est légèrement transgressive.

Elle est constituée de bancs calcaires de 10 cm à 1 m d'épaisseur, à joints secs, beiges ou rosés ; elle présente des laminations ondulées. La formation est très détritique, à galets de roches paléozoïques, à quartz clastiques et micrite, grano-classés, surmontés par des marnes noires ou bleutées. La faune est abondante mais remaniée dans les niveaux détritiques (*Gumbelina*, *Pithonella*, *Stomiosphera spherica*, *Globotruncana lapparenti*).

c4F. Flysch calcaire inférieur. Ce flysch est constitué d'alternances métriques ou décimétriques, d'argiles calcaires et de calcaires bio-intraclastiques gréseux à ciment micritique. Ces calcaires comportent parfois des petits accidents siliceux. Les apports détritiques peuvent être grossiers et comprennent parfois des extraclastes de différentes natures, les plus communs étant des débris de schistes et quartzites primaires.

Ce flysch montre des séquences turbiditiques complètes.

Cette formation qui, au Nord (feuille lholdy), comporte à la base des bancs de sédiments détritiques grossiers, présente des figures sédimentaires d'érosion, donnant une direction de courant N.NW à NW.

Dans le cadre de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, la formation comporte beaucoup moins d'éléments détritiques ; les marnes pélagiques prennent de l'importance. Ce faciès correspond à une position déjà éloignée de la source des clastiques.

Ce flysch est légèrement transgressif par rapport aux termes précédents ; on voit cette formation déborder les contours de la grande barre calcaire. Il renferme une association de faune à affinité coniacienne (*Gumbelina*, *Pithonella*, *Stomiosphera*, *Globotruncana sigali*, *G. renzi*, *G. coronata*, *G. fornicata*).

c4-5FS. Flysch à silex supérieur. Au-dessus du flysch calcaire s'est déposé un ensemble plus argileux. Il s'agit d'alternances d'argile, d'argile calcaire et de marnes avec des passées de grès et de silt argileux avec quelques niveaux de calcaire argilo-micritique à bioclastes et intraclastes. On y trouve quelques petits accidents siliceux bien stratifiés à délits prismatiques.

Les niveaux argilo-gréseux et argilo-silteux sont ocre. Ils renferment une association de *Globotruncana schneegansi*, *G. sigali*, *G. lapparenti*, *G. coronata*, *G. angusticarinata*, *G. fornicata*, *G. marginata*, *G. concavata*.

Ce flysch surmonte en continuité le flysch calcaire inférieur ; sa partie supérieure passe latéralement et verticalement au flysch de l'Antzaramendi.

Ce flysch se montre largement transgressif plus au Nord (feuille lholdy) sur la bordure du massif du Baygoura.

c4-5FC. Flysch calcaire supérieur de l'Antzaramendi. Il est formé d'une alternance décimétrique de calcaire bleu-noir, à patine ocre et de marnes bleues à Fucoïdes. Les lentilles de brèche polygénique sont fréquentes. A la base, les bancs de calcaires sont grossiers : ce sont des biopelsparites gréseuses.

Les Foraminifères pélagiques assez abondants donnent un âge santonien à cette formation (*Globotruncana renzi*, *G. lapparenti*, *G. coronata*, *G. carinata*, *G. fornicata*, *G. marginata*, *G. concavata*).

La partie inférieure passe latéralement au flysch à silex supérieur ; à l'Ouest il se montre largement transgressif. Il repose directement sur les terrains paléozoïques, sur les formations secondaires anté-crétacé supérieur ou sur les marnes de Florenzaren-Borda.

TERTIAIRE

Les terrains tertiaires affleurent dans le coin sud-est du territoire de la feuille occupant le cœur d'un synclinal complexe : *le synclinal de la vallée de la haute Nive*.

e1. Calcaire et calcschiste. Cette formation débute par un niveau discontinu des calcaires conglomérés à débris de *Coraster* renfermant de nombreuses Globigérines. Localement, cette formation est remplacée par un niveau de calcaire gréseux et de microbrèches à Globigérines et Rotalidés remaniant des *Globotruncanae* et des Navarrelles.

Au-dessus, viennent des calcaires lités, sublithographiques, gris clair, dont la surface des bancs est bosselée surtout à la base de la formation. Ils contiennent *Globigerina daujergensis*, *G. trilocunoides*, *G. pseudobulloides*, *Globorotalia compressa*.

La formation se termine par 10 m de calcschiste verdâtre, à Globigérines et à Lagénidés.

e2a. Calcaire gréseux et microbrèche. Le Thanétien inférieur se marque bien dans le paysage par des reliefs aigus ; on le retrouve depuis la crête d'Urculu jusqu'aux hauteurs du Mendi-Zar, après avoir traversé la vallée de l'Egurguy ; au Nord, il forme le versant sud de la vallée de l'Harpeko. Dans la forêt d'Orion, ces calcaires sont conservés dans les lambeaux d'Ondarzubu et la klippe d'Ustarazu.

Dans ce complexe uniforme, on peut distinguer deux unités :

— à la base, une alternance de petits bancs de calcaires gréseux séparés par des lits schisteux gris. La transition avec les marnes sous-jacentes est assurée par quelques bancs de calcaire gris à grains fins. Les calcaires deviennent ensuite microbréchiques, organogènes à *Discocyclusina seunesi*, et prennent une couleur brunâtre ; il s'y intercale des calcaires conglomérés. Les amas siliceux apparaissent au sommet de cet ensemble qui renferme *Alveolina primaeva*, *Follatella alavensis*, *Operculina heberti*, *Discocyclusina seunesi*, des Milioles, des Rotalidés, des Lithothamniées, des Bryozoaires ;

— l'unité supérieure correspond à 20 m de calcaire gréseux, à patine ocre, en bancs massifs, renfermant de nombreuses chailles qui peuvent former des lits siliceux. Ils renferment de nombreuses Milioles, *Alveolina primaeva*, *Distichoplax biserialis*, des Discocyclines, des Operculines souvent brisées, des Rotalidés, des Textulariidés et des Algues.

e2b. Marnes. Le Thanétien supérieur essentiellement marneux encadré par deux formations calcaires correspond à une combe herbeuse. Ce sont des marnes marron à rouille, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de calcaire gréseux brun foncé. Elles renferment quelques rares Globigérinidés. Il se termine par 10 m de calcaire sublithographiques séparés par des lits schisteux, de calcaires gréseux, dont l'un, microbréchique, a fourni : *Alveolina cf. levis*, *Discocyclusina seunesi*, *Distichoplax biserialis*, Operculines, Textulariidés.

e3a. Calcaire et microbrèche. Cet ensemble qui peut être rapporté à la base de l'Yprésien est surtout caractérisé par des bancs de calcaire microbréchique veinés de calcite qui alternent par l'intermédiaire de fins lits marneux avec des bancs de calcaire gréseux et exceptionnellement des calcaires massifs clairs. La microfaune est très abondante : *Alveolina globula*, *A. solida*, *A. aff. cucumiformis*, Nummulites, Operculines, Assilines, *Ranikotalia*, *Orbitolites*, *Planorbulina*, Rotalidés, Globigérinidés, Milioles, Textulariidés, Mélobésiées, Bryozoaires.

e3b. Flysch calcaire. Les niveaux du Tertiaire les plus élevés dans la série représentée sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port peuvent être assimilés à un flysch calcaire. C'est une succession de calcschistes gris, à patine parfois jaunâtre ou verdâtre, de petits bancs décimétriques de calcaire clair à Globigérinidés et de calcaire silteux brun.

QUATERNAIRE

Sur le territoire de cette feuille les formations quaternaires n'apparaissent avec une certaine extension que dans les bassins, actuellement bien individualisés, de Saint-Etienne-de-Baïgorry et Saint-Jean-Pied-de-Port. Il s'agit essentiellement d'alluvions fluvio-glaciaires accumulées dans des dépressions qui, dès le Quaternaire ancien, se vidaient au Nord par l'intermédiaire de deux vallées étroites et encaissées les mettant en relation avec le bassin d'Ossès (feuille à 1/50 000 lholdy).

L'absence, au sein ou au-dessus de ces formations, d'éléments de datation tels que faunes ou outillages préhistoriques, oblige du reste à se référer aux données géomorphologiques et paléopédologiques du Quaternaire de la feuille voisine lholdy pour tenter une interprétation chronologique acceptable.

Très vite, en amont des deux bassins, et si l'on excepte toutefois la vallée relativement large de Laurhibar et de son affluent le Behorleguy jusqu'à hauteur de Mendive, les thalwegs se rétrécissent et ne comportent plus que de modestes témoins d'alluvions souvent discontinus, ce qui rend leur raccordement avec les terrasses de l'aval souvent aléatoire.

Deux types de colluvions sont discernables dans les bassins principaux : celles qui remanient sur le pourtour de buttes-témoins les constituants grossiers des nappes alluviales anciennes et celles qui sont formées de sédiments fins empâtant les bas de versants et venant parfois recouvrir les marges des terrasses alluviales.

Des cônes d'éboulis secs (E), ayant parfois progressé sur de grandes distances, ont été attribuées par G. Viers (1960) à la gélifraction à une époque postérieure au « Maximum glaciaire », dont on ne sait s'il est d'âge rissien ou wurmien. G. Viers signale aussi des moraines mal modelées et dégradées dans le cirque creusé en haut du versant nord du massif d'Occabé.

Formations alluviales

Ft. Galets très altérés, à cortex vivement coloré. Deux lambeaux principaux de Quaternaire ancien moyen (Donau ?) ont résisté à l'érosion dans le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port. A l'Est de cette localité l'un d'eux coiffe la butte de Belle Esponda (base du dépôt à 270 m) et indique vraisemblablement le plan inférieur de la plus ancienne terrasse connue du Laurhibar, car un reste de même nature est observable un peu en amont de Gaïnéko-Borda. L'autre lambeau important de Ft, dans le même bassin, apparaît à l'Ouest de Saint-Jean-Pied-de-Port et s'appuie aux premières pentes du massif (Ordovicien) de Monhoa. Compte tenu de sa forte pente vers le Nord-Est (la base du dépôt s'abaisse d'une vingtaine de mètres sur moins d'un kilomètre), il présente plutôt la morphologie d'un glacis alluvial qui se raccordait probablement à l'origine à la nappe de même âge du Laurhibar venue de plus loin, à proximité de la gorge de sortie de la dépression.

Trois autres petits placages d'alluvions Ft s'alignent au Nord-Ouest d'Anhau et signalent le plus ancien écoulement quaternaire identifiable, en direction de la vallée actuelle de la Nive des Aldudes. Ceci nous amène à concevoir, dès le Quaternaire ancien moyen, une ligne de partage des eaux entre les deux bassins passant approximativement au-dessus d'Anhau. Or cet emplacement est maintenant occupé par la cuvette d'Anhau-Iroulégué, dont on peut supposer par conséquent que le creusement a été activé par des causes tectoniques récentes.

Les alluvions Ft sont, d'un point de vue pétrographique, constituées de grès très altérés, de quartz, quartzites, poudingues également friables. Les galets sont rubéfiés jusqu'au cœur et des colorations rouges ou violacées maculent leur cortex. La gangue est sableuse, ou bien sablo-argileuse lorsque le support de la nappe est une ophite décomposée.

Fu. Galets très altérés. Les dépôts attribués au Quaternaire ancien supérieur (Günz) sont tout aussi réduits que ceux du Quaternaire ancien moyen et ne subsistent que sur le versant exposé au Nord du bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port. A noter que les placages de la formation précédente n'étaient eux-mêmes présents que sur ce long versant général, coupé par des surfaces d'aplanissement résiduelles, antérieures au Quaternaire ancien moyen, face au versant nord plus abrupt et plus régulier. Il est possible d'en déduire un glissement vers le Nord de l'axe est-ouest du bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port au moins durant le Quaternaire ancien.

Fu comporte des galets de grès blanchâtres à cortex ferrugineux, faciles à briser, de quartzites blancs fissurés et d'ophite. La gangue est sableuse ou sablo-argileuse, parfois abondante. Dans le lambeau de glaciais alluvial Fu qui s'étend au Sud-Est d'Anhaux, près du lieu-dit Amigna, la présence de blocs émoussés mais peu arrondis laisse imaginer un transport sur une courte distance.

Fv. Galets altérés dans une gangue sablo-argileuse. Cette formation, qui appartient au Quaternaire moyen ou Mindel, est bien développée dans les deux bassins de Saint-Etienne-de-Baïgorry et de Saint-Jean-Pied-de-Port, où elle construit des terrasses très nettes au débouché des vallées affluentes des petites Nives.

Les galets des nappes Fv sont essentiellement des grès et des quartzites altérés, avec quelques ophites pourries, presque toujours enduits de pellicules argileuses riches en oxydes de fer et par conséquent très colorées (teintes rouge vif, brunes, orangées). De couleur rougeâtre ou rouge-brun et de texture sablo-argileuse, la gangue devient plus argileuse auprès des affleurements d'ophite altérée.

Les témoins de Fv sont plus chargés en éléments volumineux dans la vallée de la Nive de Béhérobie, un peu en amont d'Estérençuby : on y remarque en effet de gros blocs de quartzites arrondis, d'ophite moins usés, ou encore de poudingue issus du proche sous-sol.

FW₁. Galets, graviers, parfois altérés. Les trois nappes alluviales FW, rapportées à la glaciation rissienne, s'étalent dans les vallées et bassins principaux et ne sont séparées les unes des autres que par des talus peu élevés.

Sur la rive gauche de la Nive des Aldudes, en aval de Saint-Etienne-de-Baïgorry, FW₁ (Riss 1) est constituée par des galets de quartzites ordoviciens, de grès permians, de petits éléments schisteux, le tout pris dans une gangue sablo-argileuse brun-rouge ayant subi des phénomènes d'oxydo-réduction.

Dans la terrasse FW₁ de la Nive de Béhérobie, au Sud de Saint-Jean-Pied-de-Port, les grès sont ferritisés en profondeur, tandis que des concentrations d'oxydes ferromanganiques apparaissent dans la masse du dépôt. Cette dernière caractéristique se manifeste également dans la gangue de FW₁, à l'Ouest d'Ascarat où on note, en outre, des pellicules argileuses brun-jaune ou brun-rouge sur les galets.

FW₂. Galets, graviers parfois altérés. Le Riss 2 alluvial se compose principalement de galets de quartzites et de grès, dont certains sont assez altérés, dans une gangue argilo-sableuse brun-rouge. Les enduits argileux sur les galets sont ici de couleur orangée. La gangue est peu sableuse et de teinte plus brune dans le dépôt situé au Sud de Saint-Jean-le-Vieux.

FW₃. Galets, graviers, lentilles argilo-sableuses. Dans la dernière terrasse rissienne (Riss 3) les galets sont mieux conservés que précédemment ; la gangue a une composition granulométrique plus sableuse et une couleur plus brune.

Fw-x, Fx-y. Galets, graviers, sables. Les fonds des vallées majeures sont occupés par des alluvions de textures variées, remaniant les dépôts pléistocènes plus anciens ou bien les recouvrant comme c'est le cas en amont des Aldudes. Ces alluvions peu puissantes sont à rapporter au Würm et au Post-glaciaire.

Colluvions

Les colluvions grossières sont particulièrement abondantes sur les pentes des buttes couronnées par les matériaux alluviaux du Quaternaire ancien : reprises des alluvions Ft à Belle Esponda et Fitéranéa (Ouest de Lasse), et des alluvions Fu de Cascaillou et d'Amigna.

On rencontre des colluvions à texture fine sur le versant nord du ruisseau de Germiette, où elles débordent sur la nappe Fv. De la base au sommet des coupes il s'agit d'abord de sables argilo-limoneux brun-jaune, à structure polyédrique, très durs, très poreux, pouvant être datés du Riss 3 dans leur moitié supérieure par comparaison avec les sédiments de ce stade glaciaire sur le piémont nord-pyrénéen, puis de sédiments plus jaunâtres, à structure grumeleuse, assez friables, pouvant représenter deux stades wurmiens car une coulée de solifluxion les partage.

Au Sud de Saint-Jean-Pied-de-Port (lieu-dit California) on remarque au-dessus de la nappe FW₁ un sédiment assez hétérogène, sablo-argileux avec graviers et petits galets, brun-rouge, à structure subanguleuse nette. Encore plus au Sud, dans le secteur de Saint-Michel, le bord externe de la nappe Fv est masqué par des colluvions rissiennes et wurmiennes qui donnent un raccord en pente douce avec les reliefs de rive gauche de la Nive de Béhérobie.

D'autres colluvions identiques à celles de California existent également, dans la même vallée, à l'approche d'Estérençuby.

A l'Ouest et au Sud d'Ascarat on retrouve les deux types de colluvions respectivement attribuées au Riss et au Würm : brun-jaune, à structure polyédrique, de consistance ferme d'une part, et plus jaunes, peu structurées, friables d'autre part.

Enfin, mentionnons leur développement important sur le versant droit de la vallée de Béhorléguay, sur le bas de versant gauche d'un vallon entre Aincille et le Laurhibar, et dans le fond de la dépression de Sarraquette.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les déformations des terrains de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port ont été provoquées par la superposition de deux cycles orogéniques eux-mêmes polyphasés. Cette histoire structurale de la portion basque de la chaîne pyrénéenne conduit à un agencement complexe des différentes formations.

S'affrontant le long d'accidents plus ou moins chevauchants, trois grandes unités à armature paléozoïque et à couverture secondaire et parfois tertiaire apparaissent sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port : les Aldudes, le Mendibelza et le Baygoura, avec un avant-pays plissé et décollé, constitué essentiellement par du flysch (Crétacé supérieur).

Les Aldudes

Dans le Paléozoïque du massif des Aldudes, il existe un contraste marqué entre le Sud-Ouest et le Nord.

Au Sud-Ouest, les structures témoignent d'une tectonique intense ayant donné naissance à des plis serrés et déversés vers le Sud, accompagnés de multiples chevauchements. Ces structures présentent de plus une disposition nettement arquée, passant d'une direction N 120°E, au Sud-Est, à une direction N 160°E, dans la partie Nord-Ouest pour prendre une direction N 20°E plus au Nord (feuille Iholdy : vallée de l'Arizacun et du Laxia).

Dans sa partie septentrionale, la tectonique est relativement plus calme. On observe surtout de vastes plis à grand rayon de courbure (synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon dans le Dévonien), ou de grandes structures monoclinales dans l'Ordovicien.

A l'Ouest, sa couverture essentiellement permo-triasique est effondrée et localement écaillée (Sud du col d'Ispéguy).

Au Nord, ce massif et sa couverture viennent chevaucher le Trias de Saint-Jean-Pied-de-Port. Il présente sur son front une écaille de rétro-chevauchement, formée par le Paléozoïque et le Cénomanien s'allongeant depuis les gorges de Soussignat jusqu'à Saint-Etienne-de-Baïgorry.

Vers l'Est, sa couverture passe sous le chevauchement de Mendibelza ; elle est soit autochtone et repliée en synclinal (forêt d'Orion), soit écaillée par ce chevauchement et déplacée vers l'Ouest (écaille de Garatème, écaille sénonienne de la vallée de Mendiola).

Le tout est repris par un ensemble d'accidents orientés de N 20° à N 60° E verticaux ou très légèrement inclinés.

Le Baygoura

Le Paléozoïque du Baygoura bien développé plus au Nord est peu représenté sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port où seuls apparaissent les schistes dévonien moyen, flanc méridional d'un anticlinal faillé dont l'axe est orienté SW-NE (feuille Iholdy).

En grande partie triasique, avec quelques rares lambeaux de Jurassique, la couverture du Baygoura arme les sommets du Jarra et de l'Arradoy puis forme la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port.

Le Trias inférieur du bord septentrional de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port se présente grossièrement en série monoclinale. Cette série monoclinale à pendage sud, est découpée en panneaux ou disloquée en écailles par un système d'accidents cassants de direction N 30 à N 60° E.

Dans la zone de dislocation de Bustince-Jaxu, l'écaillage dans lequel le Crétacé est localement impliqué se fait vers le Nord et est particulièrement net.

La dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port présente dans son ensemble une structure synclinale compliquée de multiples replis qui peuvent se suivre dans les niveaux carbonatés du Muschelkalk et de l'Infralias. Sur sa bordure nord, le Jurassique chevauche le Trias inférieur alors que, vers le Sud, les plis sont de plus en plus serrés à la charnière, souvent rompus lorsqu'on s'approche du contact avec les massifs des Aldudes et de Mendibelza.

Le Mendibelza

L'unité de Mendibelza se compose d'un socle paléozoïque formé de Dévonien supérieur et de Carbonifère, d'une couverture jurassique et crétacé inférieur décollée : les Arbailles, de poudingues albo-cénomanien et d'une couverture crétacé supérieur et tertiaire par l'intermédiaire de laquelle elle affronte l'unité des Aldudes.

Le Paléozoïque apparaît dans deux vastes bombements : ceux de l'Estérenguibel et de l'Occabé.

Le bombement de l'Estérenguibel se présente comme une boutonnière ouverte dans les poudingues discordants. Les grès verts du Frasnien occupent les aires anticlinales que séparent des accidents longitudinaux associés à des synclinaux remplis de terrains carbonifères. L'ensemble des plis ainsi dessinés est d'orientation NW-SE.

Sur le territoire de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port n'apparaît que la terminaison occidentale du bombement d'Occabé représentant une culmination anticlinale, formée de grès verts. Dans le Sud-Est, à la faveur d'un système d'accident apparaît la structure carbonifère de l'Iraty qui va se développer dans le cadre de la feuille Tardets.

Les Arbailles correspondent à la couverture jurassique et crétacé inférieur décollée du massif de Mendibelza, affectant l'allure d'un synclinorium complexe. Seule son extrémité occidentale apparaît sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port. Ce synclinorium est très dissymétrique avec un flanc sud redressé. Des accidents multiples compliquent cette disposition ; on observe en particulier une série de fractures (N 170° à N 30° E)

qui, conjuguées avec des fractures longitudinales (N 120°E), ont déterminé la formation de horsts et de grabbens fossilisés localement par l'Aptien.

Malgré les dislocations multiples, son périclinal occidental se dessine bien dans les formations jurassiques. Dans l'Aptien, l'allure cartographique faussement synclinale résulte de biseaux stratigraphiques et de fractures.

Le poudingue de Mendibelza est plissé suivant des axes N.NW, E.SE. Ces plis s'accompagnent de grandes structures chevauchant vers le Nord-Ouest, dont les fronts sont soulignés par des zones broyées.

Sa couverture méridionale et occidentale crétacée et tertiaire vient recouvrir largement l'unité des Aldudes.

D'abord en position normale au niveau d'Occabé, elle subit une torsion vers le Nord au sommet d'Errozaté en même temps qu'elle se déverse vers le Sud-Ouest, puis vient dessiner dans la haute vallée de la Nive une figure complexe résultant d'une reprise des structures par des plis nord-sud : un synclinorium décollé dans le Poudingue de Mendibelza et dont le flanc ouest est formé par le lambeau paléozoïque d'Asqueta, élément glissé du massif des Aldudes. Après une surface de décollement, les séries campano-maëstrichtiennes du centre du synclinorium dessinent l'antiforme spectaculaire de la forêt d'Orion.

Le recouvrement du Mendibelza sur les Aldudes se poursuit ensuite vers le Nord, dans la vallée de Mendiola, puis, au Sud de Saint-Michel, cet accident oblique vers l'Ouest et amène les poudingues et le Paléozoïque à chevaucher largement le Trias de Saint-Jean-Pied-de-Port.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La lithologie des terrains représentés sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port permet le développement de plusieurs formations aquifères mais on ne peut parler de nappe que dans quelques rares dépôts alluvionnaires.

Dans la majorité des cas, il n'existe que des aquifères en réseaux, à maille plus ou moins lâche, soutenus par des imperméables variés. Ces aquifères donnent lieu à des circulations rapides et sont drainés par de nombreuses sources.

Les sources ont des volants réduits mais la pluviométrie, importante (1 300 mm) et uniforme durant l'année, compense la faiblesse des réserves et assure la pérennité de la majeure partie des points d'eau.

Terrains perméables

Alluvions. Dans la vallée de Saint-Jean-Pied-de-Port, au confluent des trois Nives, il existe une véritable nappe dont la surface piézométrique est soumise à des variations en fonction des précipitations. Elle ne présente guère d'intérêt économique.

Poudingues de Mendibelza (crétacés, détritiques). Au Sud des Arbailles, ils constituent des unités aquifères où les circulations sont liées autant à la porosité de la roche qu'à sa fissuration. Ces réservoirs, généralement bien alimentés, sont drainés par des sources peu importantes (env. 10 m³/h). Exceptionnellement quelques émergences, situées dans des zones particulièrement fissurées peuvent atteindre 100 m³/h à l'étiage.

La qualité des eaux est bonne : bicarbonatée calcique à faible résidu sec et dureté de l'ordre de 10° français.

Calcaires secondaires des Arbailles. La terminaison occidentale des Arbailles forme un puissant réservoir, compartimenté par des failles. Ces formations, très karstifiées, sont drainées par de nombreuses émergences. A l'étiage, les débits sont généralement compris entre 4 et 40 m³/h.

La qualité des eaux est bonne : bicarbonatée calcique peu chargée et de dureté moyenne (20°). Mais les risques de pollution liés au système karstique ne sont pas négligeables.

Grès du Permo-Trias. Ils constituent un réservoir à possibilités très réduites. Les sources sont très nombreuses mais les débits faibles ou même très faibles (< 10 m³/h dans tous les cas).

Calcaires et dolomies primaires. Ces terrains affleurent au Sud-Ouest, le long de la frontière, et forment des réservoirs assez bons, liés à la fracturation profonde. Les émergences ont des débits relativement constants, de l'ordre de 30 m³/h à l'étiage.

Les eaux sont bicarbonatées calciques ; elles ont une dureté de l'ordre de 10° et un résidu sec très faible (100 mg/l).

Quartzites primaires. Lorsqu'elles sont fracturées, ces roches constituent des réservoirs analogues à ceux des poudingues de Mendibelza. Dans la vallée des Aldudes, à Urepel, il existe une émergence très importante (100 m³/h à l'étiage).

La qualité des eaux est bonne mais les risques de pollution peuvent être importants.

Terrains imperméables

Tous les autres terrains peuvent être considérés comme imperméables même si quelques sources apparaissent en particulier dans le flysch.

GÎTES MINÉRAUX

Les indices et petits gisements connus sur le territoire de la feuille Saint-Jean (Pyrénées atlantiques) sont peu nombreux. Ils se groupent surtout autour de deux substances, le cuivre et la magnésite, auxquelles s'ajoutent des indices isolés de fer, d'uranium, de barytine et de gypse.

Gîtes de cuivre et fer de type filonien encaissés dans l'Ordovicien. C'est l'ancienne mine de Banca (1-4003) qui représente le mieux cette famille de gîtes filoniens à cuivre : filons productifs des Trois Rois et de Berg-op-Zoom.

Les filons de Banca occupent un réseau de fractures coupant les schistes et quartzites de l'Ordovicien. Dans ce champ filonien, trois directions dominant : N 125°E, N 35°E et N 140°E.

— Les cassures N 125°E sont les plus ouvertes (1 à 1,50 m), subverticales, et correspondent au plus beau filon, celui des Trois Rois ; elles se combinent aux cassures N 140°E, ce qui explique la complexité de ce filon.

— Les cassures N 35°E ont un remplissage étroit (0,20 à 0,30 m) et ne sont minéralisées qu'à la traversée des bancs de quartzites (filon de Berg-op-Zoom).

L'association principale est quartz, sidérite, chalcopryrite, cuivre gris. La sidérite s'oxyde en hématite.

Connues depuis l'Antiquité, ces mines furent surtout exploitées au 18ème siècle : 1 200 t de Cu et 12 à 15 t d'Ag.

Au voisinage immédiat, les filons de Gathuply (1-4002) ont des analogies nombreuses avec Banca. Mais la sidérite domine sur le quartz. Les indices, localement beaux mais courts, ont été travaillés au début de notre siècle sans succès.

A Ondarolle (6-4001), au Sud d'Arnéguy, un filon encaissé dans les schistes siluro-géodiniens montre 0,40 m de sidérite, quartz, mouchetés et faiblement veinés de chalcopryrite et pyrite. Les travaux de recherche et d'exploitation (18ème et début 20ème siècles) sont noyés. Production limitée à 30 t de minerai à 6 % Cu.

A Lisqueta (1-4001), au Nord-Ouest de Saint-Etienne-de-Baïgorry, anciennes recherches pour fer : un filon décimétrique et un stockwerk accompagnés de brèches sont minéralisés en sidérite avec mouches et veinules de chalcopryrite. L'ensemble, très pauvre en Cu, fut abandonné aussi pour le fer parce que trop irrégulier.

A l'Est du col d'Ispéguy, existent aussi d'anciens travaux pour fer sur gîte analogue (sidérite, chalcopryrite, cuivre gris).

Gîte filonien de barytine du Jarra (Irouléguy, 2-4001). Des filons de barytine compacte blanche très lenticulaires traversent les grès et argilites rougeâtres du Trias inférieur du Jarra, selon une direction pyrénéenne N 115-125°E et un pendage 35-54° Sud. La puissance varie du centimètre à 3-4 mètres. Exploitations, par galeries d'abord pour les filons inférieurs, à ciel ouvert récemment (1965-76) pour les filons proches du sommet du Jarra.

Gîtes de magnésite stratiformes. Les concentrations en giobertite (carbonate de Mg) se trouvent à deux niveaux calcaro-dolomitiques d'âge différent, qui constituent donc les magasins triasique et dévonien des magnésites (nom plus courant de ce minerais).

Magnésites du Trias de Saint-Michel. Découvertes par le B.R.G.M. (1947), les magnésites furent ensuite (1961...) l'objet d'actives recherches de la part de la Division Sud-Ouest de cet organisme, conduisant à des travaux miniers (200 m de galerie sur Ahadoberry) et une campagne de sondages (1 200 m). Des possibilités de tonnage moyen ont été démontrées (de l'ordre du million), mais les teneurs en sont assez basses et surtout la présence de silice dévalorise le minerais.

La magnésite se présente en lentilles interstratifiées dans le Ladinien calcaro-dolomitique (équivalent du classique Muschelkalk). Son aspect spathique (cristallin) sombre lui a fait donné le surnom de « petit granite ».

Les quatre gîtes principaux se regroupent autour de Saint-Michel.

- **Saint-Michel-village ou Çaro-Landa (3-4002).** La lentille, interstratifiée dans la partie inférieure du Ladinien, a une épaisseur de 12 mètres. Elle se prolonge, au-dessous de la route de Çaro, par l'indice de Harispuru, où elle fait quelques mètres d'épaisseur.

Au total, Çaro-Landa + Harispuru se développent sur 180 m de long, avec une direction moyenne NW—SE. L'estimation est de 400.000 t à 37 % MgO.

- **Ciçarry-bas (3-4001).** Sur la rive gauche de la Nive de Béhérobie, ce gîte n'affleure que sur 1,2 mètre. Les travaux (puits, tranchées, sondages carottés) ont montré sur une extension reconnue de 350 m E—W, 200 m de large, pour des amas de 15-20 m d'épaisseur, dans la partie inférieure du Ladinien : 260.000 t à 37-38 % MgO.

- **Ithalatcé (3-4003).** L'indice (au départ un affleurement de 1,2 m) a été reconnu sur 70 m de long, 10 m d'aval-pendage, dans un Ladinien très karstifié : la roche très décomposée montre jusqu'à 13 % Fe₂O₃. La puissance est de 4-5 m, la teneur moyenne 33 % MgO.

- **Ahadoberry (3-4004).** Le gisement mis en évidence par les travaux B.R.G.M. fait 200 m de long en direction NE—SW, 140 m d'aval-pendage reconnu. Interstratifiées dans le Ladinien dolomitique, trois lentilles présentent une assez faible teneur allant de 25 à 35 % MgO.

Magnésites du Dévonien d'UrepeI. Dans le massif des Aldudes, quatre petits gisements et quelques indices de magnésite affleurent au Sud d'UrepeI à divers niveaux de l'Emsien. Les gîtes les plus importants sont ceux de Paradar et Sabuchar, qui sont deux lentilles dans le prolongement l'une de l'autre, portées par un même niveau stratigraphique et formant ensemble un gisement allongé sur près de 1 km.

L'horizon-porteur est constitué des dolomies rubanées de l'Emsien (Emsien supérieur pour Sabuchar—Paradar). Le minerais est une roche formée d'une trame de longs cristaux de magnésite (0,5 à 4 cm) zonés, gris-noir et blanc jaunâtre ; sur ce fond se détachent des nids de gros rhomboèdres blancs de dolomite et des îlots sombres de matière résiduelle (quartz, phyllites, dolomite et particules charbonneuses).

L'hypothèse la plus récente concernant la genèse de ce minerais est une formation diagénétique à partir de saumures évaporitiques percolant à travers les sédiments carbonatés.

- *Sabuchar* = Lohitza ou Lahitza (5-4002). Découvert en 1950, ce gîte a fait l'objet de travaux miniers (une galerie de 55 m, en bordure de la route de Sabuchar à Urepel). En position subverticale, cette lentille mesure 400 m x 25 m et 3 à 10 m d'épaisseur. Elle ferait 500.000 t à 38 % MgO.
- *Paradar* (5-4001). Cette lentille qui prolonge Sabuchar vers l'Ouest a une extension de 350 m, sur 3 à 4 m d'épaisseur. Elle ferait moins de 500.000 t d'un minerai pauvre, contenant de la dolomie.
- *Indices d'Iputxaen ou Iputchaen* (5-4003). Il s'agit de petits amas en deux groupes.
 - au Nord, sur le chemin de la ferme, petites lentilles aux formes imprécises avec imprégnation de magnésite dans de la dolomie noire ;
 - au Sud, la présentation est la même, mais les amas sont plus importants, limités par une faille à l'Est.Le minerai est impur.
- *Epeleko Borda ou Antonen Borda* (5-4004). Situé dans des dolomies de l'Emsien inférieur, cette couche irrégulière est constituée de plusieurs lentilles de 10 m d'épaisseur au maximum s'allongeant sur 100 m au total.

Autres indices stratiformes

Le fer d'Aincille (3-4005). Dans la région d'Aincille et de Bascassan, la brèche volcanique de base du Lias inférieur contient de petites lentilles de minerai de fer en position subconcordante. Les dimensions vont du centimètre au décimètre en épaisseur et du décimètre au mètre en longueur.

Le minerai est de l'oligiste, passant parfois à la limonite ou l'hématite. Il existe de vieux travaux (galeries, puits, tranchées).

Le gypse de Sorthoéta (Irouléguay) (2-4002). A 100 m environ à l'Ouest de Sorthoéta, les argiles du Keuper contiennent de petits lits (cm à dm) de gypse compact, de couleur grise à noirâtre (mauvaise qualité). Il existe d'anciens travaux (puits et traçage).

L'uranium et le cuivre d'Orgambidé (4-4001). Les Grès bigarrés (Trias inférieur) sont constitués par des grès rouges présentant parfois des intercalations de grès à gros grains et de poudingues. La minéralisation est dans un lit de grès grossier, grisâtre à structure schisteuse, contenu dans un banc clair de grès compact. Son épaisseur est de 0,20 mètre.

Liée aux empreintes de plantes, elle se compose de minéraux uranifères (francevillite, chalcolite, autunite) associés par place à de la malachite.

Une série de tranchées sur 200 m de long environ a suivi l'indice (prospection C.E.A., 1956).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier des itinéraires géologiques intéressant la région et le territoire couvert par cette feuille dans le *Guide géologique régional : Pyrénées occidentales, Béarn, Pays basque*, par A. Debourle et R. Deloffre, 1976, Masson :

— *itinéraire 8* : Le Pays basque.

BIBLIOGRAPHIE

- BOSCH B. (1956) — Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Jurassique de la région de Saint-Jean-Pied-de-Port (Basses-Pyrénées). Thèse doctorat 3e cycle, géologie option micropaléontologie, Paris.
- BOUQUET J.-C. et PROUHET J.-P. (1964) — Les indices de Saint-Michel. Paris, le 28/2/62. Rapport B.R.G.M. A19 C.4.
- CASTERAS M., FREY M., GALHARAGUE J. (1967) — Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 1677-1683.
- DELFAUD J. et SERVANT M. (1971) — Les grands traits de l'Urgo-aptien du massif des Arbaillies. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t. 1, n° 3.
- DESTOMBES J.-P. (1955) — Origine métasomatique et âge des magnésites (gioberites) des Pyrénées occidentales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 240, p. 1117-1119.
- DESTOMBES J.-P. et GUIRAUDIE Ch. — Tectonique des formations paléozoïques de la région d'Iraty, massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées). Actes du 4ème Congrès intern. d'Et. pyr., p. 43-48.
- DROT J., LAGNY P., SAGON J.-P. (1962) — Nouvelles données sur la stratigraphie du Primaire des environs d'Ainhoa (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., t. IV, n° 3, Paris, 1963, p. 431-436, 1 fig., pl. XI.
- DUBAR G. (1925) — Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. du Nord*, t. IX, I.
- HEDDEBAUT C. (1964) — Recherches stratigraphiques sur le Silurien et le Dévonien du massif des Aldudes (Basses-Pyrénées). Dipl. ét. sup., Fac. sc. Lille, 90 p., 19 fig.-texte, 10 pl.
- HEDDEBAUT C. (1965) — Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., t. 7, p. 631-639, 7 fig., 1 pl.
- HEDDEBAUT C. (1966) — Données nouvelles sur le Silurien et le Dévonien des Pyrénées basques. *Ann. Soc. géol. Nord*, 86, p. 197-200.
- HEDDEBAUT C. (1967) — Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 280-281, 1 fig.
- HEDDEBAUT C. (1973) — Étude géologique dans les massifs paléozoïques basques. Thèse sciences naturelles, université des sciences et techniques de Lille.
- KLARR K. (1971) — Der geologische Bau des Südöstlichen Teiles vom Aldudes. Quinto Real massiv (Spanisches westpyrenäen). These : Fakultät für Natur, und geisteswissenschaften der technischen. Universität clausthal.
- LAMARE P. (1938) — Structure de la Basse-Navarre aux environs de Bidarray, St-Etienne-de-Baïgorry et des Aldudes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 39, n° 196, p. 133-164, 4 fig., 1 carte géol. en couleur à 1/50 000.

- LAMARE P. (1940) — Le rôle et l'extension des mouvements orogéniques anté-apertiens dans les Pyrénées de la Basse-Navarre française. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 211, p. 239-231.
- LAMARE P. (1940) — Le bassin triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port. Ses relations avec le Paléozoïque et le Crétacé des montagnes environnantes. (feuilles Saint-Jean-Pied-de-Port et Mauléon). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 42, n° 203, p. 141-157, 1 carte géol. et coupes en noir.
- LAMARE P. (1942) — Observations géologiques dans la partie ouest de la feuille Mauléon. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. 43, n° 208, p. 85-219, 27 fig., 1 pl., (carte géol. à 1/20 000), bibliographie.
- LAMARE P. (1945) — Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans la haute vallée de la Nive et le massif de l'Erroçaté. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 221, p. 509-510.
- LAMARE P. (1945) — La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environs d'Arnéguy (révision de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 45, n° 216, p. 265-305, 4 pl., 4 fig., bibliographie.
- LAMARE P. (1945) — Sur la tectonique de la partie occidentale du massif de Mendibelza et les relations structurales de ce massif avec celui des Aldudes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 221, p. 585-586.
- LAMARE P. (1946) — Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1946, 5e sér., t. 16, p. 265-312 et 339-400, 7 fig., 1 tab., 1 pl.
- LAMARE P. (1948) — Le contact entre le synclinal des Arbailles et le massif de Mendibelza dans le bassin de Lauribar (Basse-Navarre française). *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., t. XXVII, fasc. 4, n° 59, p. 1-52, 10 fig.
- LAMARE P. (1956) — Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte géologique de la France à 1/80 000 (2ème édition 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords. Act. deux. Congr. internat. d'Étud. pyréné., sect. 1, 2, p. 73-123, 2 pl., Toulouse.
- LAVERDIÈRE J.-W. (1930) — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. *Mém. Soc. géol. Nord*, Lille, t. X, fasc. 2, 131 p., 1 carte, 8 pl., 13 fig.-texte.
- MAILLARD P. (1966) — Étude géologique et métallogénique de la région de Valcarlos (Navarra). Thèse doct. 3e cycle, uni. Paris, Fac. sc., 108 p., 17 fig., 4 coupes et 1 carte en couleur à 1/20 000.
- MERLE J.-M. (1974) — Recherches sur les relations paléogéographiques et structurales entre les massifs basques au Sud de Saint-Jean-Pied-de-Port (Pyrénées occidentales). Thèse doctorat 3e cycle, géologie régionale et appliquée, Toulouse.
- MULLER J. (1965) — Le revêtement triasique du Jarra et de l'Arradoy en pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t. 102, n° 3, p. 3 et 34, 28 fig.

- NAPIAS J.-C. — Étude hydrogéologique du Massif des Arbailles (Basses-Pyrénées).
Thèse doctorat 3e cycle, option hydrogéologie-géochimie, Bordeaux.
- QUEMENEUR J. (1974) — Les gisements de magnésite du Pays basque : cadre géologique et sédimentologique ; genèse de la magnésite en milieu sédimentaire. Thèse doctorat 3e cycle, géologie appliquée, université de Paris VI.
- VIERS G. (1960) — Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont (Pays basque français et Baretous). Privat-Editeur, 604 pages, 85 fig., 28 pl., Toulouse.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Saint-Jean-Pied-de-Port* :

1ère édition (1907), par P. Termier ;

2ème édition (1954), par P. Lamare, A. Almela, J. Garrido, J. Gomez de Llarena, J.-M. Rios, carte de P. Palacios (1919).

Feuille *Mauléon* :

1ère édition (1910), par L. Carez, E. Fournier ;

2ème édition (1969), par M. Casteras, P. Souquet, P. Lamare, R. Mirouse, H. Alimen, coordination par M. Casteras et J.-P. Paris.

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

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Aquitaine—Poitou—Charentes, avenue du docteur Albert Schweitzer, 33600 Pessac, soit au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS

- Gilbert LE POCHAT, ingénieur géologue au B.R.G.M., avec la collaboration de :
- Michel LENGUIN, ingénieur de recherche à l'université de Bordeaux III, pour le Poudingue de Mendibelza ;
 - Jean-Claude NAPIAS, ingénieur hydrogéologue au B.R.G.M., pour l'hydrogéologie ;
 - Claude THIBAUT, chargé de recherche au C.N.R.S., pour le Quaternaire ;
 - Philippe ROGER, maître-assistant à l'université de Bordeaux III, pour le Permian-Trias ;
 - Jean-Pierre BOIS, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour les gîtes minéraux.