



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

**BAGNÈRES-
DE-BIGORRE**

par

B. AZAMBRE, F. CROUZEL, E.-J. DEBROAS, J.-C. SOULÉ, Y. TERNET

BAGNÈRES-DE-BIGORRE

La carte géologique à 1/50 000
BAGNÈRES-DE-BIGORRE est recouverte par la coupure
TARBES (N° 240)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

| | | |
|--------------------|-------------------------|----------------------|
| Moriaas | Tarbes | Boulogne- s-Gesse |
| Lourdes | BAGNÈRES- DE-BIGORRE | Montréjeau |
| Argelès- Gazost | Campan | Arreau |



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE

BAGNÈRES-DE-BIGORRE A 1/50 000

par

B. AZAMBRE, F. CROUZEL, E-J. DEBROAS, J-C. SOULÉ, Y. TERNET

1989

SOMMAIRE

| | |
|---|-----------|
| APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE | 5 |
| INTRODUCTION | 6 |
| <i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 6 |
| <i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i> | 9 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 11 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 13 |
| <i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i> | 13 |
| <i>ROCHES MAGMATIQUES</i> | 14 |
| <i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i> | 17 |
| Primaire | 17 |
| Secondaire | 20 |
| Tertiaire | 42 |
| Quaternaire | 45 |
| GÉOLOGIE STRUCTURALE | 51 |
| <i>STRUCTURE DE LA HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE</i> | 51 |
| <i>STRUCTURE DE LA ZONE NORD-PYRÉNÉENNE</i> | 53 |
| <i>STRUCTURE DE LA ZONE SOUS-PYRÉNÉENNE</i> | 62 |
| <i>NÉOTECTONIQUE</i> | 64 |
| <i>SISMICITÉ</i> | 64 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS | 65 |
| <i>SUBSTANCES MÉTALLIQUES</i> | 65 |
| <i>SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX</i> | 69 |
| <i>TABLEAU DES SONDAGES DE RECHERCHES D'HYDROCARBURES</i> | 70 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> | 72 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 74 |
| <i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i> | 74 |
| <i>DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES CONSULTÉS</i> | 79 |
| <i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i> | 79 |
| <i>COLLABORATEURS</i> | 79 |
| AUTEURS DE LA NOTICE | 80 |

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La feuille Bagnères-de-Bigorre est située sur le versant nord des Pyrénées. Elle couvre une région de collines et de plateaux de 400 à 800 m d'altitude que bordent au Sud des chaînons culminant à 1 600 m.

La moitié occidentale est traversée du Sud au Nord, par la vallée de l'Adour, la bordure ouest appartenant au bassin du gave de Pau. La moitié orientale, excepté l'angle nord-est où naît la Baïse, tributaire de la Garonne, est drainée par l'Arros, affluent de l'Adour.

Les grandes vallées, en particulier celle de l'Adour, rassemblent la majeure partie de l'activité socio-économique ; ainsi Bagnères-de-Bigorre, sous-préfecture, est aussi un centre industriel, touristique et thermal. Mais les ressources du sous-sol sont réduites : quelques ardoisières autrefois florissantes survivent à l'Ouest de Bagnères-de-Bigorre, quelques carrières et gravières sont exploitées épisodiquement. L'exploration pétrolière et la recherche de minerais métalliques n'ont pas rencontré à ce jour d'indices prometteurs.

Du point de vue géologique on reconnaît ici les trois zones du versant français des Pyrénées :

— la *haute chaîne primaire*, dans l'angle sud-ouest, constituée de terrains siluro-dévonien et d'une frange de terrains mésozoïques ;

— la *zone nord-pyrénéenne* séparée de la haute chaîne primaire par une faille majeure, la *faille nord-pyrénéenne*. Elle comprend les chaînons de la bordure sud constitués de calcaires, de dolomies et de brèches (Lias inférieur à Aptien), des terrains à faciès flysch d'âge albo-cénomaniens et des massifs de terrains anciens. Elle est limitée au Nord par le *chevauchement frontal nord-pyrénéen* à vergence nord, autre faille majeure que jalonnent des roches éruptives et des sédiments triasiques ;

— la *zone sous-pyrénéenne* à laquelle appartient le flanc inverse du synclinal de Cieutat qui montre, du Sud vers le Nord, des terrains à faciès flysch d'âge crétacé supérieur à paléocène, puis des molasses éocènes à miocènes.

La structuration de la région résulte du jeu des plaques lithosphériques ibérique et européenne dont l'affrontement final s'est produit à l'Éocène moyen. De puissantes formations torrentielles se sont accumulées ensuite en avant de la chaîne, jusque vers la fin du Miocène moyen. Après un épisode de creusement qui a profondément entamé les dépôts précédents, se sont construits au débouché des grandes vallées montagnardes (Adour et Neste) pendant le Miocène supérieur, l'Oligocène et le Quaternaire ancien, les cônes de piémont dont les surfaces correspondent aux plateaux du Nord de la feuille. Les vallées actuelles s'y sont ensuite enfoncées. Les grandes terrasses des vallées de l'Echez et de l'Adour sont contemporaines du maximum glaciaire.

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Géographie

La région couverte par la feuille Bagnères-de-Bigorre est située dans la partie septentrionale du versant nord des Pyrénées ; c'est une région de moyenne montagne et de collines dont l'altitude s'abaisse de 1 200 m à 450 m du Sud vers le Nord. Elle s'adosse à la haute chaîne qui pénètre dans l'angle sud-ouest de la feuille ; c'est là, au Sud de Germs-sur-l'Oussouet, que se trouve son point culminant, à 1 560 m.

Elle est drainée par, d'Ouest en Est, l'Echez, l'Adour et l'Arros dont les vallées parallèles sont orientées S.SE-N.NW. La totalité des eaux est finalement collectée par l'Adour (excepté celles de l'angle nord-est où naît la Baise, affluent de la Garonne) mais la plus grande partie ne le rejoint qu'après une longue course vers le Nord : le confluent de l'Arros qui draine la moitié orientale est à 50 km au Nord de Tournay, celui de l'Echez est à 35 km au Nord de Juillan, quant aux eaux issues de la région d'Ourdis-Cotdoussan, dans l'angle sud-ouest, elles ne rejoignent le fleuve, via le gave de Pau, qu'à 100 km à l'W.NW. L'Adour, en définitive, ne recueille directement que les eaux provenant des flancs de sa vallée et de celle de son affluent de rive gauche l'Oussouet, soit à peu près le quart de la surface de la feuille.

L'Adour est ici un cours d'eau torrentiel dont la vallée, qui s'élargit après un dernier étranglement à hauteur de Montgaillard, est comblée par un puissant épandage alluvial. Le lit actuel s'encaisse dans ces alluvions mais demeure tout au long de la traversée de la feuille à une altitude supérieure à celles des cours d'eau voisins, l'Echez, l'Arrêt-Darré et l'Arros. C'est dans la vallée de ce dernier que se trouve le point le plus bas de la feuille, 248 m, près de Bordes.

Les crues se produisent au printemps lors de la fonte des neiges de la haute-chaîne et à l'automne à la suite de fortes pluies ou de la fonte rapide de neiges précoces. Les crues consécutives à de violents orages sur la haute chaîne ne sont pas rares. Dans la vallée de l'Adour, elles n'ont pas un caractère catastrophique car le lit majeur est en général suffisamment encaissé pour les contenir, sa pente moyenne de 1,3 % assure un écoulement rapide et il est libre d'occupation humaine. Il existe toutefois quelques points sensibles comme Hiis, le secteur Pont d'Asté-Médous en amont de Bagnères-de-Bigorre et quelques secteurs de cette ville. Dans la vallée de l'Arros, les crues parfois violentes des torrents montagnards de la limite sud de la feuille sont évacuées plus difficilement en aval de Bourg-de-Bigorre par un lit à pente relativement faible (0,6 à 0,7 %) et de nature argileuse, imperméable.

Climat

Il est de type océanique-montagnard. Les précipitations, apportées par les vents d'Ouest, se produisent surtout en février-mars-avril et en octobre. C'est au pied des reliefs de la bordure sud qu'il pleut le plus (pluviométrie

annuelle moyenne en mm : 1 100 à l'aéroport d'Ossun, 1 120 à Tournay, 1 306 à Bagnères-de-Bigorre). Au-dessus de 1 000-1 200 m d'altitude, les précipitations se font normalement sous forme de neige d'octobre à avril. Cependant, des chutes de neige jusqu'à 500 m en avril et même en mai ne sont pas exceptionnelles. La période la plus sèche est généralement en juin et juillet. Pour le géologue, les meilleures périodes sont l'automne (quoique la fréquentation des crêtes soit plutôt réservée pendant plusieurs semaines, aux chasseurs de palombes), l'hiver et le début du printemps, car alors l'état de la végétation permet une observation beaucoup plus aisée des affleurements.

Aspect morphologique et aperçu géologique

En plus de la vallée de l'Adour, on peut distinguer les régions naturelles suivantes, du Sud vers le Nord :

- les chaînons d'altitude moyenne (1 000 à 1 500 m) qui s'allongent parallèlement de Gazost, à l'Ouest, au col de Coupe, à l'Est, et sont constitués soit de schistes paléozoïques, soit de calcaires mésozoïques ;
- les collines plus basses (500 à 800 m), aux formes lourdes, profondément découpées par des réseaux hydrographiques complexes, qui occupent approximativement la moitié sud de la feuille. Elles sont en grande partie constituées par des terrains schisteux d'âge crétacé supérieur. A l'Est de Bagnères, le bassin bien circonscrit de l'Arros forme la région des Baronnie.
- de part et d'autre de la vallée de l'Arros, les plateaux d'alluvions mio-plio-quadernaires d'Orignac-Cieutat et de Lannemezan (Capvern) profondément entaillés par des vallées disposées en éventail vers le Nord.

Du point de vue géologique on rencontre sur cette feuille les grands ensembles structuraux classiquement distingués sur le versant nord des Pyrénées. Ils coïncident assez bien avec les régions naturelles définies ci-dessus. Ce sont, du Sud vers le Nord :

- **la haute chaîne primaire** ou *zone primaire axiale* ; lui appartiennent les terrains siluro-dévonien des montagnes de la bordure sud-occidentale de la feuille. Des terrains mésozoïques en relation plus ou moins normale avec les précédents, constituent les *écaillés frontales de la haute-chaîne* (Échelles de Pilate, plaine d'Esquiou) ;
- **la faille nord-pyrénéenne**, accident majeur de la chaîne ;
- **la zone nord-pyrénéenne** avec, de part et d'autre de la **faille de Bigorre**, les *chaînons calcaires jura-crétacés* du Monné et du Pic d'Asté et les *flyschs albo-cénomaniens* des Baronnie et de Neuilh. La faille de Bigorre correspond dans la topographie, au couloir Arrodets-Laborde-Esparros et aux ensellements de la Croix de Manse et de Labassère. La structure très complexe de cette zone (synclinal de Bourg-de-Bigorre, unités de forme losangique, chevauchements vers le Sud) est en rapport avec le morcellement synsédimentaire essentiellement albo-cénomaniens. Les *massifs paléozoïques nord-pyrénéens de Julos-Loucrup, Pouzac, Bagnères et Lalizau* constituent des horsts du socle autour desquels se sont déposés les flyschs. La zone nord-pyré-

néenne se caractérise sur la transversale de Bagnères-de-Bigorre, par son étroitesse particulière et par son morcellement intense lié à une « convergence » des accidents majeurs (faille nord-pyrénéenne, chevauchement frontal nord-pyrénéen et aussi faille de Bigorre, faille de l'Adour, faille de Bagnères-Lourdes, faille d'Avezac) ;

— *le chevauchement frontal nord-pyrénéen*, accident majeur à vergence nord, dont le tracé s'infléchit vers le Sud à hauteur de la vallée de l'Adour par le jeu de nombreux décrochements. Il est jalonné par les ophites et massifs triasiques de Lanne, Pouzac-Bagnères et Capvern. Il se traduit dans la morphologie par la vallée à peu près rectiligne du Luz ;

— *la zone sous-pyrénéenne* enfin avec le flanc inverse du synclinal de Cieutat mis en évidence par les forages pétroliers. S'y succèdent, du Sud vers le Nord, les flyschs cénomano-turonien et sénoniens, puis les formations marines paléocènes et éocènes, enfin les mollasses éocènes à oligo-miocènes du bassin d'Aquitaine.

Les épandages alluviaux du Miocène supérieur et du Quaternaire ancien au débouché des vallées montagnardes de l'Adour et de la Neste constituent les plateaux d'Orignac-Cieutat et de Lannemezan dont les surfaces s'abaissent doucement vers le Nord. Ils sont entaillés par les vallées quaternaires qui présentent déjà dans le Nord de la feuille, la dissymétrie des versants caractéristique des vallées gasconnes.

Cultures et végétation

Les terrasses alluviales sont occupées par des cultures maraîchères, des céréales et des prairies d'élevage.

Sur les plateaux, prairies d'élevage et cultures (maïs, betteraves, fourrages) se cotoient avec une certaine prépondérance des premières. A l'Est de Capvern cependant, le plateau humide et tourbeux est occupé par une lande à fougères, bruyères et ajoncs.

Les flancs en général raides des vallons sont couverts de taillis, de châtaigneraies et de chênaies qui ne donnent guère lieu qu'à une utilisation domestique (bois de chauffage) ; cependant quelques secteurs exploités pour pâte à papier ont été replantés en résineux à croissance plus rapide.

Les versants nord de la zone montagnarde, au-dessus de 800 m, sont le domaine du hêtre plus ou moins associé au sapin. Les versants sud sont peu boisés et souvent couverts de buis (*substratum calcaire*), de fougères, de bruyère et de maigres prairies en voie de disparition.

Implantation et activités humaines

L'habitat est réparti sur l'ensemble de la feuille en-dessous de 800 m d'altitude. Les grandes vallées ont vu de gros villages prospérer sur leurs riches terrasses. Bagnères-de-Bigorre fut une ville marché assurant les échanges entre la montagne et la « plaine » de Tarbes. Montgaillard doit probablement son origine à la garde du seul pont de la vallée de l'Adour fondé sur la

roche en place. Ailleurs, sur les plateaux, dans les Baronnie et dans les collines à l'Ouest de l'Adour, de nombreux villages et hameaux occupent les croupes et les crêtes où ils bénéficient d'un ensoleillement maximum. Dans ces secteurs, le moindre replat fut aménagé pour la culture ou l'élevage lors de l'explosion démographique de la deuxième moitié du XIX^e siècle.

Dans les vallées de l'Echez, de l'Adour et de l'Arros, les terrasses sont occupées par des cultures de céréales et de fourrages, des vergers et quelques vignes, et le fond de la vallée par des prairies réservées à l'élevage des bovins. Sur les plateaux et dans les collines on trouve une polyculture médiocre ; l'activité principale est l'élevage de bovins et d'ovins. Les exploitations agricoles sont petites à moyennes, à structure familiale, et ne survivent parfois que grâce à l'apport de retraites et de salaires acquis dans les centres urbains voisins, Tarbes, Lourdes et Bagnères-de-Bigorre. En sens inverse, de nombreuses personnes dont l'activité professionnelle se déroule dans ces villes, ont établi leur résidence principale dans les villages, surtout ceux de la vallée de l'Adour.

La principale agglomération est Bagnères-de-Bigorre, sous-préfecture des Hautes-Pyrénées, qui est à la fois une station thermale et touristique en développement et une ville industrielle (matériels électriques et ferroviaires) qui a perdu cependant les marbreries et les ateliers de tissage autrefois prospères.

Capvern-les-Bains est une station thermale active apportant quelques ressources saisonnières aux habitants des villages environnants.

L'extraction de calcaires et de graviers pour granulats et d'ardoises pour couverture et dallage (à Labassère et à Germs-sur-l'Oussouet) ne procurent plus que quelques dizaines d'emplois.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Il n'est guère possible d'esquisser l'histoire de la région pendant l'ère primaire tant nos connaissances sur les massifs nord-pyrénéens sont restreintes. Ceux-ci représentent des blocs d'un socle métamorphisé et granitisé à une ou plusieurs époques (cycle cadomien ?, hercynien ?). Quant aux terrains siluro-dévonien de l'angle sud-ouest, leur histoire a plutôt sa place dans la notice explicative de la feuille Campan sur laquelle ils sont largement représentés ; il s'agit dans l'ensemble de dépôts de milieux marins peu profonds où alternent périodes d'apports détritiques et périodes de sédimentation carbonatée. Ils ont été plissés pendant le cycle hercynien.

Au *Trias*, se déposèrent d'abord des conglomérats et des grès résultant du démantèlement des reliefs hercyniens et tardi-hercyniens, puis des formations lagunaires. Les forages montrent vers le Nord, un Trias peu épais et sans évaporites comme si une ride séparait le Sud de la région, du Trias épais et évaporitique du bassin d'Aquitaine. Des sills d'ophite se mirent en place à partir des failles de distension qui accompagnèrent l'affaissement de la région et le retour de la mer vers la fin du Trias.

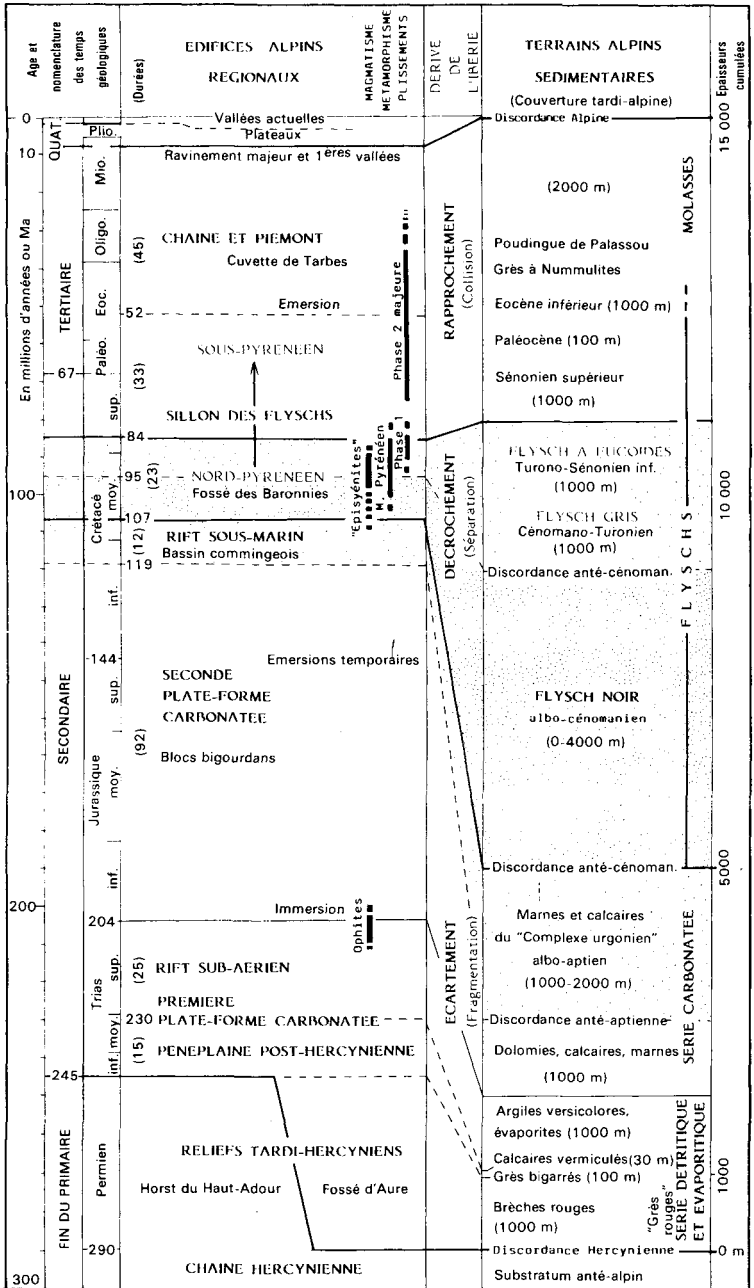


Tableau résumé de l'histoire des terrains alpins

Pendant le *Jurassique* et le *Crétacé inférieur*, des sédiments essentiellement carbonatés se déposèrent en milieu épicontinental. Des seuils, ou zones hautes, se constituèrent, par exemple entre Lourdes et Bagnères, par suite du basculement des blocs à la faveur d'accidents transverses majeurs ; ils sont caractérisés par une épaisseur moindre de sédiments, par l'apparition de faciès de bordure (couches à annélides, à nérinées, brèches) et par des lacunes de sédimentation.

A l'*Albien* débuta le dépôt des flyschs dans un sillon nord-pyrénéen dont l'effondrement progressif par failles serait en relation avec l'ouverture du golfe de Gascogne. Le long de ces failles se produisirent le magmatisme alcalin dont de nombreux témoins existent sur la feuille ainsi qu'un métamorphisme thermique. A la fin du *Crétacé supérieur*, les bords du sillon commencèrent à se rapprocher ; son comblement et sa fermeture s'achevèrent vers la fin de l'*Éocène*. La zone nord-pyrénéenne et les zones bordières s'individualisèrent par « inversion structurale » du sillon flysch albo-cénomaniens écrasé et expulsé vers le haut.

Les reliefs nouvellement émergés au Sud furent immédiatement attaqués par l'érosion ; se déposèrent alors au pied de la chaîne, des molasses puissantes dans lesquelles des niveaux de conglomérats, des ravinements et des plis à grands rayons de courbure témoignent de plusieurs étapes de la surrection des reliefs pyrénéens.

Au *Miocène supérieur-Pliocène* s'édifièrent les cônes torrentiels de Capvern-Lannemezan et d'Orignac-Cieutat.

Au *Quaternaire* ancien se creusèrent les vallées. Lors d'une première phase glaciaire (3.10^5 a.), la langue de glace de la vallée de Lesponne atteignit la vallée de l'Adour, près de Baudéan, et une diffluence du glacier de la vallée d'Argelès remonta la dépression de Juncalas jusqu'au col de Lingous et jusqu'à Gazost, pendant que se construisaient les terrasses d'Ossun et de Baudéan-Bagnères-Horgues. Lors d'une deuxième phase glaciaire (3.10^4 a.), ces terrasses furent profondément entaillées.

La région avait dès lors la configuration que nous lui connaissons. Mais son évolution se poursuit lentement : l'activité sismique indique que des réajustements structuraux sont en cours et la présence de hauts reliefs témoigne qu'une lente ascension de la chaîne se poursuit (sinon l'érosion l'aurait arasée depuis longtemps).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette carte est la synthèse de levés effectués par des géologues relevant de plusieurs organismes (voir liste des auteurs et liste des cartes consultées), au cours des quarante dernières années.

Ainsi les terrains de type flysch du Nord d'Orignac et de Capvern furent l'objet dans les années 40, d'une analyse lithostratigraphique détaillée. Puis, l'intérêt porté au piémont pyrénéen par les sociétés de recherche d'hydro-

carbures après la découverte des gisements béarnais, relança dans les années 60 l'étude de cette région, en collaboration avec des laboratoires universitaires. Ces travaux sur le flysch, surtout menés dans le but de découvrir les structures profondes, et sur les terrains jurassiques et crétacés carbonatés — les réservoirs potentiels — des chaînons du Sud de la feuille, furent menés avec l'appui de la micropaléontologie et de l'analyse séquentielle. Si leurs résultats cartographiques ne furent malheureusement pas tous reportés sur le fond topographique moderne, qui ne fut commercialisé qu'en 1969, ils sont néanmoins à la base de la cartographie des chaînons jura-crétacés et du flysch sous-pyrénéen présentée sur cette feuille. L'âge du flysch des Baronnies et de l'Ouest de l'Adour fut en général rajeuni. On envisagea des plis plus ou moins parallèles à l'allongement de la chaîne induits par le jeu vertical de blocs du socle et la plus grande partie des Baronnies fut assimilée à un monoclinale à polarité dirigée vers le Nord. On s'aperçut aussi que le métamorphisme et la schistosité étaient contemporains. Cependant, ces conclusions expliquaient difficilement la situation des massifs anciens, des noyaux de calcaires d'âge jurassique à aptien et des accumulations de brèches.

Au début de la décennie suivante, la zone nord-pyrénéenne fut interprétée en fonction de la Tectonique de plaques dont l'hypothèse recevait alors de par le monde le soutien de nombreux faits d'observation : la faille nord-pyrénéenne fut assimilée à un décrochement sénestre de grande amplitude (faille transformante) ; la schistosité et le métamorphisme pyrénéen furent donnés pour contemporains des grandes structures plissées cartographiées et furent crédités d'un âge fini ou post crétacé. Une école toulousaine reprit alors l'étude de la région par des levés minutieux (donc longs) privilégiant la sédimentologie et l'analyse structurale : le flysch nord-pyrénéen retrouva en totalité un âge albien ; du point de vue structural, la région apparut comme un assemblage d'unités de forme plus ou moins losangiques séparées par des failles ; l'amplitude d'un décrochement sénestre le long de la faille nord-pyrénéenne fut minimisée ; une phase de plissement, postérieure à la phase synschisteuse et symmétorphe, et responsable de grandes structures plissées fut mise en évidence ; des mesures d'âge absolu établirent l'âge méso-crétacé du métamorphisme. La carte présente l'état actuel de ces travaux.

Les contours des terrains mio-pliocènes et ceux des alluvions anciennes du plateau de Lannemezan sont dus à un unique auteur ; ils résultent de l'adaptation au fond topographique moderne, en 1977, de levés exécutés une trentaine d'années plus tôt sur l'ancien fond en hachures et présentent donc les inexactitudes que ce transfert occasionne inévitablement. Par ailleurs, ils n'ont pas été réactualisés ; ainsi, la formation inférieure de Lannemezan n'a pas été séparée de la formation des argiles à galets pontiennes sous-jacentes, car ceci eut nécessité une nouvelle campagne de levé.

Pour les terrains paléozoïques de la haute chaîne, ont été utilisés les levés détaillés réalisés il y a dix ans à l'occasion de recherches minières ; c'est la première cartographie depuis les reconnaissances effectuées au début du siècle. Par contre, les terrains anciens métamorphiques et migmatitiques n'ont été l'objet que de quelques incursions ; le peu de probabilité d'y trouver des affleurements découragera encore longtemps les interventions de la géologie classique de terrain.

Le dessin des terrasses alluviales et des formations glaciaires a été effectué à l'aide de photos aériennes et a été contrôlé sur le terrain.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

M. Migmatites. Sont regroupés ici les terrains métamorphiques et les terrains cristallins qui constituent les massifs nord-pyrénéens de Montgaillard-Layrisse, Julos-Loucrup, Pouzac, Ordizan, Bagnères-de-Bigorre et Castillon.

La rareté des affleurements, généralement très altérés, ne favorise pas une cartographie détaillée de ces massifs. De plus, il est souvent difficile de distinguer les roches en place de celles qui appartiennent aux lentilles de brèches parfois importantes qui sont intercalées dans le flysch albonomamien voisin.

Massif Montgaillard-Layrisse et Julos-Loucrup. Sous l'église et sous le pont de Montgaillard affleurent des micaschistes altérés à foliation verticale orientée WNW-ESE. A 1 km au Sud d'Orincles, rive droite de la Gélina, on observe des gneiss à foliation verticale orientée N-S, recoupés par un granite banal à biotite. Au Nord de Julos ainsi qu'au Nord de Layrisse, les chemins creux ne laissent paraître qu'un granite extrêmement altéré.

Massif de Pouzac. Il existe en fait près de Pouzac deux petits massifs distincts : celui du Camp de César, à l'Ouest du village et celui de la Gaillette au Sud-Ouest. Ils sont constitués de gneiss à foliation orientée WNW-ESE et fortement inclinée au Nord ou au Sud, de nombreux petits pointements de granite à deux micas et de filons de pegmatite.

Massif d'Ordizan. Étiré entre le flysch crétacé supérieur d'Hauban et l'ophite de Pouzac, ce massif est constitué de micaschistes et de gneiss, ces derniers formant des lentilles de quelques mètres d'épaisseur. Comme dans le massif de Pouzac, il existe des filons de pegmatite à tourmaline. Il n'est pas certain qu'il y ait du granite.

Massif de Bagnères-de-Bigorre. Il est constitué de micaschistes et de gneiss auxquels sont associés dans le versant est et dans des conditions que la rareté des affleurements ne permet pas d'apprécier, des schistes noirs feldspathiques et des quartzites qui rappellent les terrains ordoviciens de Gerde et de Lalizau. Les micaschistes sont variés : chloritoschistes, micaschistes à muscovite, micaschistes à deux micas, séricitoschistes. Leur structure est en général cataclastique. Les oxydes de fer sont abondants aussi bien dans les micaschistes que dans les quartzites ; ils teintent en ocre les roches et leur produits d'altération (Fontaine ferrugineuse des Vergès).

Massif de Castillon. Quelques affleurements de granitoïde et de pegmatite sont dispersés entre Castillon et Argelès. Le granitoïde serait en fait une tonalite (diorite quartzique) ; on y observe en lame mince des feldspaths

plagioclases prédominants et très déformés, du quartz en plages polycristallines déformées et à extinction onduleuse, un peu de feldspath potassique interstitiel, de la biotite et de la muscovite primaire, de l'apatite et des zircons, des minéraux hydrothermaux (sulfures, tourmaline, chlorites). De la sillimanite qui n'est pas un minéral habituel des granites, a pourtant été rencontrée. Les pegmatites sont à plagioclases prédominants et à tourmaline abondante. Toutes ces roches portent les marques d'une cataclase assez intense et sont toutes affectées à des degrés divers par l'hydrothermalisme.

Métamorphisme pyrénéen

Le métamorphisme pyrénéen affecte des terrains mésozoïques albiens ou anté-albiens de la zone nord-pyrénéenne en développant des paragenèses du faciès amphibolite (Ravier, 1959). Il s'agit d'un métamorphisme essentiellement thermique, parfois statique, généralement lié à une phase de déformation principale (Choukroune, 1974) accompagnée d'une foliation plus ou moins marquée. Dans la partie orientale de la chaîne où ce métamorphisme est particulièrement développé (présence de biotite, hornblende, scapolite, diopside, anorthite et parfois sillimanite, cordiérite...) les conditions thermobarométriques ont pu être estimées à 500-600 °C pour des pressions inférieures à 3-4 kb avec un rôle important joué par la phase fluide, notamment le CO₂ (Bernus-Maury, 1984). L'âge de l'événement thermique principal, d'après les données géochronologiques (Albarède, Vitrac-Michard, 1978 ; Montigny *et al.*, 1986), serait compris entre 85 et 95 Ma. L'intensité du métamorphisme décroît globalement d'Est en Ouest et dans la région de Bagnères-de-Bigorre, les métasédiments contiennent des paragenèses minérales à scapolite, biotite ou phlogopite, trémolite, muscovite, parfois talc, clinocllore, plagioclase, orthose (régions d'Esparros-Bulan ou de Pouzac-Gerde-Argelès).

Par ailleurs, les flyschs albocénomaniens de la Bigorre ou des Baronnies sont affectés par un métamorphisme synschisteux (débit ardoisier) anchi-à épizonal (avec apparition de muscovite, albite, chlorite). Bien que l'âge de ces transformations de faible degré soit difficile à préciser et donc leurs relations avec la phase thermique principale, il semble que la région d'Esparros-Avezac soit une des rares zones dans les Pyrénées où il soit possible d'observer un passage continu entre le faciès des schistes verts du flysch ardoisier et le métamorphisme mésozonal à biotite qui affecte la base de la série (Azambre et Sagon, 1986 ; Debroas, 1982).

ROCHES MAGMATIQUES

γ^{1-2} . **Granite leucocrate.** Un petit affleurement de leucogranite hydrothermalisé et minéralisé, associé à une masse de quartz hydrothermal, apparaît sous les ampélites siluriennes de la Fontaine de Labassère, juste au Sud des calcaires cénomaniens. Il s'agit d'une roche très claire, à texture grenue, équante, plutôt xénomorphe, à grain grossier, constituée de feldspaths en grandes plages parfois subautomorphes totalement remplacés par de la séricite finement cristallisée, des lamelles de muscovite et de quartz ; de quartz à extinction onduleuse en plages polycristallines ; de muscovite primaire

probable et de muscovite secondaire d'origine hydrothermale ; de fantômes de biotite remplacée par de la muscovite chargée d'oxydes ; d'apatite, de sulfures et de zircons.

Magmatisme alcalin

Au Crétacé, dans les Pyrénées centrales et occidentales, s'est mis en place un magmatisme alcalin effusif et intrusif (Azambre, 1967) qui est bien exprimé sur la feuille Oloron-Sainte-Marie et dont l'âge, d'après les données géochronologiques (Montigny *et al.*, 1986), se situe autour de 90-100 Ma. Sur la feuille Bagnères, seuls les termes intrusifs, généralement fortement métamorphisés, sont représentés : il s'agit de quelques petits massifs de *syénites feldspathoïdiques* et de nombreux filons de roches basiques alcalines (dolérites, gabbros et surtout *teschénites*).

θ. Teschénites. Ce sont des dolérites analcimiques qui apparaissent parfois en sills différenciés pouvant comporter une série de termes depuis des faciès cumulatifs mélanocrates (picrites), riches en olivine, jusqu'à des termes fortement fractionnés (syénites analcimiques). Les constituants minéralogiques essentiels sont les suivants : pyroxènes (salite titanifère), amphiboles (kaersutite), plagioclases zonés, orthose, analcime ainsi que sphène, apatite, magnétite. Sur la feuille Bagnères, les paragenèses magmatiques de ces roches basiques ne sont pratiquement jamais conservées d'où le terme « épisyénite » utilisé autrefois pour les désigner, les seuls minéraux observables sous forme de reliques étant l'amphibole brune et parfois le clinopyroxène. L'essentiel de la roche est constitué par des assemblages de basse température soit à albite-épidote-chlorite, parfois trémolite, soit à albite-préhnite-chlorite-pumpellyite. Les faciès pétrographiques initiaux sont encore bien reconnaissables grâce à la texture de la roche et à la nature des minéraux reliques ou de leurs pseudomorphoses, par exemple, les termes picritiques (Lahitte, Labassère-Debat ou Argelès). Ces filons basiques sont particulièrement abondants dans le flysch ardoisier de la Bigorre entre Lourdes et Bagnères et les paragenèses métamorphiques du faciès des schistes verts qu'elles contiennent sont à mettre en relation avec le métamorphisme épizonal qui affecte les sédiments (Azambre et Rossy, 1978).

σ. Syénites feldspathoïdiques. Deux gisements de syénites feldspathoïdiques appartenant au magmatisme alcalin mésocrétacé apparaissent sur la feuille. Le plus anciennement connu, celui de Pouzac (Lacroix, 1888 ; Azambre, 1967) est formé par une syénite néphélinique plus ou moins monzonitique, typiquement miaskitique à amphiboles (kaersutite-hastingsite), clinopyroxène (salite, augite aegyrique), biotite, plagioclase, perthite, néphéline plus ou moins remplacée par cancrinite-sodalite ou zéolites (analcime, natrolite), enfin minéraux accessoires (sphène, zircon, apatite, allanite, grossulaire). Le massif de Pouzac (comme celui d'Arrodets) comporte également des termes grenus basiques (gabbros alcalins) avec des paragenèses magmatiques rétomorphosées par le métamorphisme pyrénéen : transformation des plagioclases en albite, épidote, parfois scapolite et des minéraux ferromagnésiens primaires en chlorite, sphène ou amphiboles secondaires. Le gisement d'Arrodets-Lanso est formé de roches presque entièrement transformées sous l'effet du métamorphisme en syénites à épidote, muscovite, chlorites. Très localement, il est possible de reconnaître une

paragenèse initiale à perthite, sodalite, mélanite, augite aegyrienne, kaersutite, biotite et zircon (Azambre, à paraître). Le massif syénitique d'Arrodets est accompagné par un important chevelu filonien intrusif dans les terrains encaissants sur plusieurs centaines de mètres et de nature microsyéénitique ou lamprophyrique (à phénocristaux de kaersutite).

π. Lherzolites. Le terme lherzolite désigne le faciès le plus représentatif d'un ensemble de roches ultramafiques allant de péridotites (lherzolites, harzburgites) à diverses pyroxénites hydratées ou non (Conquéré, 1977 et 1978). Ces roches représentent des témoins du manteau supérieur mis en place à l'état solide dans leur encaissant mésozoïque actuel. Sur la feuille Bagnères-de-Bigorre, les lherzolites n'affleurent que dans la région d'Avezac-Espéchère où elles sont très largement serpentinisées mais identifiables grâce à la présence de minéraux reliques (olivine, ortho et clinopyroxènes, spinelle, amphibole). Elles sont recoupées par des filons d'ordre métrique, d'une pyroxénite amphibolique particulière à texture mylonitique, unique dans les Pyrénées, et nommée avezacite par Lacroix (1917). Cette roche ne présente pas la paragenèse habituelle de H.T.-H.P. des pyroxénites hydratées bien connues dans les massifs ultramafiques de l'Ariège (avec diopside, orthopyroxène, spinelle, grenat et amphibole) mais est constituée par les cinq phases minérales suivantes en proportions variables : salite titanifère, kaersutite, apatite, sphère de dimensions centimétriques et oxydes ferrotitanés. Les données minéralogiques et chimiques (éléments majeurs, T.R., U, Th) montrent que cette pyroxénite présente des caractéristiques typiques de roche alcaline (Azambre, 1986) et peut être considérée comme une ségrégation précoce génétiquement liée au magmatisme alcalin exprimé en surface au Crétacé.

ω. Ophites. Les ophites des Pyrénées sont des dolérites de composition typiquement tholéitiques qui représentent une des expressions de l'important magmatisme périallantique d'âge triascoliasique. Ces roches, qui se sont mises en place sous forme de sills plus ou moins épais, dans les marnes du Keuper, ont été le plus souvent désolidarisées de leur encaissant initial, morcelées puis extrudées dans différents niveaux de la série secondaire lors de la tectogenèse pyrénéenne. Trois faciès pétrographiques peuvent être observés dans les gisements les mieux conservés : des bordures figées à texture microlitique porphyrique, un faciès moyen à texture ophitique à doléritique et des faciès pegmatitoïdiques avec des minéraux pouvant atteindre plusieurs centimètres de longueur. La paragenèse primaire du faciès principal comporte de l'olivine (Fo 85-55), des pyroxènes (endiopside-augite, pigeonite, parfois ferroaugite), des plagioclases zonés (An 85-40), des oxydes ferrotitanés (ilménite, magnétite) ainsi que des minéraux de fin de cristallisation en faibles proportions : quartz, feldspath alcalin, apatite et parfois amphibole et biotite riches en fer. Sur la feuille Bagnères, les ophites, comme les roches alcalines crétacées, ont été plus ou moins profondément métamorphosées : les seuls minéraux magmatiques conservés sont les clinopyroxènes les moins riches en fer (augite) et parfois le plagioclase calcique. Deux stades de transformation métamorphique peuvent être distingués, le premier correspondant au faciès des schistes verts (Cotdoussan) avec un assemblage à albite, épidote, chlorite et amphibole de la série trémolite-actinote, le second correspondant au faciès des amphibolites (Pouzac) avec scapolitisation du plagioclase (Lacroix, 1917) et transforma-

tion des pyroxènes en hornblende. Ces évolutions postmagmatiques des ophites sont à mettre en relation avec le métamorphisme pyrénéen (Azambre *et al.*, 1986).

Q. Quartz. Un amas de quartz blanc de 30 m de puissance, subdivisé en sorte de couches subhorizontales d'épaisseur métrique à plurimétrique, est associé au granite leucocrate (γ^{1-2}) au sein des ampélites siluriennes de la Fontaine de Labassère. Il englobe, surtout à la périphérie de l'affleurement, des fragments anguleux de schistes noirs, ce qui donne alors à la roche un aspect de brèche tectonique. Localement, l'observation microscopique montre que la masse quartzreuse est constituée de filons et de filonnets de quartz à plusieurs phases de cristallisation dans une roche entièrement silicifiée et séricitisée, probablement par hydrothermalisme. De tels amas sont nombreux dans le Silurien du pourtour du dôme granito-gneissique de Lesponne, sur la feuille Campan.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Primaire

S. Silurien. Schistes noirs carburés et calcschistes. Le Silurien est représenté par une série où dominant des schistes noirs, tendres, graphiteux et pyriteux, dont les affleurements se signalent souvent par d'abondants enduits ferrugineux, ocre ou rouille, et alunifères, jaunes ou blancs, dus à l'altération météorique. Ils renferment des graptolites près de la Fontaine de Labassère (P. Bresson, 1903 et J.M. Degardin, communication orale). Dans la vallée de l'Oussouet, des intercalations gréseuses sombres, d'épaisseur décimétrique, y sont très irrégulièrement réparties. Près de Gazost, dans les gorges du Nééz, les schistes noirs alternent avec des calcschistes gris foncé et noirs, très pyriteux, et avec des bancs calcaires plus massifs de puissance métrique à plurimétrique (F. Gatinois, 1977). Des niveaux carbonatés existent aussi dans la vallée de l'Oussouet ; ils renferment des orthocères près de la Fontaine de Labassère (P. Bresson, 1903).

La comparaison de cette série avec des terrains siluriens mieux observables et plus fossilifères de divers secteurs des Pyrénées centrales et occidentales montre que l'ensemble à niveaux carbonatés se situe stratigraphiquement au-dessus des schistes carburés. Ceux-ci pourraient représenter le *Llandowerien* et les calcaires le *Wenlockien-Ludlowien*. L'épaisseur de cette série est difficile à évaluer du fait de sa réponse particulièrement incompétente aux contraintes tectoniques (étirement, bourrage) ; dans les Pyrénées centrales et occidentales elle ne semble pas excéder 200 m.

Les pélites phylliteuses et les grains de quartz très fins qui constituent l'essentiel de ces terrains se sont déposés dans une mer peu profonde et peu agitée, riche en matière organique. L'évolution de celle-ci en milieu probablement réducteur explique la richesse des roches en carbure et en sulfures métalliques.

d1-2a. **Dévonien inférieur. Siltites et schistes noirs à niveaux carbonatés.** Des roches noires très dures, soit massives, soit en bancs, de 100 m de puis-

sance environ, forment un ressaut dans la topographie au-dessus des schistes et calcschistes siluriens. Elles sont constituées (F. Gatinot, 1977) de grains de quartz fins (30 à 50 μ) et de séricite et sont souvent riches en pyrite et en pyrrhotite (jusqu'à 1 à 3 % de la roche). Parfois un très fin litage traduit l'alternance de minces couches plus gréseuses et de niveaux plus argileux. Des niveaux carbonatés sombres, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, s'altérant en un cortex brun, poreux et tendre, apparaissent vers le haut de la formation. On observe aussi des passées plus ou moins importantes de schistes noirs.

L'origine volcanique ou volcano-détritique de certains bancs riches en feldspaths, tourmaline, épidote et pyrrhotite a été envisagée (F. Gatinot, 1977). Mais des analyses chimiques effectuées sur des siltites identiques provenant du Pic du Midi (feuille Campan) montrent que ces roches correspondraient à des sédiments seulement plus riches en Al_2O_3 (J.M. François, 1983).

Comme dans le secteur voisin du Nerbiou (feuille Argelès-Gazost), cette formation azoïque est attribuée à la base du Dévonien (J.P. Bois, G. Pouit et coll., 1976 ; Ph. Terrée *in* F. Gatinot, 1977). Mais le premier niveau daté par conodontes du Siegénien inférieur - Emsien moyen (les calcaires de la barre de Boû-Silhen, feuille Lourdes) se trouvant très au-dessus de la limite supérieure des siltites noires, celles-ci peuvent aussi bien constituer le sommet du Silurien ou un terme de passage du Silurien au Dévonien.

Les conditions de sédimentation ne diffèrent de celles du Silurien que par un apport plus important de détritiques.

d1-2b. **Dévonien inférieur. Formation rythmique calcaro-pélitique et barre de calcaire à débris de crinoïdes.** Les niveaux carbonatés associés aux siltites noires, annoncent une formation constituée par une alternance plus ou moins régulière de couches d'épaisseur centimétrique de :

- schistes calcaireux, bruns, à cassure gris-bleu, souvent décalcifiés et troués par la dissolution de restes fossiles ;
- calcaires gris-bleu foncé, en bancs décimétriques ou métriques voire plus, dont la fréquence augmente vers le haut ;
- schistes argileux gris foncé.

L'épaisseur de cette formation est d'environ 150 m, mais des variations latérales sont probables.

Elle est couronnée par une barre calcaire massive, de teinte claire, épaisse de 20 à 30 m, qui donne des ressauts assez marqués.

Les schistes calcaireux contiennent de nombreux moules internes de brachiopodes, de lamellibranches et de polypiers ; ils sont constitués de lamines claires millimétriques de calcite, accompagnée d'un peu de quartz et de séricite, alternant avec les lamines sombres, plus fines et uniquement argileuses.

Les calcaires sont micritiques, argileux et légèrement gréseux. Ils contiennent, parfois en abondance, des entroques et des débris de brachiopodes

et de lamellibranches. La pyrite est fréquente. La dolomite et l'ankérite sont disséminées dans la roche.

La barre calcaire est constituée de bancs décimétriques à pluridécimétriques d'un calcaire gris clair à gris-bleu, à patine beige ou jaunâtre, micritique, à lits argileux et lits légèrement gréseux, fréquemment riche en entroques et renfermant aussi des ostracodes et des débris de mollusques bivalves. Une silicification importante (sur 1 à plusieurs mètres d'épaisseur) et une dolomitisation affectent fréquemment la partie supérieure de la barre et sont souvent associées à une minéralisation en plomb et en zinc.

La barre calcaire de l'église de Boû-Silhen (feuille Lourdes) que l'on considère comme le prolongement de cette barre vers l'Ouest, a fourni une microfauve indiquant un âge postérieur au Gédinnien inférieur et, plus précisément, un âge Siegénien moyen à Emsien inférieur (J. Lefèvre, 1972, *in* F. Gatnot, 1977).

La sédimentation rythmique de termes argileux et carbonatés rompt la relative monotonie des dépôts précédents. Elle résulte soit de l'arrivée successive dans un bassin à sédimentation argileuse de boues calcaires élaborées à sa bordure, soit d'une sédimentation chimique rythmique autochtone. La barre de calcaires à entroques traduit enfin l'établissement d'un milieu calme de plateforme épicontinentale en eaux peu profondes.

d3-4a. Dévonien moyen. Schistes sombres. Des schistes gris, plus ou moins calcareux, à intercalations, centimétriques ou plus, de calcaires argileux assurent le passage des calcaires à débris de crinoïdes (1) à une série épaisse de 100 m environ de schistes gris foncé ou noirs, ardoisiers, à rares niveaux carbonatés reconnaissables aux moules internes d'organismes qu'ils contiennent. Ces schistes sont le plus souvent constitués de séricite (80 %), chlorite, muscovite, épidote, apatite et sphène. Mais parfois il s'agit d'une alternance millimétrique de lits clairs gréseux (50 à 80 % de quartz) et de lits sombres essentiellement constitués de séricite.

d3-4bC. Dévonien moyen. Calcaires gris feuilletés. Il s'agit de calcaires gris clair ou beiges, en couches d'épaisseur millimétrique à centimétrique séparées par des joints schisteux, à intercalations de schistes noirs de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. La puissance de l'ensemble est de 50 m environ. Le milieu de sédimentation s'est rapproché des conditions de faible profondeur qui avaient presque disparu pendant le dépôt des schistes sombres.

I. Primaire indifférencié. Schistes, grès, quartzites. Ces terrains primaires constituent les petits massifs de Gerde et de Lalizau situés à l'Est de la vallée de l'Adour, et le petit pointement de Gez-ez-Angles en rive droite de la vallée de l'Echez.

Les massifs de Gerde et de Lalizau. Au Nord-Est de Gerde (Naouail) affleurent çà et là des schistes noirs très altérés. A l'Est et au Sud, les reliefs arrondis sont constitués par des schistes gris ou gris-vert, à minces lits gréseux et à intercalations d'épaisseur centimétrique à décimétrique de quart-

tes rosés, de grès grisâtres et de micaschistes, en blocs isolés près du sommet de Lalizau, sont, semble-t-il, des brèches albiennes (Brèches d'Esconnets).

Dans l'ensemble, ces terrains rappellent les séries ordoviciennes de la Barousse (feuille Arreau) et de la haute chaîne (feuille Bagnères-de-Luchon).

Le « Primaire » de Gez-ez-Angles. Il s'agit d'un petit pointement de quartzite veiné de quartz, de teinte rougeâtre en surface, associé aux terrains triasiques et jurassiques (H. Capdecomme 1968) d'une écaille jalonnant la faille de Lourdes-Bagnères (F. Mediavilla, 1978).

Secondaire

t1-2. Trias inférieur. Conglomérats, pélites gréseuses rouges. Un matériel détritique, très grossier à la base, de teinte rougeâtre ou verdâtre, forme une bande presque continue à la base de la couverture post-hercynienne des terrains primaires.

C'est dans le bois d'Oubac que le Trias inférieur atteint son épaisseur maximale (environ 100 m) : un conglomérat gris-vert ou violacé à éléments de quartz blanc, épais de plusieurs dizaines de mètres, est suivi, vers le Nord, par des grès psammitiques rouges et verts, puis par des argilites et des marnes vertes et ocre. Les éléments du conglomérat sont peu roulés, parfois anguleux, ont 1 à 5 cm de long et sont constitués de quartz blanc (95%), de schistes et de calcaires dévoniens. Ce conglomérat possède à peu près les mêmes caractères au Sud de la Peyre de Cluserère (20 m d'épaisseur) où s'intercalent cependant des niveaux d'argilites gris-vert, ainsi qu'au Sud de Germs-sur-l'Oussouet où, toutefois, les éléments de quartz sont plus arrondis.

Ces dépôts correspondent à l'épandage fluviatile sur la pénéplaine hercynienne des produits de l'érosion de reliefs plus éloignés.

t3-6. Trias moyen (Ladinien). Dolomies et calcaires. La piste forestière joignant le col du Couret à la plaine d'Esquiou en offre les meilleurs affleurements ; en partant du col, on observe, après des argiles et marnes vertes et ocres :

- un banc calcaire ocre-jaune (0,20 m d'épaisseur) ;
- une dolomie grise finement cristalline, en petits bancs d'épaisseur centimétrique (1,50 m) ;
- une dolomie grise encore finement cristalline, mais massive et à patine tigrée (5 m) ;
- un calcaire gris à grain fin, à nombreux joints rougeâtres entrelacés donnant un aspect amygdaloïde et à nombreux terriers et pistes de fousseurs (4,50 m) ;
- une dolomie grise, finement cristalline, massive (2 m) ;
- un calcaire gris-bleu à bleu-noir, à grain fin, en bancs de 3 à 10 cm d'épaisseur, parcouru de nombreux joints argileux rougeâtres et riche en traces de bioturbation (15 m) ;

- une dolomie grise ou jaune avec intercalation de marne verte (20 m) ;
- un calcaire gris cendre à grain fin, à cassure conchoïdale, en bancs décimétriques peu nets, contenant *Pseudofurnishius murcianus* (détermination D. Stoppel), conodonte indiquant un âge Ladinien supérieur - Carnien inférieur (5 m).

Cette formation est interrompue ici par un massif d'ophite. A l'Ouest des Échelles de Pilate, elle est surmontée par les argiles du Keuper et dans le bois d'Oubac, elle disparaît sous les brèches apparemment transgressives du passage Trias-Lias. La puissance de cette formation n'excède pas 60 m dans les sites pyrénéens où elle est observable en totalité.

Après les dépôts continentaux et terrigènes du Trias inférieur, ces carbonates traduisent l'étalement sur la région d'une mer peu profonde et aérée (bioturbation).

17-9. Trias supérieur. Marnes, calcaires, cargneules. Les calcaires ladinien sont surmontés, à l'Ouest des Échelles de Pilate par des marnes et argiles vertes et ocre auxquelles sont associées des cargneules et des brèches calcaro-dolomitiques jaunâtres. Elles sont elles-mêmes recouvertes en discordance par les calcaires cénomoniens. Ces couches disparaissent presque entièrement vers l'Est, au col du Couret, sous un massif d'ophite et n'existent plus au Nord du bois d'Oubac, entre le Ladinien et la base du Lias.

Sur la rive droite de l'Adour, le Keuper occupe une vaste zone en forme de coin entre les villages d'Asté, Pouzac et Argelès. On y rencontre les mêmes marnes et argiles versicolores mélangées de cargneules et des niveaux bien individualisés de calcaires à pâte fine de couleur chamois. Mais ici ils sont métamorphiques (dipyre et scapolite).

Le Trias supérieur qui apparaît à Capvern-les-Bains le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen est extrêmement broyé ; de l'anhydrite, associée à de minces niveaux de dolomies, y a été reconnue en sondage sur 60 m d'épaisseur.

Par analogie de faciès, par similitude de situation par rapport au Lias et aussi par comparaison des analyses des minéraux argileux (M. Labouyrie, 1961), on attribue au Trias supérieur les argiles kaoliniques blanchâtres qui forment un liseré au col de la Croix de Manse, celles qui frangent les ophites du Castelmouly*, les marnes rougeâtres et bariolées de Gez-ez-Angles et les marnes et cargneules de Lanne et Layrisse.

Ces couches évaporitiques se sont probablement déposées, sous climat de type sub-tropical, dans des lagunes ou dans des dépressions continentales apparues après le retrait de la mer. Les nombreux sills et amas d'ophite qui leur sont associés paraissent être en relation avec les failles en distension qui accompagnaient le début de l'ouverture du golfe de Gascogne.

11-4. Lias inférieur : calcaires dolomitiques, calcaires, brèches. On attribue au Lias inférieur une succession de brèches, de dolomies, de calcaires

* Et non Caste mouly comme indiqué, par erreur typographique, sur la carte de l'I.G.N. à 1/50 000.

dolomitiques et de calcaires, de 30 à 50 m de puissance, située sous les niveaux calcaro-marneux du Charmouthien.

Des brèches polygéniques existent à la base, à l'Ouest de l'Adour. Elles surmontent les derniers niveaux du Trias qu'elles remanient. Leurs affleurements d'aspect massif, non stratifié, ont une teinte gris-beige à jaunâtre en rapport avec leur composition : des éléments anguleux de 2 à 5 cm de long (exceptionnellement 10 à 20 cm), mal classés, de calcaires gris clair à pâte fine, de calcaires gris foncé dolomitiques, de dolomies grises et, rarement, d'argilites rouges et vertes, dans un ciment carbonaté, gris ou jaune, parfois ferrugineux, peu abondant. Leur épaisseur est de 5 m environ sauf en bordure de la Haute chaîne primaire (Coumiroles) où elle atteint et peut-être dépasse 15 à 20 m.

Au-dessus viennent des dolomies grises auxquelles correspondent à l'Est de l'Adour des calcaires dolomitiques gris, massifs ou vacuolaires, à dendrites de manganèse, qui sont ici les premiers niveaux du Lias. Viennent ensuite : dans les secteurs du Bédât et du Monné, des calcaires gris bleuté à grain fin, souvent finement lités, en bancs d'épaisseur décimétrique (15 à 30 m) ; à l'Est du village d'Asté, des calcaires bleutés massifs, localement à encrines (10 m), surmontés par des calcaires gris à noirs, pyriteux, à intercalations de marnes schisteuses (20 m) ; à Coumiroles, des brèches monogéniques intraformationnelles alternant avec des calcaires gris dolomitiques (20 à 30 m).

Vers le haut, ces calcaires deviennent plus compacts, lithographiques, et sont souvent veinés de rouge et de vert (5 m, à l'Ouest de l'Adour). Cependant, à Serris et aux Portes-de-Fer, le Lias inférieur se termine par des calcaires à niveaux oolithiques et à débris de mollusques et d'algues.

Sont également rapportés au Lias inférieur les calcaires formant la butte isolée qui culmine à 636 m au Nord du village de Gerde : des calcaires dolomitiques jaunâtres, manganésifères et pyriteux, à lits de dolomie noire, métamorphiques (dipyre).

Cette série totalement azoïque ne possédant pas les faciès habituels de l'Infralias nord-pyrénéen, en particulier la dalle à *Diademopsis* est inconnue, a été attribuée à l'Hettangien supérieur - Sinémurien (G. Dubar, 1932 ; A. Bouvier, 1968 ; E. Rey, 1970), les calcaires lités et les calcaires oolithiques du sommet représentant le Sinémurien supérieur (Lotharingien). On admet alors la lacune du Rhétien et de l'Hettangien inférieur ; cependant, il faut bien rappeler que certains niveaux rattachés au Trias sans plus de preuve, pourraient aussi bien appartenir à la base du Lias.

Le Lias inférieur voit le passage des milieux lagunaires calmes de la fin du Trias à un environnement marin, peu profond et souvent agité. L'importance, toute relative, de la brèche de base sur la bordure sud indique peut-être la proximité d'un relief.

15-8. Lias moyen et supérieur : calcaires, marnes. C'est le seul épisode marneux du Jurassique. En effet, s'il débute par un niveau de calcaires bioclastiques à bélemnites et se termine par des calcschistes noirs à gryphées, il

est surtout constitué de marnes noires. De 50 à 60 m de puissance en moyenne, il se traduit dans la topographie, entre la vallée de l'Adour et le pic de Labassère, par un alignement de combes et de cols. Il est surmonté en légère discordance angulaire par la masse des dolomies sombres du Dogger et de l'Oxfordien qui en masque fréquemment les couches supérieures et le cache même totalement au pic de Labassère et au Bédât.

Dans le vallon de Serris, au Sud-Ouest du village de Baudéan, se trouve la coupe sinon la plus complète du moins la plus facile à observer. Elle fut détaillée par G. Dubar (1925) :

— A la base, des calcaires gréseux et bioclastiques roux, à cassure bleu-noir, à bélemnites, térébratules, rhynchonelles et pectens (pseudopectens), alternent avec des marnes beiges. Vers le haut, les calcaires sont plus argileux, moins détritiques et en bancs plus espacés. La pyrite y est abondante. Ce premier ensemble qui a fourni, entre autres espèces, *Terebratula jauberti* et *Polymorphites jamesoni* (G. Dubar, 1926), représente le Charmouthien (15 à 20 m).

— Des marnes schisteuses noires à *Hildoceras bifrons*, ce qui a permis de les rapporter au Toarcien (20 m), et des schistes noirs à intercalations calcaires de plus en plus nombreuses vers le haut et qui appartiennent aussi au Toarcien. En effet, si ces couches sont ici surmontées par des dolomies du Dogger, elles le sont au Nord-Est du Castelmouly et du Monné par une assise de « calcaires à échinodermes » qui couvre probablement l'intervalle Toarcien supérieur — Aalénien — base du Dogger.

Cette succession est valable pour l'ensemble de la région à quelques variations près : dans le ravin qui sépare le Castelmouly du Tucou, les marnes schisteuses noires plus puissantes (40 m, mais cet épaississement est peut-être dû à des déformations d'origine tectonique) et les calcschistes noirs (10 m) contiennent des bélemnites, des lamellibranches (*Pecten aequivalvis*, *Gryphaea sublobata*, *Pholadomya reticulata*) et des brachiopodes (térébratules et rhynchonelles) ; dans le flanc nord de l'anticlinal du bois de Säus, à l'Est du village d'Asté, le Charmouthien est constitué de calcaires argileux beiges à débris de lamellibranches (15 m), puis de calcaires massifs, ocre, gravelo-gréseux, à bélemnites, lamellibranches, brachiopodes et encrines (10 m), et le Toarcien est représenté par des calcaires marneux de teinte terreuse (20 m) et par des calcschistes noirs, pyriteux, à rhynchonelles, pectens et, surtout vers le haut, *Gryphaea sublobata* (15 m) ; au Sud de la Vierge du Bédât, il s'agit de marnes gréseuses ocre et d'un banc de calcaire à tiges de crinoïdes et bélemnites (25 m) ; au pic de la Clique, près du village de Germs-sur-l'Oussouet, un calcaire jaune à rares débris d'échinodermes représente peut-être le Charmouthien ; au Sud-Ouest de Coumiroles, les calcaires rougeâtres du Sinémurien sont surmontés par des calcaires sombres, gréseux, à bélemnites (5 m) et par des marnes sombres (20 m).

Au Lias moyen, l'environnement a peu changé depuis le Lias inférieur : les conditions marines s'affirment avec le dépôt de calcaires néritiques et de vases dans lesquels des apports détritiques indiquent la proximité d'un rivage. Au Lias supérieur, des sédiments fins à faune pélagique (céphalopodes) témoignent d'une situation plus externe.

Dans l'ensemble des chaînons nord-pyrénéens, le Lias moyen et supérieur correspond à une transgression de la mer vers le Sud. Transgression de courte durée puisque dès le Toarcien supérieur on observe le retour des faciès littoraux.

JD. Aalénien à Oxfordien. Dolomies noires, calcaires. Un ensemble de dolomies et de calcaires où dominant des dolomies sombres, correspond au Dogger et à la partie inférieure du Malm. Son épaisseur peut atteindre 200 m. Peu ou pas stratifié, il donne dans les chaînons du Monné, du Bédât et du pic d'Asté, des formes adoucies contrastant avec les escarpements de la base du Kimméridgien. Très pauvre en fossiles, il a cependant fourni quelques trocholines dans sa moitié supérieure.

Dans le chaînon du Monné, dans celui du pic d'Asté ainsi qu'au Sud de Coumiroles, près de Baudéan, la série débute en général par des « calcaires à échinodermes ». Gris-beige, pyriteux, en bancs massifs, ils sont pétris de fragments d'échinides et de crinoïdes et contiennent aussi des débris de brachiopodes et de gastéropodes, des lituolidés (*Nautiloculina circularis*, d'après E. Rey., 1970), des ataxophragmiidés (*Valvulammina*), des rotalidés, des annélides (*Serpula quadricostata* à Coumiroles, détermination B. Peybernès), des algues (oncolithes). Ils renferment aussi des microfilaments, organismes énigmatiques interprétés comme des filaments d'algues ; ils ne sont pas très nombreux, mais on sait qu'ils abondent dans les calcaires du Dogger des chaînons nord-pyrénéens situés à l'Ouest du gave de Pau (« calcaires à microfilaments »). Ici, ils représentent la base du Dogger (Aalénien). Leur épaisseur est variable, soit qu'ils se biseautent sous la dolomie transgressive, soit que la dolomitisation ait atteint des niveaux plus ou moins élevés : 12 à 20 m dans le chaînon du Monné, diminution vers l'Est et vers l'Ouest, disparition dans les vallons de Serris et de Sarramea où les dolomies reposent respectivement sur les calcaires du Lias moyen et sur les marnes du Lias supérieur ; 10 m dans le bois de Saüs, au Sud-Est du village d'Asté ; 5 m environ à Coumiroles ; absence au Bédât, à Germs-sur-l'Oussouet et à Capvern-les-Bains.

Les dolomies sont en général noires ou gris foncé, dégagent au choc une odeur fétide de matière organique — due à un composé organo-phosphoré volatil en microinclusions dans les cristaux de carbonate (d'après G. Lucas, 1952, in A. Carozzi, 1953) — et ont une structure grenue. Elles résultent d'une dolomitisation secondaire. Mais l'épigénisation est incomplète en de nombreux endroits avec des dolomies calcarifères, des calcaires dolomitiques souvent à structure oolithique et des îlots calcaires de toute taille.

Dans le chaînon du Monné, une première formation de dolomies noires à rares et minces niveaux calcaires contenant des débris de mollusques et d'échinodermes (150 m au Sud du Tucou, 50 m à l'Est du Monné) est surmontée par un niveau de calcaire à grain très fin, rosé ou blanchâtre (20 m). Au-dessus, une deuxième formation dolomitique est nettement plus diversifiée ; ainsi, dans la pente qui descend vers le pont d'Asté, on rencontre un niveau bréchi que de quelques mètres d'épaisseur puis, répartis de façon très irrégulière, des dolomies noires, des calcaires dolomitiques gris à surface présentant un aspect tigré (terriers de fousseurs probables), des calcaires à gastéropodes et à *Trocholina nidiformis*, *Kurnurbia jurassica*, (d'après E. Rey,

1970), textulariidés et lituolidés (environ 100 m). Elle est surmontée par les brèches et calcaires de teinte claire, formant ressaut, de la base du Kimméridgien.

Par comparaison avec la série stratigraphique du Mont-Sacon (feuille Arreau ; J. Delfaud, 1966), les dolomies inférieures et la formation calcaro-dolomitique supérieure représenteraient respectivement le Bajocien-Bathonien inférieur et le Bathonien supérieur-Callovien-Oxfordien.

A l'Est de l'Adour, la succession est sensiblement comparable à la précédente : au-dessus des calcaires à échinodermes, des dolomies noires à fantômes d'oolithes alternant avec des bancs de calcaires bleus à lits et surfaces rouges et dont certains niveaux contiennent des microfilaments (80 m) ; des calcaires beiges à grain fin (15 m) ; des dolomies noires massives et des calcaires dolomitiques bréchifiés (120 m) admettant vers le milieu des intercalations groupées de calcaires gris-bleu à trocholines et bivalves (15 m) bien développées au Sud-Est des granges de Nabias et au Pène d'Oubac (1). Dans les pentes menant au col du Teillet, des dolomies inférieures (30 m) sont surmontées par des calcaires à grain très fin, azoïques (10 m), et par des dolomies supérieures (40 m).

On observe seulement des dolomies noires au Nord (70 m) et au Sud (20 m) du Bédât, au pic de la Clique (20 m) et au Sud de Coumiroles (80 m).

Cette série s'est déposée dans une mer peu profonde, agitée, sous un climat chaud permettant une dolomitisation pénécotemporaine de la sédimentation lors de périodes de confinement (tendance lagunaire). L'accumulation relativement importante de sédiments néritiques témoigne d'un affaissement régulier du fond.

j⁷⁻⁹. Kimméridgien-Portlandien. Brèches, dolomies, calcaires. Au-dessus des dolomies sombres du Callovo-Oxfordien alternent des séquences de brèches et de calcaires, parfois des dolomies et des passées de marnes ou schistes argileux plus ou moins épaisses et discontinues. Ces couches renferment des pseudocyclammines, foraminifères assez caractéristiques du Jurassique terminal. La macrofaune se limite, sur la feuille Bagnères-de-Bigorre, aux seules nérinées ; mais latéralement, vers le Sud-Est, les calcaires de la partie inférieure de la série renferment, parfois en abondance, *Exogyra virgula*, petite huître typique du Kimméridgien. Le Portlandien serait représenté, dans le chaînon du Bédât et dans le bois de Tournarris, par des calcaires et des brèches associés à des dolomies grises à grain fin. L'épaisseur de l'ensemble varie de 120 m, à l'Ouest, à près de 400 m, à l'Est. Sa partie inférieure, constituée de brèches et de calcaires massifs de teinte claire, arme la crête du Bédât et celle du pic d'Asté, et donne l'abrupt du Tucou ainsi que la falaise verticale du Casque du Lhéris, à quelques kilomètres à l'Est - Sud-Est du village de Baudéan.

Dans le ravin situé à l'Ouest du Tucou, près de Bagnères, la série comprend, de bas en haut et du Sud vers le Nord (E. Rey, 1970) :

— une brèche à éléments de calcaires blancs, d'aspect marmoréen, de taille très variable, dans un ciment carbonaté peu abondant (40 m) ;

- des calcaires noirs, microcristallins, en bancs minces séparés par des lits argileux rougeâtres et renfermant *Pseudocyclammina jaccardi* (30 m) ;
- des schistes rougeâtres (20 m) ;
- des calcaires noirs, massifs, à grain très fin, localement dolomitiques, à *Pseudocyclammina virguliana*, textulariidés, spicules de spongiaires et débris d'échinodermes (30 m) ;
- des dolomies noires, oolithiques, à nérinées (20 m), passant à des calcaires dolomitiques, graveleux, à *Pseudocyclammina virguliana* et débris des mêmes organismes que dans les calcaires précédents (15 m).

Le niveau de schistes rouges marque la limite entre le Kimméridgien inférieur à *Ps. jaccardi* et le Kimméridgien supérieur à *Ps. virguliana* seule.

Les marnes qui viennent au-dessus de cette série avaient pu être incluses dans le Kimméridgien (R. Rey, M. Labouyrie), mais elles semblent plutôt appartenir à l'Aptien. En effet, elles forment une bande qui vient dans le prolongement des marnes réputées aptiennes de la rive droite de l'Adour, près de Baudéan (feuille Tarbes à 1/80 000, 1^{re} et 2^e édition), et elles précèdent, comme les marnes de Sainte-Suzanne et les schistes de Samuran, des calcaires aptiens à *Toucasia* et à orbitolines (feuilles à 1/50 000 Arreau et Lourdes).

La brèche de base est partout présente, avec une épaisseur moyenne de 20 m. Elle est parfois monogénique, à éléments de taille très variable (du centimètre à plusieurs décimètres) de calcaires cristallins blancs. Mais le plus souvent, elle incorpore en plus des calcaires jaunâtres, des dolomies sombres du Callovo-Oxfordien et des schistes. Des bancs calcaires intercalés lui donnent localement un aspect de brèche intraformationnelle. Parfois, c'est l'aspect d'un calcaire massif qui peut prévaloir en raison de la faible proportion de ciment. Elle résulte d'écroulements de falaises en rapport avec des mouvements tectoniques.

Au-dessus de cette brèche, les épaisseurs et les faciès varient sensiblement d'un point à un autre de la carte. Vers l'Ouest, au pic de Labassère et au pic de la Clique, on constate une réduction notable d'épaisseur puisque 10 à 20 m seulement de calcaires noirs à lits argileux rougeâtres, séparent la brèche de la bande de schistes rouges. A l'Ouest du pont d'Asté, la série (120 m) contient de nombreux bancs de brèche polygénique alors que les niveaux marneux semblent absents. Au Bédât, au-dessus d'une succession comprenant la brèche de base (20 m), des calcaires noirs (20 m), des argiles rougeâtres (5 m), des calcaires gris-bleu (30 m), succession assez semblable à celle du ravin du Tucou, mais moins épaisse, viennent une nouvelle brèche polygénique à éléments calcaires (20 m), des calcaires noirs, puis un ensemble de dolomies grises et de calcaires oolithiques à *Iberina lusitanica* (80 m) qui pourrait représenter le Portlandien.

A l'Est de l'Adour, le Kimméridgien affleure assez bien entre la falaise du Casque du Lhéris (feuille Campan) et le bas du bois de Tournarris. Il comprend (J. Delfaud, 1967) :

- la brèche à éléments de calcaires cristallins blancs (50 m) ;

- un calcaire massif bleuté à *Pseudocyclammina jaccardi*, constituant le sommet du Casque du Lhéris (40 m) ;
- des calcaires argileux en petits bancs à *Ps. virguliana* (40 m) suivis de schistes calcaires à terriers et lits de brèches (30 m) ;
- des calcaires graveleux à nombreuses nérinées (10 m) suivis de schistes à lits violacés et à nombreux terriers, dont le sommet correspond à la fin du Kimméridgien (60 m).

Les termes suivants appartiendraient au Portlandien, par comparaison avec la série de Nistos décrite au Mont-Sacon (feuille Arreau) :

- deux séquences calcaires, brèches calcaires polygéniques, dolomies (70 m), surmontées de calcaires argileux (10 m) ;
- une brèche calcaire monogénique à éléments tectonisés avant la sédimentation, constituant une puissante falaise (80 m) ;
- des dolomies beiges en petits bancs (30 m).

Pendant le Kimméridgien et le Portlandien, la sédimentation marine de type littoral s'est poursuivie. Mais les variations de faciès et d'épaisseur traduisent, selon J. Delfaud (1967), le schéma paléogéographique suivant : à l'Est de l'Adour, l'épaisseur plus importante des sédiments et le développement de schistes à nérinées indiquent la proximité d'une aire de sédimentation profonde ; à l'Ouest, la réduction d'épaisseur, la lacune possible du Portlandien (et du Néocomien) dans le chañon du Monné, l'abondance des brèches, évoquent la proximité de hauts-fonds.

n1-4. Néocomien - Barrémien. Calcaires et calcschistes. La série éocrétacée débute, dans le bois de Tournarris, par une brèche transgressive, massive, de 50 m de puissance (épaisseur approximative), à éléments de dolomies noires jurassiques et de calcaires à trocholines. Elle est surmontée par des calcaires à grain fin, beige-rosé à gris-bleuté, à *Trocholina alpina*, *Tr. elongata* et algues dasycladacées. Ces deux premiers termes représentent vraisemblablement le Berriasien-Valanginien inférieur. Viennent ensuite des calcaires argileux noirs, en petits bancs, à *Choffatella decipiens* et à petits débris de lamellibranches et de gastéropodes ankéritisés ponctuant la roche de taches ocre (50 m), des schistes noirs à annélides (30 m), puis un calcaire massif bourré de tubes d'annélides et de lamellibranches à tests minces (20 m). Ces trois niveaux doivent correspondre à l'intervalle Valanginien supérieur - Barrémien.

Dans le chañon du Bédât, les niveaux inférieurs décrits ci-dessus manquent ; la série comprend, au-dessus des dolomies grises portlandiennes, des calcaires ou des calcschistes à intercalations de marnes schisteuses (20 à 30 m) et des calcaires massifs bleutés conservés sur 30 m d'épaisseur environ, dans le cœur du synclinal du col du Bédât. Certains niveaux renferment *Dictyoconus*, *Pseudocyclammina hedbergi*, *Ps. lituus*, *Choffatella decipiens*, *Eggerella*, des débris de lamellibranches, de gastéropodes, d'échinodermes et d'algues parmi lesquelles *Acicularia elongata*, *Actinoporella*, *Cylindroporella* et *Salpingoporella*.

On a rattaché au Néocomien les calcaires cristallins à *Ch. decipiens* qui jouxtent les dolomies du Portlandien près du village de Gez-ez-Angles.

Cette série néocomienne traduit les conditions de dépôt uniformément littorales (médio à infra-littorales), passant à des conditions régressives voire subcontinentales. Elle se réduit vers l'Ouest et disparaît dans le chaînon du Monné, montrant ainsi la permanence du seuil paléogéographique, évoqué à propos du Kimméridgien.

Selon J. Delfaud (1969), la région de Lourdes-Bagnères était occupée dès le Kimméridgien par une zone haute, transverse par rapport à l'orientation de la chaîne, à couverture sédimentaire réduite. Elle séparait le bassin commingeois, à l'Est, du bassin béarnais à l'Ouest. Selon J. Canérot (1987), la réduction progressive d'épaisseur du Jurassique entre le pic d'Asté et le gave de Pau accompagnée par l'évolution des faciès vers des conditions de plus en plus littorales d'une part, et l'épaississement brutal du Jurassique à l'Ouest du gave de Pau d'autre part, s'expliquent par l'existence « de deux blocs basculés (bloc bigourdan oriental et bloc bigourdan occidental) affaissés vers l'Est - Sud-Est à la faveur d'accidents transverses majeurs tel la faille de Lugagnan... ».

n5-6a. **Bédoulien à Gargasien basal. Marnes à Deshayesites.** Cette formation du début de l'Aptien est constituée par des marnes noires que les altérations superficielles ont le plus souvent rendues terreuses et jaunâtres. Dans les chaînons calcaires nord-pyrénéens, elle détermine une combe étroite qui sépare les reliefs majeurs, barrémiens et jurassiques, et les reliefs secondaires, albo-aptiens. Au Sud des Baronnies, elle succède normalement aux calcaires barrémiens du bois de Tournarris et son épaisseur atteint une centaine de mètres. Au niveau de la vallée de l'Adour, elle repose sur le toit du Jurassique et son épaisseur décroît jusqu'à sa disparition locale (Ouest de Beaudéan). Ces marnes circalittorales qui sont toujours très schistosées, n'ont pas encore livré de fossiles. Mais, sur les feuilles voisines où elles sont traditionnellement qualifiées de « Marnes de Sainte-Suzanne » (feuille Lourdes) ou de « Marnes de Samuran » (feuille Montréjeau), elles sont moins déformées et plus épaisses et elles ont fourni plusieurs gisements d'oursins et surtout d'ammonites (essentiellement du genre *Deshayesites*) qui ont permis de les rapporter avec précision au Bédoulien et à la base du Gargasien (feuille Arreau).

n6-7a. **Gargasien à Albien inférieur. Complexe carbonaté.** Ce puissant complexe de l'Aptien supérieur et du début de l'Albien résulte du remplacement latéral et de l'alternance de *calcaires argileux* ou de *marnes sombres* (n6-7aM), à niveaux calcaires (I), et de *calcarénites* (n6-7aC), riches en entroques, qui renferment 1 ou 2 niveaux de *calcaires à Toucasia* de faciès urgônien (n6-7aU) dans l'angle sud-est de la feuille. Il affleure dans la zone nord-pyrénéenne où il est à l'origine de reliefs secondaires aux profils caractéristiques : soit en pente faible et en dents de scie, soit en pente forte accidentée d'étroits replats. Dans les chaînons du Monné et du Lhéris (Mail Ardoun) il surmonte les marnes à Deshayesites alors que dans la vallée de l'Adour, à l'Ouest de Beaudéan, il repose sur le toit du Jurassique. Dans la zone du flysch, il est encore recouvert en discordance par le Flysch Noir albo-céno-manien sur le versant nord du petit chaînon calcaire des Baronnies (Asque, Bulan) ; ailleurs, il est associé tectoniquement à ce flysch sous forme de nombreuses petites écailles extrusives (Est d'Espèche, Banios, Cot de Ger, Labassère, Germ, Sère, Lanso, Arrayou). Dans ces écailles, les divers ter-

rains caractéristiques de l'Albo-Aptien ont été confondus au sein d'un complexe carbonaté indifférencié (n6-7a). Son épaisseur totale est vraisemblablement supérieure aux 1 000 m de chacune des deux coupes partielles conservées à sa base (Mail Ardoun) et à son sommet (Bulan). Enfin, assez constamment affecté par la schistosité de flux régionale, ce complexe est diversement recristallisé et, parfois même, transformé en marbres à scapolites ou à biotites (de Bulan au col de Coupe) si bien qu'il n'a livré que de rares orbitolines indéterminables, des algues floridées et des rudistes (*Toucasia*). Son attribution au Gargasien et à l'Albien inférieur repose donc sur sa position entre le toit, gargasien basal, des Marnes à *Deshayesites* et la base du Flysch Noir vraisemblablement d'âge albien moyen ; elle est conforme à l'âge des mêmes terrains qui sont plus fossilifères (Delfaud, 1969 ; Peybernès, 1976) sur les feuilles Montréjeau et Arreau voisines.

Dans ce complexe les passages latéraux de faciès qui s'observent d'Ouest en Est, traduisent une organisation paléogéographique oblique. Une série à dominante marneuse, localisée sur le méridien des vallées de l'Esqueda et de l'Arros, est encadrée par deux séries à dominante de calcarénites dont l'une, occidentale, appartient aux chaînons du Lhéris (Mail Ardoun) et du Monné alors que l'autre, orientale, correspond au chaînon du Pic d'Arneille (Sud d'Esparros). Plus à l'Est, sur la feuille Montréjeau, cette dernière série calcarénitique est remplacée, progressivement et en partie, par des calcaires urgoniens à *Toucasia* ; ils représentent la bordure récifale, occidentale et orientée SW-NE, d'un « Bassin commingeois » (Delfaud, 1969) quadrangulaire dont les puissants dépôts essentiellement marneux, se développent au Sud sur la feuille Arreau. Par la répétition verticale de diverses séquences associant calcaires et marnes (Delfaud, 1967 ; 1969) se constituent au moins trois mégaséquences hectométriques qui indiquent une évolution complexe de la paléogéographie à cette époque.

Albien moyen à base du Cénomaniens moyen. Flysch Noir

Le Flysch Noir albo-cénomaniens des Pyrénées correspond à une unité stratigraphique de grande échelle (groupe). Il se compose des formations turbiditiques accumulées dans les fossés d'effondrement qui jalonnaient la zone transformante nord-pyrénéenne à l'articulation des plaques européennes et ibériques. Premier flysch de l'histoire mésozoïque de la chaîne, il constitue un témoin privilégié d'une période cruciale dans l'évolution de son versant nord au cours de laquelle sont également apparus un magmatisme alcalin, un métamorphisme thermique puis les premiers plissements synschisteux et synmétamorphiques. En Bigorre, ce flysch est largement représenté par la formation pélito-gréseuse et bréchique, puissante (plus de 4 000 m), monotone et peu fossilifère qui est habituellement qualifiée de « Flysch ardoisier » car ses pélites sont le plus souvent transformées en schistes ardoisiers par le métamorphisme synschisteux mésocrétacé. L'individualité et l'âge de ce Flysch Noir ardoisier n'ont été établis qu'assez récemment (Debroas et Souquet, 1973 ; Debroas *et al.*, 1978 ; Médiavilla, 1978 ; Pons, 1984 ; Souquet *et al.*, 1985) bien qu'ils aient été partiellement entrevus il y a un peu plus de 40 ans (Schneegans et Michel, 1943) ; entre temps, à la suite de l'identification en bordure de la haute chaîne d'un flysch néocrétacé (Casteras et Clavier, 1958), également schistosé et métamorphique, avec lequel il était traditionnellement confondu et tenu pour albo-

aptien (Carez *et al.*, 1907 ; Dreyfuss, 1945), le Flysch Noir fut assimilé à divers flyschs cénomaniens à sénoniens (Dufaure, 1959 ; Labouyrie, 1961 ; Capdecemme *et al.*, 1965 ; Bouvier, 1968 ; Rey, 1970 ; Casteras *et al.* 1970).

Sur la feuille Bagnères-de-Bigorre, le Flysch Noir ardoisier occupe l'essentiel de la zone nord-pyrénéenne du flysch de part et d'autre de l'Adour. Mais à l'Est de cette vallée, il apparaît aussi localement dans les chaînons calcaires nord-pyrénéens du Sud des Baronnies et dans la zone sous-pyrénéenne au Nord de Bagnères. Ses alternances péliito-gréseuses, ou grésopélitiques, et ses brèches constituent au moins 11 membres lithologiquement et / ou géométriquement distincts. Ils se superposent et / ou se remplacent latéralement pour former 3 mégaséquences positives (I, II, III) que de rares ammonites, quelques orbitolines et du nannoplancton calcaire (coccolithes), découverts à l'Est de l'Adour, ont permis d'attribuer approximativement à l'Albien moyen-supérieur (I), à l'Albien supérieur (II) et à l'intervalle Vraconien Cénomaniens inférieur - base du Cénomaniens moyen (III).

Le Flysch Noir de la zone nord-pyrénéenne

● A l'Est de l'Adour

Le Flysch Noir des Baronnies se présente sous le tectofaciès du Flysch ardoisier dans toutes les unités sauf au cœur du synclinal de Bourg-de-Bigorre. Il est découpé en six membres (Debroas 1982 a et b ; 1984 b ; Souquet *et al.*, 1985).

Les Brèches de Batsère (n7b-c) correspondent aux brèches à éléments carbonatés jura-crétacés (dolomies, calcaires, marnes) qui se rencontrent à la base du flysch et à son voisinage. Localement, près de Lomné (Est du Clos de Bagneros, Nord de Le Turon), des niveaux élevés de ces brèches remanient aussi des blocs de calcaires urgoniens, d'âge albien supérieur à algues floridées et rudistes (*Caprina choffati* ; dét. M. Bilotte). Elles présentent deux faciès principaux qui sont, soit des accumulations chaotiques, plurimétriques à décamétriques, dont les éléments grossiers et mal classés peuvent emballer des olistolites de calcaires aptiens (ou « Klippes sédimentaires » notées *kl* près du Castet de Lies et de Lomné) ; soit des bancs métriques à décimétriques, à éléments plus fins et mieux classés. Dans les deux cas la proportion de matrice carbonatée (calcaires argileux ou marnes sombres) est variable et peut être importante. L'aplatissement de la plupart de leurs éléments dans les plans de la schistosité régionale synmétamorphique confère à ces brèches un tectofaciès de « brèches œillées » (Nord d'Espèche, col de Coupe). Elles constituent plusieurs corps sédimentaires prismatiques, indépendants les uns des autres ; leur épaisseur varie de 0 à 600 m sur quelques kilomètres grâce à un passage latéral rapide avec la partie inférieure des Schistes d'Espieilh (n7b-cS) qui s'effectue soit vers l'Est (Lomné, Esparros) soit vers le Nord (Espèche). Ces prismes bréchiens sont discordants sur des niveaux albo-aptiens qui sont de plus en plus anciens vers l'Est (Asque, Bulan) ; ils témoignent ainsi d'un morcellement de leur substratum en blocs basculés vers l'Ouest ou vers le Sud, entre des failles normales à regard oriental ou septentrional. L'escarpement synsédimentaire d'une de ces failles est encore fossilisé par les Brèches de Batsère et les Schistes d'Espieilh aux abords du Castet d'Esparros ; les autres qui ont

rejoué ultérieurement, coïncident avec les failles SW - NE d'Argelès (ou chevauchement frontal nord-pyrénéen) et d'Avezac (fig. 1) ou avec le chevauchement WNW - ESE d'Espèche.

Au Sud de la faille de Bigorre, entre Bernadaus et le Cap det Taillat, d'autres brèches de même nature séparent les chaînons albo-aptiens du Lhéris et du Pic d'Arneille. Elles ont été assimilées à ce membre bien que leurs relations initiales avec leur substratum ou avec le reste du flysch soient masquées par des failles et que vers l'Ouest elles s'interstratifient avec des brèches à éléments paléozoïques assimilables à celles d'Esconnets.

Les Schistes d'Espieilh (n7b-cS) sont constitués par la puissante série turbidique périto-gréseuse et parfois bréchique qui surmonte les Brèches de Batsère. Leur partie inférieure, peu terrigène, est caractérisée par des passages latéraux avec ces brèches ; dans le synclinal de Prat où un niveau de grès feldspathique (G) constitue son toit, son épaisseur atteint 1 200 m et ses couches médianes sont datées de l'Albien supérieur basal par l'ammonite découverte au Sud de Prat près des granges Ducuing (*Hamites* aff. *gardneri* ; dét. J.P. Thieuloy in Souquet *et al.*, 1985). Leur partie supérieure, bien développée dans toutes les structures, est caractérisée par son passage latéral avec les Brèches d'Esconnets (BrE) et de Castillon (n7C) ; elle est datée du sommet de l'Albien supérieur grâce aux ammonites des anciennes ardoisieres des Palomieres (*Hysteroceas* cf. *orbignyi*, *H.* cf. *subbinum* et *Pervinquiera* gr. *inflata* ; dét. J.P. Thieuloy in Souquet *et al.*, 1985). Dans le synclinal de Bourg leur épaisseur atteint 2 000 m et leur sommet fournit les premiers coccolithes du Flysch Noir qui sont rares, mal conservés et indéterminables. De rares figures sédimentaires moulées par la base des bancs de grès (flute, prod-et groove-cast) témoignent localement de paléocourants de turbidité initialement orientés d'Ouest en Est et du Nord au Sud à la partie inférieure de ce membre (vallée de l'Esqueda près de Fréchendets) ou encore d'Ouest en Est et d'Est en Ouest à son sommet (Vallée de l'Arros).

Les niveaux bréchiques fréquents et d'épaisseur variable (métriques à décamétriques) apparaissent dans tout le membre à l'exception des 2 ou 300 derniers mètres. Les brèches à éléments mésozoïques (Brll) se localisent à l'Est et au Sud des Baronnies avec un développement particulier aux abords de Lasserre, dans la vallée de l'Arros. Les brèches à éléments paléozoïques (Brl) ou granito-gneissiques (Bry) se situent au contraire à l'Ouest des Baronnies et au voisinage des brèches d'Esconnets (BrE) ou de Castillon (n7C) qui sont de même composition.

Les Brèches d'Esconnets (BrE) et de Castillon (n7C) s'appuient contre les petits massifs paléozoïques de Lalizau-Gerde et de Castillon qu'elles séparent des Schistes d'Espieilh. Elles remanient des éléments paléozoïques de même nature que les massifs les plus proches : micaschistes et quartzites pour les premières, granite et gneiss pour les secondes. Il s'agit essentiellement de puissantes accumulations de brèches chaotiques pauvres en matrice et dont les éléments anguleux sont émoussés, très mal classés et plutôt de grande taille (blocs et petits olistolites). Les contacts anormaux qui séparent ces brèches des massifs paléozoïques, apparaissent ainsi comme d'anciens escarpements de failles synsédimentaires (fig. 1) au pied desquels elles se sont accumulées sur environ 2 000 m par coalescence de cônes d'alluvions et d'éboulis sous-marins.

Les Conglomérats de Molère (n7d) surmontent les Schistes d'Espiilh dans le flanc est du synclinal de Bourg. Ils sont formés par plusieurs niveaux, métriques à décamétriques, de conglomérats inorganisés qui s'interstratifient avec des alternances pélito-gréseuses ou grésopélitiques. Ils remanient des blocs de schistes paléozoïques, des blocs et galets de calcaires mésozoïques et du flysch plus ou moins dissocié (slumps, blocs et abondante matrice marneuse sombre). Du Nord-Est vers le Sud-Ouest leur épaisseur varie de 200 à quelques mètres par passage latéral avec la base des Marnes de Bourg (M). Dans le flanc sud du synclinal de Bourg ils ne sont plus représentés que par des niveaux apparemment discontinus et moins épais telles les pélites sombres à galets et à blocs de la vallée de l'Esqueda. Ces conglomérats représentent des dépôts gravitaires de glissements de terrains sous-marins (« slumping ») et de coulées boueuses sans doute issues d'une ride de Lannemezan nord-orientale.

Au Nord-Est du synclinal de Bourg, au delà de la faille de Mauvezin et le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen, les « Conglomérats du Bourridé » (Charitat, 1961) qui surmontent le Jurassique inférieur et moyen de Capvern à l'extrémité ouest de la ride de Lannemezan, ont été assimilés à ce membre.

Les Marnes de Bourg (M) occupent le cœur du synclinal de Bourg-de-Bigorre où elles surmontent les Schistes d'Espiilh et les Conglomérats de Molère. Elles correspondent à une série essentiellement marno-gréseuse aux faciès turbiditiques variés (Debroas, 1984 a, fig. 4 ; Souquet *et al.*, 1985 fig. 12, p. 210 et pl. 4, p. 219) dont l'épaisseur est d'environ 2 000 m. A l'exception de leur base, encore schistosée mais seulement affectée par une diagenèse profonde, elles représentent le seul témoin de Flysch Noir indemne en Bigorre. A l'Est de Bourg, leur partie inférieure est constituée d'alternances grésomarneuses avec des niveaux de brèches à éléments paléozoïques (P) et de grès conglomératiques. Ailleurs, il s'agit d'alternances marno-gréseuses de plus en plus carbonatées vers le haut. Dans tous les cas, des lits de calcaires noirs, micritiques, argileux et souvent pyriteux, sont présents et les grès renferment fréquemment de menus débris végétaux.

Dans les grès grossiers on rencontre des orbitolines de l'intervalle Albien supérieur à Cénomaniens inférieur (*Orbitolina (O) concava*, *O. (O) gr. concava-duranddelgaili*, *O. (O) conica* ; dét. B. Peybernès) associées à des débris d'algues floridées, des lenticulines et parfois à *Hensonina lenticularis* et *Charentia cuvillieri*. Dans les grès fins on trouve souvent de petits foraminifères planctoniques spécifiquement indéterminables (rotalipores, ticinelles...?) et *Praeglobotrunca cf stephani* (Dufaure, 1959) qui deviennent assez abondants vers le sommet du membre. Les coccolithes, maintenant nombreux et mieux conservés, sont aussi d'âge albien supérieur à cénomaniens inférieur (associations caractéristiques de la zone à *Eiffelithus turriseiffeli*), sauf au toit de la série où ils sont d'âge cénomaniens moyen (association caractéristique de la zone à *Lithraphidites acutum* ; dét. M. Bonnemaïson et H. Manivit in Souquet *et al.*, 1985).

A la base des bancs de grès, des figures sédimentaires assez fréquentes indiquent des paléocourants de turbidité initialement N-S à NE-SW (de

Mauvezin à Bourg) et E-W ou NW - SE (au Sud de Gnattes dans la vallée du Luz).

Au Sud-Ouest de Bourg la base de ce membre est traversée par un puissant sill de teschénite (env. 30 m) dont le métamorphisme de contact a transformé les éponges en véritables cornéennes sur plusieurs décimètres.

Les Brèches de Mauvezin (BrM) désignent des brèches à éléments paléozoïques (schistes, quartzites) comparables aux Brèches d'Esconnets par leur composition et leur position le long du chevauchement nord-pyrénéen ; mais elles sont moins épaisses (env. 800 m) et interstratifiées dans les Marnes de Bourg au niveau de la faille de Mauvezin.

Elles ont donné leur nom à un petit appareil turbiditique rudimentaire : le cône de Mauvezin, dont elles représentent la partie apicale située immédiatement au pied des escarpements synsédimentaires des failles de Mauvezin et du futur chevauchement nord-pyrénéen (Debroas, 1982 a ; 1984 a ; Souquet *et al.*, 1985 ; fig. 1).

● A l'Ouest de l'Adour

Le Flysch Noir de cette région est subdivisé en cinq membres entièrement transformés en Flysch ardoisier (Souquet *et al.*, 1985). Mais, faute de fossiles caractéristiques ou d'éléments de corrélation fiable, ils sont tous également attribués à un albo-cénomancien indifférencié noté n7b-C1.

Les Schistes de Lourdes (S) forment la puissante série de turbidites péligrogréseuses (env. 2 000 m) qui se développe au Sud de la faille Bagnères-Lourdes en séparant les chaînons calcaires du Monné et du Bédât, à l'Est, et ceux du Pic-de-Ger et du Pibeste, à l'Ouest, sur la feuille Lourdes. Leur base et leurs relations initiales avec le substratum jura-crétacé de ces chaînons sont masquées par des failles. Mais, en se rapprochant des chaînons on note que les Brèches de Jarret (BrJ) les remplacent latéralement et à tous les niveaux par l'intermédiaire de bancs bréchiques à éléments mésozoïques qui deviennent de plus en plus fréquents.

Les Brèches de Jarret (BrJ) regroupent plusieurs accumulations de brèches œillées à éléments mésozoïques qui sont structurellement et géographiquement indépendantes. Au Sud de la faille Bagnères-Lourdes ce sont :

— d'une part les brèches de Jarret proprement dites, reconnues près de Lourdes au contact de l'Aptien du Pic-de-Ger et qui sont représentées ici près d'Arcizac et de Gez-ez-Angles par leur terminaison orientale, riches en niveaux de calcaires résédimentés (coulées à intra et extraclastes plus ou moins fréquents) et associées aux olistolites de calcaires barrémiens (Kl) du Sud de Lahitte.

— d'autre part, les brèches de Cot-de-Ger qui jalonnent obliquement la faille de Bigorre sur le versant nord du Monné.

Au Nord de la même faille il s'agit :

— des brèches de Lézignan largement masquées par les moraines du glacier du Gave de Pau ;

— des brèches de la Gaillette pincées entre le chaînon du Bédât et le massif paléozoïque de Bagnères.

Elles ne remanient que des fossiles albiens : foraminifères et algues Floridées du « Faciès de Vimport » (*Orbitolina*, *Simplorbitolina* ; *Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum*, *Kymalithon belgicum*, *Archaeolithothamnium* gr. *rude*). Entre Arcizac et Gez-ez-Angles, un niveau carbonaté à également fourni *Colomiella* gr. *recta-tunesiana* qui est caractéristique de l'Albien supérieur. Bien que ces brèches soient de composition et de faciès voisins de ceux des Brèches de Batsère (n7b-c) elles s'en distinguent par leurs accumulations généralement moins massives, leur interstratification en bordure et à différents niveaux des Schistes de Lourdes et par leurs relations tectoniques avec le substratum mésozoïque ou paléozoïque. Ainsi, le long de la faille de Bigorre l'épaisseur cumulée de ces brèches qui dépasse sûrement 1 500 m, et leurs relations avec les Schistes de Lourdes et le chaînon du Monné suggèrent leur dépôt au pied de l'escarpement synsédimentaire de cette faille, sur la bordure méridionale sensiblement E-W d'un fossé comblé par le Flysch Noir.

Les Brèches de Neuilh (BrN) ont été définies pour désigner plusieurs niveaux discontinus et d'épaisseur variable (jusqu'à 80 m) de brèches à éléments mésozoïques carbonatés ou éruptifs, caractérisées par leur matrice de matériel éruptif verdâtre (Capdecombe *et al.*, 1965 ; 1968). Au Sud de la faille Bagnères-Lourdes, elles sont bien représentées par plusieurs niveaux interstratifiés avec le toit des Schistes de Lourdes sur 5 à 600 m de série alors qu'au Nord de la même faille, elles ne constituent plus que deux témoins ponctuels apparaissant vers la base des Grès de Lestelle dans la vallée de l'Oussouet et à Astugue (F. Médiavilla, 1978) ; elles fournissent ainsi une limite imprécise mais commode pour séparer ces deux membres.

Les Grès de Lestelle (G) ont été initialement reconnus le long du chevauchement nord-pyrénéen aux abords de Lestelle-Bétharram (feuille de Lourdes) et définis comme une association de faciès turbiditiques variés, essentiellement grésopélitiques et conglomératiques (Pons, 1984). Dans le lit du gave de Pau, sous le pont des grottes de Bétharram, ils ont livré une ammonite de l'Albien supérieur (*Hemiptychoceras gaultinum* ; dét. J.-P. Thieuloy *in* Souquet *et al.*, 1985). Par extension, ils désignent maintenant l'ensemble des séries grésopélitiques et pélirogréseuses intercalées de brèches à éléments granito-gneissiques (Br_g) ou paléozoïques (Br_l) qui se développent sur 2 ou 3 000 m d'épaisseur à la périphérie des massifs nord-pyrénéens de Pouzac, de Julos-Loucrup et de Montgaillard-Layrisse dont elles sont séparées par des contacts anormaux (Souquet *et al.*, 1985). Dans la région entre Loucrup et Astugue, ils ont fourni de rares foraminifères (*Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora* sp. ; Mirabail *in* Capdecombe, 1968) qui suggèrent leur âge vraconien à cénomanien inférieur et moyen *p.p.* si l'on considère qu'à l'Est de l'Adour ils n'ont été rencontrés qu'au sommet du Flysch Noir.

Les Brèches de Pouzac (BrP) à éléments mésozoïques puis granito-gneissiques, constituent un équivalent latéral des Grès de Lestelle qui se développe au contact du massif de Pouzac avec une épaisseur supérieure à un millier de mètres. Leur faciès et leur position structurale sont semblables à ceux des Brèches d'Esconnets ou de Mauvezin et ils indiquent également

l'origine synsédimentaire des contacts anormaux qui les séparent du petit massif de Pouzac.

Le Flysch Noir de la zone sous-pyrénéenne

Au Nord de Bagnères, un flysch marno-gréseux noté n7d-c1 (Marnes de Hauban) appartient à la série sous-pyrénéenne renversée. Au Sud, le chevauchement frontal nord le sépare des gneiss d'Ordizan, du Trias métamorphique d'Argelès et du Flysch Noir du synclinal de Bourg et, au Nord, le Flysch Gris cénomano-turonien constitue sa couverture. Il est assimilable au Flysch Noir (Reyre, 1945) et même plus précisément, au sommet des Marnes de Bourg car près de Hauban il a livré, en abondance et en bon état, le même nannoplancton du Cénomaniens moyen (association caractéristique de la zone à *Lithraphidites acutum* ; dét. M. Bonnemaïson et H. Maniviv, in Souquet et al., 1985) ainsi que *Rotalipora apenninica* et *Praeglobotruncana stephani* (H. Mirabail in Charitat, 1961). Sa limite supérieure avec la base du Flysch Gris qui est graduelle, donc approximative, reste à préciser.

Plus au Nord, et seulement à quelques kilomètres, les forages pétroliers de Cieutat, Tournay, Bernac, Ossun 1 et 2 ont montré la disparition du Flysch Noir au niveau d'une ride de Tarbes qui est caractérisée par un substratum mésozoïque érodé, localement jusqu'aux dolomies du Jurassique moyen et supérieur, et directement recouvert par les Calcaires des Canyons (Albo-Cénomaniens à Sénoniens inférieurs).

Mégaséquences et évolution tectosédimentaire du Flysch Noir dans les Baronnies

Les relations entre les divers membres du Flysch Noir nord - et sous-pyrénéen ainsi que leurs rapports initiaux avec leur substratum mésozoïque ou paléozoïque et avec leur couverture cénomano-turonienne (Flysch Gris) n'ont été bien conservés qu'à l'Est de l'Adour. Les Baronnies peuvent ainsi fournir un exemple démonstratif qui illustre concrètement le fonctionnement synsédimentaire de la partie centrale de la zone transformante nord-pyrénéenne (Choukroune et Mattauer, 1978 ; Debroas, 1984 b ; 1988 b). La reconstitution de l'état initial du Flysch Noir, au niveau d'une coupe NW - SE de cette région, permet de distinguer ses trois mégaséquences positives (I, II, III, fig. 1). L'empilement de ces mégaséquences sur la verticale d'une zone morcelée par des failles synsédimentaires normales et NE - SW (failles d'Argelès, d'Avezac et du Castet d'Esparos) et coïncidant avec un relai à gauche entre deux accidents majeurs sensiblement E-W (failles de Bigorre et de la Neste), permet de considérer qu'elles représentent le remplissage syntectonique d'un bassin en relai distensif de décrochements sénestres (ou bassin « pull-apart » ; fig. 2). La structuration de ce bassin, qualifié de *Fossé des Baronnies* bien qu'il s'étende également plus à l'Est sur la feuille Montréjeau (fig. 2), s'est effectuée au cours de 3 stades distincts et en s'accompagnant des manifestations du magmatisme et du métamorphisme mésocrétacés.

● *Premier stade.* La mégaséquence I (Brèches de Batsère ; partie inférieure des Schistes d'Espièilh ; Albien moyen et début de l'Albien supérieur) comble les étroits semi-grabens qui se créent sur les blocs basculant au

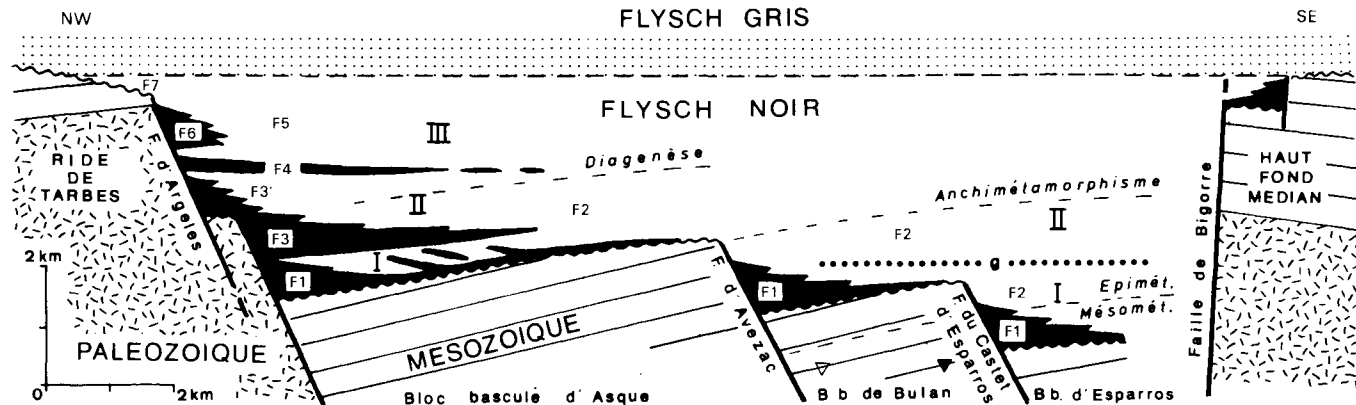


Fig. 2 - Coupe NW-SE

- F7 : Marnes de Hauban (n7d-C1)
 F6 : Brèches de Mauvezin (Br M)
 F5 : Marnes de Bourg (M)
 F4 : Conglomérats de Molère (n7d)
 F3' : Brèches de Castillon (n7c)
 F3 : Brèches d'Esconnets (Br E)
 F2 : Schistes d'Espieilh (n7b-c S)
 F1 : Brèches de Batsère (n7b-c)

▽ Position des échantillons de marbres à biotite (marnes albo-aptiennes transformées par le métamorphisme pyrénéen mésozoïque) datés à $87, 5 \pm 3$ Ma près de Bulan (triangle blanc) et à $86, 5 \pm 3$ Ma près d'Esparrós par Montigny et al (1986)

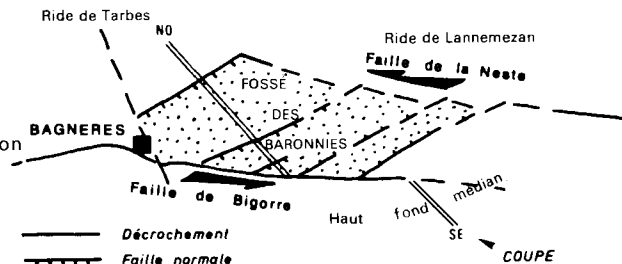
Fig. 1
Plan de situation

Fig. 1 et 2 - Evolution tectosédimentaire du Flysch Noir dans les Baronnies

Nord-Ouest entre les failles normales NE - SW (Asque, Bulan, Castet d'Esparros) ou au Sud-Ouest entre les failles normales NW - SE (Espèche, fig. 5).

● *Deuxième stade.* La mégaséquence II (partie supérieure des Schistes d'Espieilh ; Brèches d'Esconnets et de Castillon ; Albien supérieur) fossilise les dispositifs morphotectoniques antérieurs et emplit le *Fossé des Baronnie*s (proprement dit) dont les reliefs bordiers sont alors plus intensément érodés au Nord qu'au Sud : le Jurassique moyen est atteint sur la Ride de Tarbes, le Trias sur celle de Lannemezan et le Primaire au niveau des escarpements de failles qui les séparent du fossé, alors qu'un haut-fond méridional (qui coïncide avec les chaînons calcaires) conserve son Albo-Aptien sauf localement où le Barrémien est décapé (Bois de Laubagué au Sud de Generest).

● *Troisième stade.* La mégaséquence III (Conglomérats de Molère ; Marnes de Bourg ; Brèches de Mauvezin ; Vraconien à début du Cénomani en moyen) déborde les limites du fossé précédent et recouvre partiellement ses anciens reliefs bordiers. La coalescence du Fossé des Baronnie s avec ses voisins orientaux et occidentaux fait alors apparaître un étroit et long fossé composite ou fossé nord-pyrénéen externe (Debroas et Souquet, 1976, Debroas, 1984 b) qui s'étend de l'Ariège au Pays Basque entre le futur chevauchement frontal, septentrional, et le haut-fond médian, méridional.

Le *magmatisme alcalin* mésocrétacé ne s'est manifesté qu'assez localement :

— sous forme de résidus volcaniques remaniés dans les brèches de la vallée de l'Arros (Dufaure, 1959) ;

— en sill de teschénite intrusif à la base de la mégaséquence III (marnes et filon de Bourg) ;

— en diverses intrusions au niveau des failles d'Avezac (Avezacite dans l'écaïlle de lherzolite ; B. Azambre, 1986), d'Argelès (teschérites) et de l'Adour (teschérites et syénite fedspathoïdique de Pouzac datée à $91,5 \pm 89 \pm 3$ Ma par R. Montigny *et al.*, c'est-à-dire approximativement de la limite Cénomani en-Turonien).

Le *métamorphisme mésocrétacé* thermique s'est développé plus largement. Les pélites du flysch ont été le plus souvent transformées en schistes ardoisiers épi ou anchizonaux (J.P. Sagon et B. Azambre, 1986) sauf localement, d'une part, aux abords du col de Coupe ou des cornéennes à biotite (J. Ravier, 1959) sont apparues à la base du flysch et dans son substratum et, d'autre part, au cœur du synclinal de Bourg et dans la zone sous-pyrénéenne où le sommet du flysch n'a subi que la diagenèse. Bien que dans tous ces cas ce métamorphisme soit anté à syntectonique (néoformations orientées par la 1^{ère} schistosité du Flysch Noir S1 ; P. Choukroune, 1976), son développement a été contrôlé par les dispositifs tectosédimentaires d'effondrement du fossé (E.-J. Debroas, 1984 b) comme le montre une décroissance de son intensité qui est conforme à la polarité stratigraphique (de bas en haut : méso, épi et anchimétamorphisme, diagenèse profonde puis normale) et, à niveau stratigraphique égal, centrifuge (du centre du fossé vers les bords ; fig. 1). Au cœur du fossé, près de Bulan et d'Esparros, il est daté respectivement à $87,5$ et $86,5 \pm 3$ Ma (Montigny *et al.*, 1986) soit à peu près du début du Sénonien inférieur.

Flyschs néocrétacés sous-pyrénéens

Ces flyschs constituent un nouveau complexe turbiditique, puissant et monotone, essentiellement marno-gréseux ou marneux. Placés en contrebas des plateaux mio-pliocènes discordants qui les masquent largement, ils n'affleurent que médiocrement et ponctuellement ; de plus, les 4 coupes naturelles fournies d'Est en Ouest par les lits de l'Arros, de l'Arriou-Darré, de l'Arrêt et de l'Arrêt-Darré qui fournissent les meilleurs affleurements, s'avèrent tectonisées et très discontinues ; elles sont donc délicates à corrélérer dans le détail. D'une manière générale on peut y distinguer 3 séries superposées grâce à une série médiane située aux 2/3 de son épaisseur qui est carbonatée et un peu plus détritique (D. Reyre, 1945). Une microfaune parfois très abondante (P. Charitat, 1961) et la première récolte d'un riche nannoplancton (M. Bonnemaïson, inédit) permettent de dater localement ces séries mais leurs limites stratigraphiques et cartographiques restent encore approximatives. Elles représentent le remplissage d'un sillon nord-pyrénéen élargi vers le Nord puis à la fin du Crétacé d'un sillon sous-pyrénéen (P. Dubois et J.-C. Seguin, 1978). Très localement, dans la vallée de la Baïse, elles n'ont pas été distinguées et elles s'associent avec le Flysch Noir au sein d'une succession indifférenciée notée cF.

c2-3F. **Cénomaniens moyen à Turonien. Flysch Gris.** Ce Flysch Gris (D. Reyre, 1945) est un équivalent pro-parte de la « série de transition » des Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège (E.-J. Debroas et P. Souquet, 1976) et de la formation de Aecurt d'Aquitaine méridionale (P. Dubois et J.-C. Seguin, 1978). Avec le Flysch Noir qu'il surmonte, et le Flysch à fucoïdes qui le recouvre, il constitue une série continue propre à la zone sous-pyrénéenne. Il correspond à une formation péliito-gréseuse à passées microbréchiques avec, à la partie supérieure, des bancs de brèches à éléments de micaschistes et de quartzites paléozoïques notés 1. Son épaisseur remarquable peut être estimée à environ 1 500 m. Il est surtout caractérisé par ses marnes grises à fucoïdes (= chondrites) et ses calcaires argileux de teinte claire ; les lits d'argiles sombres, souvent verdâtres et s'altérant en brun-rougeâtre qui leur sont associées, représentent des hémipélagites comparables à celles du flysch turonien des Pyrénées occidentales (Debroas *et al.*, 1983). Il fournit surtout une microfaune pélagique du Cénomaniens moyen et supérieur (*Rotalipora cushmani*, *R. appenninica*) et à son sommet seulement du Turonien moyen (*Marginotruncana helvetica*). Il livre également des associations de nannoplancton caractéristiques du Cénomaniens moyen-supérieur (*Eiffellithus turriseiffeli*, *Microrhabdulus belgicus*, *Lithraphidites acutum*, *Corollithion kennedyi*, *Nannoconus sp.*, *Cruciellipsis chiastia*, *Rhagodiscus angustus*), du Cénomaniens supérieur – Turonien basal (*Microrhabdulus decoratus*, *Lithraphidites acutum*, *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffellithus turriseiffeli*) et à son toit, du Turonien moyen (*Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Quadrum gartneri*, *Nannoconus truitti truitti*, *Nannoconus elongatus*). Les bancs de grès sont fréquemment bioturbés par des pistes et des terriers avec en particulier *Paleodictyon* qui témoigne d'une bathymétrie importante lors du dépôt ; leur base montre des flute-casts qui résultent de paléocourants de turbidité venant de l'Est (Sud-Est de Cieutat).

c3-5F. **Turonien à Santonien. Flysch calcaire.** Cette nouvelle série à turbidites qui est essentiellement carbonatée correspond au Flysch à fucoïdes

des Pyrénées centrales et à la formation de Gensac d'Aquitaine méridionale. Ce flysch est caractérisé, au moins à sa partie inférieure, par la fréquence, plus importante qu'auparavant, des bancs de « grès » qui peuvent être relativement épais (quelques décimètres) ; ces « grès » à éléments calcaires correspondent à des calcarénites de teinte beige qui sont parfois silicifiées partiellement (minces rubans de cherts plus sombres). Il ne s'individualise bien qu'au niveau de la vallée de l'Arros où son épaisseur atteint 400 m et où il détermine un net rétrécissement de la vallée au Nord-Est d'Artiguemy. Dans cette région il fournit des dalles qui ont été exploitées comme pierre à bâtir (anciennes carrières en rive droite de l'Arros) et il renferme également, à des niveaux divers, des bancs métriques lenticulaires de microbrèches calcaires riches en matériel bioclastique résédimenté (débris de mollusques, d'échinodermes ; nombreux foraminifères cénomaniens : orbitolines, prealvéolines, cunéolines dicyclines ; éléments anguleux de micrites turoniennes à Pithonelles) ; ces microbrèches dites du moulin de Kersan sont notées 1. Des traces de paléocourants de turbidité E-W à NE-SW y ont également été observées (M. Buchstein, 1964). Ce flysch carbonaté a fourni dans sa partie inférieure, des foraminifères planctoniques du Turonien moyen (*Marginotruncana helvetica*), dans sa partie médiane, des coccolithes dont l'association indique le Coniacien-Santonien inférieur (*Marthasterites furcatus*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Eiffellithus eximius*, *E. turriseiffeli*, *Quadrum gartneri*, *Nannoconus truitti frequens*).

A son sommet, la transition avec les marnes campaniennes sus-jacentes est assurée sur une centaine de mètres par un flysch marno-gréseux à foraminifères (*Marginotruncana concavata*, *Rosita* cf. *formicata*) et à coccolithes du Santonien (*Reinhardtites* sp. *anthophorus*, *Micula concava*, *M. staurophora*, *M. quadrata*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *L. maleformis*, *Eiffellithus trabeculatus*, *E. eximius*, *Cylindralithus* cf. *serratus*, *C. coronatus*, *Quadrum gartneri*) puis du Santonien supérieur-Campanien basal (*Aspidolithus parvus expansus*, *Lithastrinus grilli*, *Micula decussata*, *M. concava*, *Marthasterites furcatus*, *Corollithion signum*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Calculites ovalis*). Ce flysch terrigène et le précédent carbonaté, pourraient être séparés par une discontinuité sédimentaire comparable à celle déjà reconnue au sommet du Flysch à fucoïdes nord-pyrénéen d'Arbas en Haute-Garonne (E.-J. Debroas, 1979) ; les brèches granitiques grossières et puissantes qui la soulignent dans cette dernière région évoquent celles des écaïlles bordières de la haute chaîne (Brèches de Soulagnets du Santonien supérieur-Campanien). A l'Ouest d'Orignac où leur épaisseur paraît moins importante, aucun de ces flyschs n'est bien daté.

C6-7F. Campanien - Maastrichtien. Flysch marneux. Ce dernier « flysch », équivalent de la formation de Mondilhan d'Aquitaine méridionale, ne correspond en fait qu'à des marnes bleues ou grises homogènes admettant de rares passées gréseuses terrigènes ou carbonatées. Il est relativement peu épais (2 à 300 m env.). Des flute-casts E-W y ont été relevés à l'Ouest d'Orignac (M. Buchstein, 1964). Il fournit de riches microfaunes pélagiques campaniennes et maastrichtiennes (Globotruncanidés en particulier) mais ce sont surtout les associations de nannofossiles récoltés dans la vallée de l'Arêt qui permettent d'y distinguer :

— le Campanien inférieur à moyen (*Aspidolithus parvus* cf. *constrictus*, *Micula concava*, *M. quadrata*, *M. decussata*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Eiffelli-*

thus eximius, *Microrhabdulinus ambiguus*); le Campanien moyen à supérieur (*Lucianorhabdus cayeuxi*, *Eiffelithus eximius*, *Aspidolithus parvus* cf. *constrictus*, *Microrhabdulinus ambiguus*, *Micula concava*, *M. decussata*, *Ceratalithoides aculeus*, *Arkhangelskiella* cf. *cymbiformis*);

— le Campanien terminal (*Arkhangelskiella* cf. *cymbiformis*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Quadrum trifidum*, *Q. gothicum*, *Cylindralithus serratus*). A sa partie supérieure, mais seulement à l'Ouest de Cieutat, la dernière centaine de mètres de marnes bleues à Inocérames et *Stegaster* renferme une très riche microfaune maastrichtienne (*Globotruncana falsostuarti*, *G. contusa*, en particulier). De plus à l'Ouest de l'Arret-Darré, ce flysch marneux englobe des niveaux de calcaires maastrichtiens (notés C7) qui sont surtout visibles dans une ancienne carrière au Nord du Soum de Buala, le long de la route départementale 28. Ces calcaires constituent une série rythmique ou alternent des bancs décimétriques de calcarénites jaunes, résédimentées et à galets mous, des calcaires crayeux à microfaune pélagique et des marnes. Les calcarénites, comparables au calcaire nankin des Petites Pyrénées, sont assez riches en orbitoïdes (*O. media*, *O. apiculata*), siderolites (*S. calcitrapoïdes*), bryozoaires et foraminifères pélagiques (*Globotruncana contusa*). Deux associations de nanofossiles permettent d'y reconnaître :

— à la base, du Maastrichtien basal probable (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Microrhabdulus* cf. *undosus*, *M. stradneri*, *Eiffelithus gorkae*, *Micula decussata*);

— au sommet, du Maastrichtien moyen (*A. cymbiformis*, *M. stradneri*, *Lithraphidites* cf. *praequadratus*, *Cylindralithus* cf. *gallicus*). Le toit de cette série qui est recouvert localement par les calcaires du Paléocène supérieur et régionalement par ceux de l'Ilerdien, correspond vraisemblablement à une importante discontinuité tectosédimentaire liée au jeu du chevauchement frontal.

Terrains néocrétacés des écaïlles bordières de la Haute chaîne primaire

C1-2. **Cénomaniens. Calcaires à Caprines.** La Haute chaîne primaire est bordée par des calcaires très redressés, localement riches en caprines, les calcaires des Échelles de Pilate (Casteras et Clavier 1958 ; Dufaure, 1959) qui donnent dans le paysage une barre rocheuse blanche de quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Ils sont en contact stratigraphique légèrement discordant avec divers niveaux de la couverture post-hercynienne des terrains primaires. Ils sont probablement en contact anormal avec les terrains primaires à l'Ouest du vallon du Louey (E. Rey, 1970).

A leur base se trouve une assise grés-conglomératique gris violacé, épaisse de quelques décimètres à 2 ou 3 m, qui évolue d'une brèche polygénique à éléments centimétriques de quartz, de calcaires, de schistes et de rares roches éruptives dans une matrice grés-calcaireuse à un grès calcaireux et à une micrite finement gréseuse. Parmi de nombreux débris de mollusques et d'échinodermes, elle renferme des miliolidés, des orbitolines (M. Labouyrie, 1961), *Cuneolina* sp. *Charentia cuvillieri* (déterminations B. Peybernès).

Les calcaires, gris clair ou beiges, microcristallins, contiennent encore une notable proportion de grains de quartz. Leur moitié inférieure est massive, à niveaux riches en caprines et leur moitié supérieure est constituée par des bancs de 1 à 2 m de puissance. Leur épaisseur diminue d'Est en Ouest : 70 m en moyenne à Coumiroles et aux Échelles de Pilate, 60 m dans la vallée de l'Oussouet, 30 m du Péne de Cluserère à Gazost. Ils renferment une microfaune relativement abondante, typique du Cénomaniens moyen à supérieur : *Praealveolina simplex*, *P. cretacea*, *Daxia cenomana*, *Eggerella*, des miliolidés.

Pendant le Cénomaniens, la future Haute chaîne primaire a été progressivement recouverte par une mer peu profonde où se déposent d'abord des grès côtiers, puis se développe une plate-forme carbonatée avec des récifs à rudistes.

C3-4F. Turonien - Coniacien. Marnes schisteuses. Au-dessus des calcaires à Caprines vient une alternance de calcaires noirs à grain très fin, en bancs minces et de schistes argileux noirs, de 50 m d'épaisseur environ. Les calcaires contiennent *Stomiosphaera sphaerica* et *Pithonella ovalis*, organismes à tendance pélagique dont l'apparition indique le Cénomaniens supérieur ou la base du Turonien.

Vient ensuite une puissante formation de marnes schisteuses qui donne dans la topographie la dépression allongée entre les hameaux de Serris et de Soulagnets. Entre les schistes argileux noirs et la faille nord-pyrénéenne qui sépare cette formation du Jurassique et du Sénonien du Monné, il y a place, compte tenu de replis probables, pour un bon millier de mètres de sédiments. Des bancs calcaires, très peu nombreux, renferment *Globotruncana helvetica*, *Gl. renzi*, *Gl. lapparenti*, des lagénidés et des textulariidés. Des bancs de microbrèche, tout aussi rares, renferment une microfaune remaniée provenant des calcaires à caprines. Des coulées boueuses à débris s'instratifient dans ces dépôts.

Les conditions de sédimentation ont progressivement et radicalement changé à la fin du Cénomaniens ; les dépôts plus puissants et en partie terrigènes correspondent au Flysch gris et au Flysch à Mucoïdes sous-pyrénéens ; ils s'accumulent maintenant sur le bord sud d'un sillon flysch nord-pyrénéen élargi.

C5-6F. Sénonien, Calcschistes et brèches. Une série flyschoïde de marnes schisteuses noires, de rares calcaires gréseux et de microbrèches dans laquelle sont intercalées de puissantes décharges de brèches polygéniques à gros éléments sépare les marnes turono-coniaciennes du Jurassique du Monné et de l'Albo-Cénomaniens de Cotdoussan (Debroas, Médiavilla et Souquet, 1978). La discontinuité sédimentaire entre les marnes turoniennes et les brèches a favorisé le décollement qui sépare les deux ensembles.

Les brèches sont des accumulations sans classement de blocs de granite altéré de 10 à 20 cm de diamètre (localement 1 à 2 m) et de micaschistes paléozoïques dans une matrice argileuse ou marneuse noire. A l'Ouest de la vallée de l'Oussouet, elles contiennent aussi des grès et des schistes triasiques. Plus à l'Ouest, au Nord de Gazost, les éléments granitiques font place

à des dolomies noires et à des calcaires beiges. Ces brèches forment des niveaux continus ou des lentilles dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Des schistes noirs y sont parfois intercalés.

La microfaune est rare. Néanmoins les grès, les microbrèches et la matrice des brèches ont fourni, au Nord de Soulagne et au Castelmouly, des *Globotruncana bicarénées* (M. Labouyrie, 1961 ; E. Rey, 1970) et *Orbitoides tissoti* (M. Labouyrie, 1961 ; H. Capdecemme *et al.*, 1965) indiquant un âge sénonien et plus précisément santonien supérieur à campanien.

Sur le bord sud du sillon flysch nord-pyrénéen, une sédimentation fine continue d'accumuler des marnes et des argiles, mais périodiquement s'étaient des masses d'éboulis provenant de l'écroulement d'escarpements sous-marins de failles actives liées à l'ouverture du bassin.

Tertiaire

e2. **Paléocène supérieur. Calcaires et marnes.** A quelques centaines de mètres à l'Ouest d'Orignac, au fond d'un ravin affluent de l'Arrêt-Darré, affluent à la faveur d'un accident tectonique, une dizaine de mètres de marnes et de calcaires attribués au Paléocène (D. Reyre, 1945 ; P. Charitat, 1961). Les bancs d'épaisseur décimétrique de calcaire beige clair, alternent avec des calcaires sombres, argileux, à débit en plaquettes et avec des marnes sableuses gris foncé à gris-bleu. Certains bancs calcaires sont riches en mélobésiées. Les marnes et les calcaires renferment des nummulités de petite taille, des discocyclines, des lagénidés et des globigérinidés (*Globorotalia* et *Globigerina trilocolinoïdes*).

Au sondage V.A. 1, on a attribué au Paléocène 690 m d'un flysch marno-calcaire à nombreux niveaux gréseux et conglomératiques.

e3-4. **Ilerdien. Calcaires, marnes, grès et sables.** Près d'Orignac, on observe la succession suivante, du Sud vers le Nord, et de bas en haut :

— des calcaires durs, gris-bleu, s'altérant en beige, en bancs de 0,40 m d'épaisseur en moyenne, à orbitolines, discocyclines, (*D. augustae*, *D. archiaci*, *D. douvillei*), nummulites parmi lesquelles certaines (*N. gamardensis*, *N. minervensis*, *N. bigurdensis*, *N. solitarius*) se rangent parmi les faunes les plus anciennes du Paléogène pyrénéen et méditerranéen (H. Schaub, 1981), alvéolines (*A. cucumiformis*, *A. varians*, *A. dolioliformis*, *A. avellana*, etc.) de la zone à *A. cucumiformis* de l'Ilerdien inférieur (L. Hottinger, 1960) et à débris de *Distichoplax biserialis* et de mélobésiées. Ils renferment aussi des brachiopodes (*Terebratula montolearensis*), des lamellibranches, des gastéropodes et des échinides (*Echinolampas leymeriei*, *E. ellipsoidalis*, *Eupatagus aragonensis*, *Amblypygus* gr. *dilatatus*, *Linthia*, *Paraster*, etc...)*. Ces couches représentent l'Ilerdien inférieur (50 m).

— des calcaires argileux et des marnes grises devenant de plus en plus sableuses vers le haut, à grands foraminifères (*Nummulites laxus*, *N. subramondi*, *Assilina pomeroli*, *Alveolina lepidula*, *A. rotundata*) qui indiquent la zone à *Nummulites involutus* (H. Schaub, 1981) et la zone à *Alveolina trem-pina* de l'Ilerdien supérieur (d'après Hottinger) (400 m).

* Déterminations de J. Villatte, récolte de A. Imbert.

— des grès gris-bleu, durs, en bancs de 0,20 à 0,40 m d'épaisseur, à grains de quartz fins et anguleux, lamelles de biotite et muscovite dans un ciment calcaire, parfois ligniteux, à discocyclines, nummulites (du groupe *globulus*) et débris d'Assilines, qui appartiennent peut-être encore à l'Ilerdien supérieur (150 à 180 m).

— des sables quartzeux jaunes, à grains en majorité émoussés-luisants ne dépassant guère 1 mm de diamètre, totalement azoïques, cimentés par place par de l'oxyde de fer (alios), qui séparent les grès précédents du Poudingue de Palassou (20 à 50 m).

A l'Est d'Orignac (Chelle-Spou, Gourgue), l'Ilerdien est représenté par des calcaires gréseux et par des poudingues qui surmonteraient des marnes autrefois observées au Sud de Ricaud (L. Carez, 1903). A l'Ouest de l'Adour, près de Bénac, tous les termes de la série d'Orignac semblent présents.

L'épaisseur de l'Ilerdien est plus importante à quelque distance de l'accident tectonique qui, près d'Orignac, en limite au Sud les affleurements. Ainsi le sondage V.A. 1 a rencontré 1 000 m de calcaires et de marnes à nummulites et le sondage A.Z. 1 a été arrêté dans cette formation après l'avoir reconnue sur 780 m. Cette variation d'épaisseur traduit vraisemblablement le jeu synsédimentaire du chevauchement frontal nord-pyrénéen (J. Henry et G. Zolnai, 1971).

e5-g. Lutétien supérieur à Oligocène inférieur. Poudingues de Palassou, molasses et marnes. Cette formation molassique complexe est constituée par une alternance de marnes, de marnes à galets ou à blocs, de bancs de grès à ciment calcaire et de poudingues. Elle est fortement redressée, entre 40° et la verticale, et parfois légèrement déversée (dans la vallée de l'Arrêt), en concordance avec l'Ilerdien.

Les galets, surtout calcaires, proviennent de tous les terrains antérieurs. Leurs dimensions sont très variables : blocs d'environ un demi-mètre cube, éléments nombreux de la taille d'une tête humaine et, souvent, galets nettement plus petits. Le tout est généralement peu façonné et mal classé ; cependant, dans le secteur occidental (entre Bénac et Hibarette), les galets sont assez bien roulés, plutôt aplatis (5 à 10 cm de long) et disposés en lits réguliers. Le ciment des poudingues est calcaire, souvent dur et bien cristallisé. Tout cet ensemble correspond à un régime torrentiel, avec des cours d'eau divagants à la surface des cônes de déjection qu'ils construisaient sur le piémont de la chaîne en cours de surrection (400 m).

m1-2. Miocène. (Oligocène supérieur à Tortonien inférieur). Poudingues de Jurançon, molasses et marnes. Cette seconde formation molassique est constituée de la succession plusieurs fois répétée des mêmes termes : poudingues, molasses, marnes à galets et marnes. Dans le vallon de la Lène (affluent de rive droite de l'Arros), en face du hameau de Le Plantat, une séquence se termine toutefois par un petit niveau calcaire. Ces divers faciès ne sont pas toujours bien indurés et donnent naissance à des éboulis qui se distinguent mal des colluvions issues des argiles à galets qui surmontent la formation de Jurançon. Seuls ressortent nettement les poudingues visibles sur les pentes raides et surtout dans le lit des ruisseaux qui les affouillent encore (d'Est en Ouest : La Lène, l'Arriou-Darré, l'Arrédo, l'Arrêt, l'Arrêt-

Darré, le Lassarenc, et au-delà de l'Adour, l'Aube et l'Echez). La série complète des faciès peut cependant être observée soit au Nord de la limite septentrionale de la feuille (feuille Tarbes), sur la falaise qui domine l'Arrêt-Darré, en contrebas de la route N 117 près du village de Lhez, soit au Sud de Juillan, sur la rive droite de l'Echez, sous le quartier neuf de Bellevue.

Les poudingues de Jurançon sont subhorizontaux mais ils tendent à se redresser au fur et à mesure que l'on se rapproche des poudingues de Palassou.* Ainsi, dans la vallée de l'Arrêt, ils sont, au Sud, inclinés de 10° à 30° vers le Nord-Est ou le Nord-Nord-Est, près du moulin du point coté 336, subhorizontaux, puis, jusqu'au Nord de la feuille, faiblement pentés de 5° à 10° vers le NE. Les éléments sont comparables par leur composition et leur morphologie à ceux des Poudingues de Palassou. Ils sont toutefois mal façonnés et mal classés au contact de cette formation, alors que leur régularisation en grandeur et en classement est nette au Nord de la feuille. On peut trouver aussi quelques blocs taillés dans les poudingues de Palassou. Les molasses jaune-orangé, brunes ou rougeâtres sont grossières, avec des stratifications entrecroisées. Le ciment est calcaire mais souvent mal cristallisé et peu cohérent. Les marnes sont claires avec de nombreux passages bariolés**. L'ensemble correspond ici à un appareil construit sous le régime torrentiel.

m3-p. **Pliocène et Miocène terminal. Argiles à galets.** Après un épisode de creusement qui a profondément entamé le matériel molassique et ouvert de grandes vallées (sur le tracé de l'Arros en particulier), la sédimentation torrentielle a repris avec le Miocène supérieur. Toutefois le contexte climatique n'était plus le même. Les alluvions ponto-pliocènes sont presque entièrement décalcifiées, alors que les dépôts précédents conservaient toujours un excédent de calcite. Alors se sont construits de vastes cônes de piémont : les plateaux de Lannemezan sur la feuille Montréjeau et sur l'Est de celle de Bagnères, de Cieutat au centre de la même carte et de Ger sur les feuilles Lourdes et Morlaas, à l'Ouest.

Cette formation est constituée par des argiles sableuses, jaune-orangé à gris clair, parfois bariolées (son prolongement en Bas-Armagnac a reçu le nom de glaises bigarrées). Dans cette matrice non calcaire sont emballés des blocs importants, des galets et des graviers de toute taille dont la nature est principalement siliceuse (quartz, lydienes, grès ferrugineux). Le façonnement des éléments est très grossier vers le Sud et leur classement est mauvais. Mais tout cela s'améliore au fur et à mesure que l'on s'approche du Nord de la feuille. Alors apparaissent des lentilles de sable et de sable à graviers, parfois un peu consolidées, avec des galets assez bien roulés et classés. Mais ces niveaux n'ont pas de continuité et se distinguent ainsi, à première

* Selon un dispositif de discordance progressive « en éventail », lié au jeu du chevauchement frontal nord-pyrénéen.

** Récemment (M.L. Hourdebaigt, 1988), une malacofaune dont les éléments se répartissent stratigraphiquement du Lutétien au Bartonien, a été découverte au Sud-Ouest de Pau dans des marnes de la formation des Poudingues de Jurançon. Ceci conduit évidemment à une révision de l'âge de cette formation qui doit revenir dans la grande série du Poudingue de Palassou.

vue, des lits plus réguliers et plus étendus de la formation molassique. L'altération qui a suivi la mise en place est très poussée. Les galets de roches éruptives sont entièrement décomposés. Les éléments de grès-quartzites phylliteux, sont eux aussi, complètement transformés : la roche initiale s'est muée en un grès ferrugineux de couleur rouille ou rouge. D'une façon générale cette formation a très peu de tenue sur les pentes. Glissements de terrain et épais éboulis rendent l'observation difficile et provoquent de nombreux déboires sur les routes et les ouvrages d'art. Les terrains remaniés ont coulé d'autre part sur des éboulis nés de la décomposition du Miocène molassique et se sont mélangés à eux. Il est en conséquence impossible de cartographier de façon précise les limites d'étage et de connaître la surface de base des dépôts ponto-pliocènes.

Au Sud du village d'Orignac, une exploitation de lignites, actuellement abandonnée (nivelée puis plantée d'arbres) a donné vers 1860, quelques fossiles : *Tetralophodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros schleiermachi*, *Chalicotherium goldfussi*, *Tapirus priscus*, *Hipparion gracile*, *Dorcatherium crassum*, *Cervus dicranoceros*, *Gazella deperdita*, *Idarctos arctoides*, *Steneofiber jaegeri*. Cette faune qui pourrait appartenir au Vallésien, sans doute inférieur, date les débuts du dépôt. La présence dominante de *Taxodioxylon taxodii* donne une idée sur les forêts pyrénéennes de cette époque.*

A la surface du plateau de Cieutat, les argiles à galets affleurent en position dominante largement aplanie. Malgré la dissection opérée tout autour par les affluents de l'Arros, il est aisé de reconstituer visuellement la surface enveloppante du cône de déjection. Par contre, sur le plateau de Lannemezan dont elle constitue le soubassement, la formation ponto-pliocène affleure sous l'aspect de larges échines qui s'ennoient latéralement sous les alluvions de la formation supérieure de Lannemezan.

Quaternaire

Formations glaciaires et formations associées

G_{xa}. Moraines de la phase d'extension maximum des glaciers de la vallée du gave de Pau et de la vallée de Lesponne. Lors de la crue maximale du glacier de la vallée du gave de Pau**, un lobe secondaire a occupé la vallée de Lézignan jusqu'à Arcizac-ez-Angles. La limite atteinte est signalée par une formation erratique de gros blocs non altérés, souvent des granites, qui recouvre les reliefs au Nord de Bourréac.

En amont, une digitation du glacier s'est avancée par Juncalas au-delà de Gazost et d'Ourdis et jusqu'au col de Lingous d'où ses eaux de fonte ont

* Une couche à lignite récemment mise à jour près de Capvern (D. Bugnicourt *et al.*, 1988) est essentiellement composée de bois de *Taxodioxylon gypsaceum*, espèce voisine du *Sequoia sempervirens*. Elle a fourni des spores et des pollens diversifiés indiquant un âge miocène supérieur et un climat « plus chaud et plus humide que le climat actuel avec présence d'éléments subtropicaux ».

** Sur l'existence d'une ou de plusieurs périodes glaciaires dans les Pyrénées pendant le Quaternaire, voir F. Taillefer (1964).

façonné l'étroite vallée de l'Echez ; la glace a débordé la crête Tucoulet-Massey dont le versant nord est parsemé de blocs de granite.

Dans le même temps, le glacier de la vallée de Lesponne a atteint le hameau de Graoué au Sud-Ouest de Baudéan ; des blocs erratiques de granite et de migmatites sont disséminés au sommet de la rive gauche raide, tandis qu'une moraine à gros blocs est conservée sur la rive droite.

Gxb. Moraines de stationnement et de retrait du stade d'extension maximum du glacier de la vallée du gave de Pau. Après une décrue rapide, le glacier de la vallée du gave de Pau a stationné dans la vallée de Lézignan. La marge glaciaire qui bordait encore les collines, a construit la moraine à gros blocs de granite de Bourréac. Puis, de part et d'autre de la langue de glace fortement amaigrie qui n'occupait plus que le centre de la vallée, les courants torrentiels proglaciaires ont déposé et remanié des matériaux empruntés aux moraines et au substratum ; ce sont les argiles, sables et galets à stratifications obliques, plus ou moins imbriqués avec des pans de moraine à gros blocs, conservés au Nord de Lézignan.

Dans le secteur de Juncalas, les digitations de la difffluence glaciaire en stationnement ont édifié au travers des vallées du Nès et du Louey des vallums à convexité tournée vers l'amont. La phase de retrait rapide qui a suivi a laissé des moraines extrêmement remaniées par les courants proglaciaires qui se dirigeaient vers le col des Lingous et dont certains chenaux sont bien conservés à l'Ouest de Cheust.

GFLx. Alluvions fluvio-lacustres de l'obturation latérale de Gazost : graviers, sables, argiles. Des plaines d'obturation se sont constituées en amont du vallum morainique de Gazost et, dans une moindre mesure, de celui d'Ourdis. Au Sud de Gazost, les alluvions fluvio-lacustres qu'entaille le Nès ont 70 à 80 m d'épaisseur : argiles bleues et sables avec intercalations de lits de galets de taille centimétrique, sous un matériel superficiel grossier provenant directement des flancs de la vallée.

GFLy. Alluvions fluvio-lacustres de l'obturation latérale de Juncalas : graviers, sables, argiles. Au moment où la digitation du glacier en voie de régression rapide, barrait la vallée en aval, il s'est produit un bref épisode lacustre aux environs de Juncalas ; la sablière située en rive gauche de l'Oussère montre des lits alternés de sable et de cailloutis inclinés de 30° vers l'Est, typiques des dépôts de cônes sous-lacustres. Les éléments parmi lesquels on rencontre surtout des granites et des schistes, mais aussi des calcaires et des brèches, proviennent soit du démantèlement des guirlandes morainiques du maximum perchées au-dessus de Ousté (feuille Lourdes), soit du flanc de la vallée soumis à l'érosion torrentielle. D'autres épisodes de même nature ont fort bien pu exister à d'autres niveaux.

Formations fluviales

Fu. Alluvions de la formation supérieure de Lannemezan : argile rubéfiée et galets siliceux. Alluvions anciennes de la rive gauche de l'Adour. Il s'agit du plus ancien épandage alluvial des temps quaternaires (Donau ?). Son style sédimentaire (M. Icole, 1969) diffère de celui des séries fluviales

tertiaires. Le matériau est très hétérométrique et la disposition d'ensemble apparaît très désordonnée. Ces caractères sont particulièrement nets près de la racine du plateau de Lannemezan, au niveau du pédoncule qui le rattache à la montagne (limites est de la feuille Bagnères et ouest de celle de Montréjeau). Là, les blocs de quartzite dépassant le mètre cube et emballés dans la matrice argilo-sableuse à galets et graviers, sont nombreux. Quand on s'avance vers l'aval, en s'éloignant de la montagne, un certain grano-classement devient perceptible. Le calibre des éléments les plus forts diminue ; ils demeurent supérieurs ou égaux à la taille des galets des séries mio-pliocènes immédiatement sous-jacentes.

Ces alluvions recouvrent le pédoncule du plateau au débouché de la vallée montagnarde de la Neste. Vers le Nord, elles s'étalent en remblayant de larges chenaux qui partent en éventail avec une prédilection très nette pour le NNE et le NE (feuille Montréjeau). Localement, sur cette partie orientale du plateau, la formation paraît se subdiviser en épandages successifs et suffisamment décalés dans le temps pour qu'ils soient en position emboîtée les uns par rapport aux autres. La puissance totale de la nappe est de 15 à 20 m.

Cette formation est caractérisée par une altération post-sédimentaire moins forte que celle qui s'est imprimée au sommet du Ponto-Pliocène, mais plus marquée que dans les nappes alluviales placées en contrebas. L'altération développée depuis la mise en place du matériau est responsable, entre autres phénomènes, du développement d'une croûte de grès ferrugineux rouille ou rouge, de 2 à 3 centimètres d'épaisseur, à la périphérie des galets de grès quartzites phylliteux. Toutes les roches éruptives sont décomposées ; les anciens galets se reconnaissent sur les fronts des coupes grâce à la conservation du fantôme de leur forme.

A ces alluvions anciennes se rattachent probablement les dépôts de la rive gauche de l'Adour entre Baudéan et Bagnères : blocs de la dimension du mètre cube ou plus, de quartzite et de pegmatite, galets altérés de granitoïdes et de schistes à andalousite, dans une matrice argilo-sableuse.

Peuvent aussi être considérés comme des témoins de cet épandage ancien les blocs de quartzites accumulés au Nord-Est de la cote 636 près de Gerde, ceux qui parsèment la pente aux Barrans et ceux qui ont été signalés au-dessus de Montgaillard et de Vielle-Adour et à la surface du plateau de Cieutat-Orignac.

F_{w1}. Terrasse de Montgaillard : galets et graviers altérés. Sur la rive gauche de l'Adour, la terrasse de Montgaillard domine de 10 à 15 m les alluvions du maximum glaciaire (F_{x1}). Les galets plats de schistes à andalousite altérés sont nettement plus nombreux que les éléments granitiques de 10 à 30 cm de long et entièrement friables. La gangue est argileuse, rougeâtre et peu abondante.

F_{w2}. Haute terrasse de l'Arrêt-Darré : galets siliceux altérés et limons. L'importante terrasse qui domine depuis un talus de 20 à 25 m les basses alluvions de l'Arrêt-Darré et de son affluent le Lassarenc, est constituée d'éléments caillouteux, tous très altérés, emballés dans une gangue argileuse de teinte ocre. Les sols sont du type boulbène à grep.

FCx. Terrasse de la vallée de l'Aube : cailloutis siliceux. A l'Est de Bénac, le large palier faiblement incliné au Nord-Est vers le lit de l'Aube correspond à une nappe peu épaisse de cailloutis siliceux variés qui semblent provenir des argiles à galets des hauteurs de Layrisse et de Visker. Cette terrasse se distingue donc de celle d'Ossun pourtant située à la même altitude ; elle s'est constituée dans une zone abritée de l'afflux des alluvions Fx.

Fx1. Terrasses de l'aéroport d'Ossun et de Baudéan-Bagnères-Horgues : galets, graviers et sables. Ces terrasses qui se raccordent en amont respectivement aux vallums morainiques d'Adé et de Ste-Marie-de-Campan (feuilles Lourdes et Campan) ont été construites pendant la phase de progression du glacier du maximum glaciaire quand les eaux très chargées en matériaux envahirent les vallées d'Adé et de l'Adour.

Leurs compositions diffèrent quelque peu en fonction de la constitution géologique des bassins d'alimentations des glaciers du gave de Pau et de l'Adour ; la terrasse d'Ossun contient plus de galets de granite (50 %) et de quartzite (40 %) que celle de Baudéan-Bagnères-Horgues (37 % et 5 %) qui est riche par contre en galets de schistes à andalousite (d'après les spectres pétrographiques réalisés par H. Alimen (1964), à la carrière de Juillan et entre Pouzac et Soues). Les calcaires sont rares. La taille de ces éléments varie de quelques centimètres à 30 cm. La matrice, graveleuse, montre les mêmes composants.

De nombreux galets de granite sont altérés, certains étant totalement friables ; cette altération semble plus poussée vers la surface de la terrasse où elle affecte la moitié environ des éléments.

La terrasse d'Ossun est exploitée sur une épaisseur de 20 à 30 m à l'Ouest de Juillan, (l'épaisseur totale serait d'au moins 40 m à l'aéroport d'Ossun d'après F. Taillefer). Sur le front de la carrière on observe de nombreux chenaux torrentiels superposés dont les galets plats ont une inclinaison qui indique un écoulement depuis le Sud-Ouest, et des chenaux sableux qui dénotent des phases de ralentissement du courant. Vers le sommet les dépôts deviennent moins torrentiels avec des lits plus réguliers en même temps que décroît le calibre des matériaux (P. Barrère, 1969). La partie terminale est constituée par un limon jaune à brun où s'individualisent un ou plusieurs sols. Les limons et cailloutis supérieurs montrent des dispositions en poches et colonnes qui ainsi que les nombreux galets éclatés et fissurés, indiquent un climat froid.

Fx2. Hautes terrasses de l'Arrêt, de l'Arros et de la Baïse : galets siliceux et limons. Un niveau de terrasse élevé de 20 à 25 mètres au-dessus de l'étiage se développe sur les deux côtés de la vallée de l'Arros, autour de Tournay, d'Ozon et de Lanespède. Les cordons caillouteux peu épais et discontinus proviennent des éléments arrachés aux séries plus anciennes érodées (m_3-p et Fu). Ils supportent un sol de type boubène avec localement des horizons indurés par accumulation d'oxyde de fer noir, épigénisant d'anciens agrégats terreux plus ou moins cimentés entre eux (grep).

Fy1. Terrasse de Lézignan-Orincles-Juillan, terrasse de Hiis : galets, graviers, sables. La terrasse Lézignan-Orincles-Juillan a résulté, lors des périodes

des de fonte qui ont suivi les stades de stationnement du glacier entre Lourdes et Argelès-Gazost, du déblaiement, de l'entaille et du remaniement de la nappe alluviale d'Ossun dans laquelle elle s'emboîte en aval, par les eaux qui empruntaient la vallée de Lézignan et le sillon Juncal-as-Arcizac.

En même temps l'Adour a entaillé et remanié la terrasse de Bagnères entre Montgaillard et Salles-Adour (terrasse de Hiis), mais moins vigoureusement car les glaciers de sa haute vallée étaient bien moins importants. Ainsi le lit de l'Adour est-il plus élevé (d'une trentaine de mètres) que celui de l'Echez sur le parallèle de Horgues.

Ces alluvions ont donc des compositions voisines de celles des dépôts précédents : galets de granite et de schistes à andalousite, mais plus frais, et de quartzite. Il n'y a pas d'éléments calcaires. Les sols, bruns, sont limoneux.

Fy2. Alluvions des basses terrasses des rivières : galets siliceux et limons. Plus largement étendues sur la rive gauche de l'Arros que sur la droite et dominant de 8 à 15 mètres l'étiage, ces alluvions se composent de cordons caillouteux recouverts par des colluvions argilo-sableuses, non calcaires. Les sols lessivés et dégradés présentent parfois le type boubène. L'horizon de concentration des oxydes de fer (grop) est en général assez discret.

Fz. Alluvions récentes : galets, graviers, sables et limons. Les crues subactuelles de l'Adour ont repris les alluvions antérieures et les ont redéposées dans les élargissements de la vallée où la pente est plus faible, par exemple entre Trébons et Montgaillard : nappes de galets et de sables limoneux en surface, irrégulièrement superposées par un lit majeur divagant. Dans les secteurs à pente forte (Pouzac-Montgaillard) l'Adour s'enfoncé, esquissant localement des gorges de raccordement.

Dans les vallées de l'Echez et de l'Oussouet, à débit faible et à profil moins accentué, se sont déposés des galets de petite taille et des limons.

A la surface de la terrasse de Horgues des reprises d'écoulement se sont produites entre les cônes très surbaissés de cet épandage, y concentrant les éléments fins, sables et limons.

L'Arros et ses affluents développent leurs méandres sur une basse plaine dont l'altitude est bien inférieure à celle de l'Adour, remblayée (3 à 5 m) par un ensemble de limons et de sables fins, non calcaires, avec des galets siliceux, dont l'évolution pédologique est peu caractérisée.

Cône de déjection. Un cône surbaissé construit au déboucher du ruisseau d'Asté, en rive droite de l'Adour, est postérieur à la terrasse de Baudéan-Bagnères. D'autres cônes se sont constitués en aval des petits ravins à forte pente creusés dans les roches résistantes (Paléozoïque, Trias métamorphique, migmatites) des deux versants de cette vallée.

Formations de versants

Solifluxion. Les mouvements de terrains vers le bas des versants sont fréquents dans les nappes alluviales anciennes et dans les colluvions qui en sont issues. Glissements et coulées boueuses peuvent ainsi perturber des surfaces importantes, de plusieurs dizaines ou plusieurs centaines d'hectares comme, par exemple, à Artiguemy. Ils sont dus à l'épaisseur importante de la formation, à son manque de cohésion, à sa plasticité, à la saturation en eau et à l'imperméabilité du substratum.

C_m. Colluvions caillouteuses et éboulis issus des formations miocènes molassiques et ponto-pliocènes et des alluvions anciennes. Sous cette rubrique a été classé tout un complexe de colluvions et d'alluvions anciennes souvent remaniées et difficile à séparer. Ce sont des éboulis issus des formations anciennes argileuses ou marneuses et aussi les témoins d'anciens niveaux alluviaux, recouverts et brassés par ces glissements. Sous cette chappe assez uniforme, il est souvent difficile de préciser l'identité des formations sous-jacentes. Reprises et déplacées plusieurs fois, ces colluvions sont très altérées : argiles entièrement décalcifiées, fines, sableuses, souvent micacées, colorées d'ocre orangé, surtout en profondeur, avec des galets quartzeux corrodés et irrégulièrement répartis. Les sols sont généralement des sols bruns, plus ou moins lessivés.

C. Colluvions argileuses des fonds de vallons et des pieds de versants du pays des flyschs crétacés. Le fond des nombreux vallons entaillés dans les formations flyschôides crétacées, est très souvent colmaté par des accumulations de fragments anguleux en général de petite taille, de marnes altérées et de cailloutis variés issus de brèches sédimentaires, le tout noyé dans une gangue argilo-limoneuse ocre-jaune à brune. Ces accumulations sont plus ou moins remaniées par les faibles écoulements locaux.

En pied de versant, ces colluvions constituent fréquemment un glacis raccordant le versant à la terrasse alluviale, par exemple dans la vallée du Luz, dans celle de Paréac, et, non cartographiable à l'échelle de la carte, dans la vallée de l'Echez, en amont de Bénac.

La solifluxion a aussi joué un rôle dans la constitution du glacis d'Esparros où l'on observe des galets vraisemblablement issus de la formation de Lannemezan.

GP_{xy}. Grèzes litées contemporaines de la période glaciaire. Accumulation au pied du versant ouest du pic d'Asté, de débris calcaires anguleux de dimensions centimétriques résultant d'une intense gélifraction en ambiance périglaciaire. Ces dépôts, dont l'épaisseur peut atteindre 10 m ou plus, sont lités et se répartissent en deux générations superposées correspondant aux deux phases glaciaires. A la base du versant, ils recouvrent les alluvions torrentielles de la terrasse Fx.

E. Éboulis non fixés actuels ou très récents. Placages peu importants sur les versants des montagnes de moyenne altitude de la bordure méridionale de la feuille, en particulier au pied des escarpements calcaires.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

STRUCTURE DE LA HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE

Dans l'angle sud-ouest de la feuille, les terrains paléozoïques appartenant à la haute chaîne dessinent des structures synclinales et anticlinales, de direction générale N 130°E et déversées vers le Nord. Ils disparaissent au Nord sous les terrains mésozoïques redressés, avec lesquels ils sont en contact par faille. L'essentiel de leur structuration relève du cycle hercynien.

Dans le détail, on constate que plusieurs déformations se sont succédées. La première se traduit sur les affleurements par une schistosité de flux (S1) bien exprimée, le plus souvent parallèle à la stratification (S0) qu'elle oblitère, caractérisant des plis isoclinaux à charnières rarement visibles. A cette phase correspondraient les grands plis déversés vers le Nord (synclinal de Serras, anticlinal du Couret, replis des calcaires dans le bois de Lapart) et des petits plis isoclinaux fréquents dans les calcaires.

La deuxième a développé une schistosité (S2) bien exprimée, partout présente, pénétrative, recoupant S0S1, et plan axial de plis symétriques ou dissymétriques, droits ou déversés, de largeur (demi-longueur d'onde) décimétrique à plurimétrique dans les calcaires et millimétrique à décimétrique dans les sédiments argileux, et dont les axes plongent en majorité vers le Sud-Ouest. Dans les schistes, où S0S1 est parfois soulignée par de fins lits clairs gréseux, S2 se traduit par une linéation de crénelation.

Une troisième phase a été observée à Seras et au Couret ; elle s'exprime par des plis en chevrons centimétriques à décimétriques, d'axes sensiblement parallèles aux axes des plis de la deuxième déformation.

Des failles directionnelles d'extension kilométrique ont été reconnues sur le versant Gazost ; celle du bois de Lapart, à jeu apparemment inverse, se prolonge vraisemblablement vers le Sud-Est, au-dessus de la barre calcaire supérieure de Coumarède qui pourrait constituer une charnière anticlinale (Gatinot, 1977). On ne sait pas encore si elles ont joué (ou rejoué) durant la tectogenèse pyrénéenne.

Enfin il existe de nombreux décrochements sénestres d'orientation N 20° à N 50° E transverse par rapport à la direction d'allongement des grandes structures ; ils définissent des petits compartiments qui ont tourné dans le sens dextre. Ces cassures qui affectent aussi les calcaires cénomaniens, sont probablement pyrénéennes.

Métamorphisme et déformation dans les terrains paléozoïques.

La première phase de déformation évoquée précédemment, correspond à l'épisode de métamorphisme principal des terrains paléozoïques. En effet, les minéraux néoformés sont disposés parallèlement aux plans de la schistosité S1 et sont souvent réorientés et déformés par la schistosité S2. Il s'agit, dans les calcaires de muscovite seule ou d'illite et de chlorite, dans les sédiments argileux d'illite et de chlorite associées au quartz, à l'albite et à l'épi-

dote. Ce métamorphisme général, très peu poussé, correspond au début de l'épizone ou encore à la partie inférieure du faciès « schistes verts ».

La deuxième phase de déformation est probablement contemporaine de la formation de chloritoïde, car les lamelles de ce minéral tendent parfois à se rassembler dans les plans de la schistosité S2.

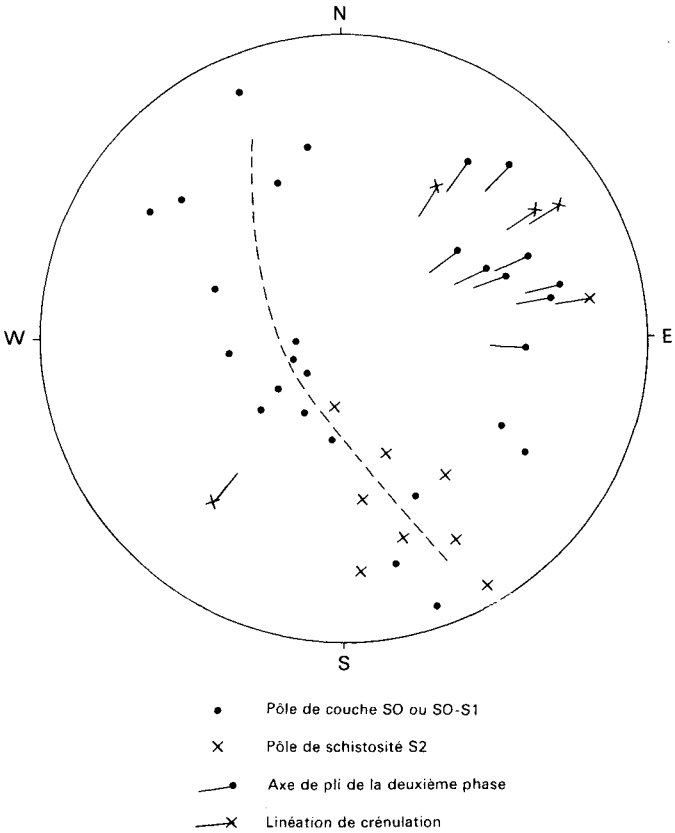


Fig. 3 - Stéréogramme des éléments structuraux des terrains paléozoïques dans le secteur de Coumarède (d'après Gatintot F., 1977). Canevas de Wulff, hémisphère supérieur

Écailles bordières de la haute chaîne primaire.

Ces écailles correspondent à la couverture mésozoïque du bord septentrional de la haute chaîne qui est actuellement pincée entre le Primaire et la zone nord-pyrénéenne, dans l'angle sud-ouest de la feuille. Du Sud vers le

Nord et entre 2 accidents, on y reconnaît 3 séries tecto-sédimentaires : d'abord, des témoins discontinus de Trias détritique, d'ophite et de Jurassique inférieur et moyen carbonaté (Sud de Germ, col de Couret) ; ensuite, au-dessus d'une discordance, les calcaires cénomaniens des Échelles de Pilate auxquels succède progressivement le flysch marneux turono-coniacien de la plaine d'Esquiou ; enfin le flysch bréchiq ue santono-campanien de Soulagnets. Ces terrains constituent un monoclin al, complexe et subvertical, fortement penté au Nord, dont les couches subissent un changement de direction voisin de celui de la faille nord-pyrénéenne qui les chevauche (arc de N 80° E à N 120° E). Une faille longitudinale sensiblement EW qui est jalonnée d'ophite à son extrémité orientale (Médiavilla, 1978), sépare le flysch bréchiq ue du flysch marneux qui est 5 à 6 fois moins épais à l'Ouest qu'à l'Est ; elle coïncide vraisemblablement avec un ravinement majeur lié à l'activité synsédimentaire de la faille de Bigorre. Une schistosité de flux est responsable des schistes ardoisiers, anchi ou épimétamorphiques (Sagon et Azambre, 1986), du Néocrétacé dans lequel elle se développe régionalement en restant le plus souvent subparallèle à la stratification ou un peu plus pentée qu'elle ; elle est plan axial de plis mineurs à axe peu penté dans le flysch schisteux au Sud de Soulagnets et dans celui bréchiq ue, des pentes occidentales du Castelmouly, à proximité de la faille nord-pyrénéenne. Cette première schistosité synmétamorphique des flyschs néocrétacés est au moins post-santonienne ; elle est donc plus récente que la première schistosité du Flysch ardoisier et de son substratum (Debroas *et al.*, 1978) récemment datée de 87 Ma. (Coniacien) grâce aux minéraux du métamorphisme pyrénéen qui l'accompagne (Montigny *et al.*, 1986).

STRUCTURE DE LA ZONE NORD-PYRÉNÉENNE

Faille nord-pyrénéenne et faille de Bigorre.

La *faille nord-pyrénéenne* qui tronque les flyschs néocrétacés métamorphiques de la plaine d'Esquiou et de Soulagnets, entre Beaudéan et Gazost, apparaît comme une faille inverse très redressée, à vergence méridionale. Elle est constituée par 2 segments d'orientation distincte ; le premier, N 120° E à EW, étant interrompu par le second, N 80° E, qui se poursuit vers l'Est à travers la zone nord-pyrénéenne. La *faille de Bigorre* correspond à ce dernier segment qui traverse le bord sud de la feuille d'Ouest en Est, de Gazost au col de Coupe, en passant au Sud du Trias métamorphique de Bagnères et du Primaire du massif de Lalizau ; dans la zone nord-pyrénéenne elle sépare les chaînons calcaires jura-crétacés méridionaux du flysch mésocrétacé septentrional.

La zone des chaînons calcaires.

Ces chaînons désignent les reliefs complexes qui sont entaillés dans les diverses formations carbonatées, jurassiques et éocrétacées, comprises entre la faille de Bigorre et la faille nord-pyrénéenne. Ils représentent la bordure septentrionale des massifs calcaires morphologiquement et structuralement indépendants qui se développent plus au Sud, sur la feuille Campan. On constate cependant que tous s'allongent parallèlement à la faille nord-pyrénéenne en admettant une schistosité longitudinale subverticale et

qu'ils s'échelonnent d'Ouest en Est le long de la faille de Bigorre à laquelle le plus oriental d'entre eux, devient parallèle ; cette disposition s'accorde avec un décrochement senestre convergent sur la faille de Bigorre et le jeu inverse de la faille nord-pyrénéenne.

A l'Ouest de l'Adour, le **chaînon du Monné** correspond à un synclinal synschisteux très redressé mais déversé au Sud-Ouest et actuellement sigmoïde. Son axe peu penté, souligné par l'Albo-Aptien, se parallélise avec la faille de l'Adour qui tronque son flanc oriental. Son autre flanc, très développé, est constitué de Jurassique, il plonge fortement au Nord et s'accompagne de plis d'entraînement décimétriques (Lias de la Tapère) ; vers l'Ouest il devient parallèle à la faille de Bigorre. L'ensemble dessine un large repli à axe vertical : la *virgation du Monné*, visiblement liée au jeu dextre tardif de la faille de l'Adour. Le synclinal ainsi déformé constitue l'extrémité occidentale du *synclinal de Campan* qui apparaît très localement sur la rive droite de l'Adour au Sud-Est de Beaudéan.

Entre l'Adour et le ruisseau d'Oubac, dans l'alignement des deux segments parallèles de la faille de l'Adour, le **chaînon du Pic d'Asté** montre une série jurassique affectée de 3 plis parallèles, N 130° E, déversés au Sud-Ouest qui sont du Sud vers le Nord : l'*anticlinal d'Oubac* à cœur de Lias, le *synclinal d'Asté* à cœur de Kimmeridgien et l'*anticlinal de Saüs* à cœur liasique (A. Bouvier, 1968).

Plus à l'Est, le **chaînon du Lhéris** qui culmine sur la feuille Campan, intéresse toute la série mésozoïque anté-flysch, il s'agit d'un monoclin N 110° E subvertical à polarité normale vers le Nord qui est localement affecté de décrochements dextres, verticaux et subméridiens, d'amplitude hectométrique ; avec la S1 qui l'affecte, son extrémité ouest s'infléchit vers le Nord au niveau de la *virgation du bois de Tournarris*. Des structures mineures accompagnent ce monoclin, il s'agit soit de plis longitudinaux à axe subhorizontal, soit de plis à axe vertical et de crochons liés à des fractures subméridiennes dextres (J. Delfaud, 1967).

Enfin, à l'Est, le **chaînon du Pic d'Arneille** qui culmine lui aussi sur la feuille Campan, ne concerne plus que le complexe carbonaté albo-aptien ; il apparaît également comme un *monoclin* schistose et subvertical de polarité incertaine qui plonge au Sud. Ces 2 derniers chaînons sont séparés par une faille verticale jalonnée à l'Ouest par les brèches albiennes de l'écaille de Bernadaus-Cap det Taillat et à l'Est, sur la feuille Campan, par la barre des calcaires barrémiens du col de Couret (Delfaud, 1967) chevauchante vers le Nord.

La zone du flysch.

La faille de l'Adour partage cette zone en deux domaines où l'organisation lithostratigraphique et la structure du Flysch Noir sont distinctes et les effets du métamorphisme ou du magmatisme inégalement développés.

La faille de l'Adour. Il s'agit d'une zone de failles, dextre, verticale et de même direction, N 160° E, que la vallée de l'Adour où elle se manifeste sur une dizaine de kilomètres de part et d'autre de Bagnères. Deux failles princi-

pales parallèles la constituent. Vers le Sud, elles décrochent, avec une amplitude kilométrique, la faille de Bigorre au niveau de son inflexion vers le Nord puis elles s'amortissent dans les chaînons calcaires où elles paraissent responsables des replis en échelon du Pic d'Asté et des virgations du Monné et du Bois de Tournarris. Dans la zone du flysch, d'Asté à Pouzac, elles séparent le Trias très métamorphique de Bagnères et les petits *massifs primaires de Lalizau et de Gerde ou cristallophylliens de Bagnères, de Pouzac et d'Ordizan* qui s'allongent suivant la même direction. Vers le Nord où elle se confond plus ou moins avec le chevauchement frontal nord-pyrénéen, elle s'amortit dans les flyschs néocrétaqués et le tertiaire marin de la zone sous-pyrénéenne comme l'indiquent les couches éocènes qui dans son prolongement ne subissent qu'un changement de direction modéré vers le Nord, essentiellement imputable au chevauchement (isobathes de la base du Tertiaire continental peu ou pas décalées).

A l'Est de l'Adour. Les principales unités structurales des Baronnies s'organisent de part et d'autre de la *faille d'Avezac*, une ancienne faille normale synsédimentaire de l'albien, qui apparaît actuellement comme une zone de cisaillement convergent senestre, de direction N 65° E ; elle est constituée de plusieurs décrochements hectométriques senestres, orientés N 40° E et en échelon à droite, et, d'Espèche à Avezac, elle est jalonnée par des écailles chevauchantes vers le Nord de calcaires marmoréens albo-aptiens localement associés à des lherzolites serpentinisées (Monchoux, 1970).

A l'Ouest de cette faille (fig. 4 A'A et B'B), les *chevauchements d'Asque et d'Espèche* (C2 et C1) correspondent à des failles inverses subverticales, N 120° E et à vergence sud-occidentale. Ils ne sont reconnus qu'au Sud des calcaires albo-aptiens d'Asque et d'Espèche, mais ils se prolongent nécessairement vers le Nord-Ouest au sein d'une série monoclinale de Flysch ardoisier ascendante vers le Nord et dont l'épaisseur ainsi redoublée atteint 8 000 m. Du Sud vers le Nord, ils séparent :

— le *monoclinal de Marsas* (III) dont le flysch, limité au Sud par la faille de Bigorre, est encadré à l'Ouest par les schistes primaires de Gerde et à l'Est par les calcschistes albo-aptiens de Banios ;

— le *monoclinal de Lies* (II) où le flysch surmonte le complexe albo-aptien en légère discordance angulaire ;

— le vaste *synclinal de Bourg-de-Bigorre* (I) déversé au Nord-Est et dont le flanc sud subit une ample virgation avec des couches N 130° E au contact des migmatites de Castillon, N 90° E au Nord d'Espèche et N 70° E au-delà. Dans la vallée de l'Arros, les calcaires albo-aptiens associés au chevauchement d'Espèche apparaissent au cœur d'un *anticlinal d'Espèche* (I') dépourvu de flanc sud avec un axe qui plonge faiblement vers l'Ouest et un flanc nord confondu avec le flanc sud du synclinal de Bourg.

A l'Est de la faille d'Avezac (fig. 4 B'B et C'C), le *chevauchement de Bulan-col de Coupe* (C3) est subvertical et à vergence méridionale comme les précédents. Il ramène sur le toit du Flysch ardoisier peu métamorphique du *monoclinal de Laborde* (V) la base des marbres albo-aptiens à scapolites et biotites qui apparaissent dans l'*anticlinal de Bulan* et dans le *repli en genou du col de Coupe* (IV' et IV'') ; ces deux structures sont séparées par la *paléofaille du Castet d'Esparros*. Vers le Nord, le flysch du *synclinal de Prat* (IV)

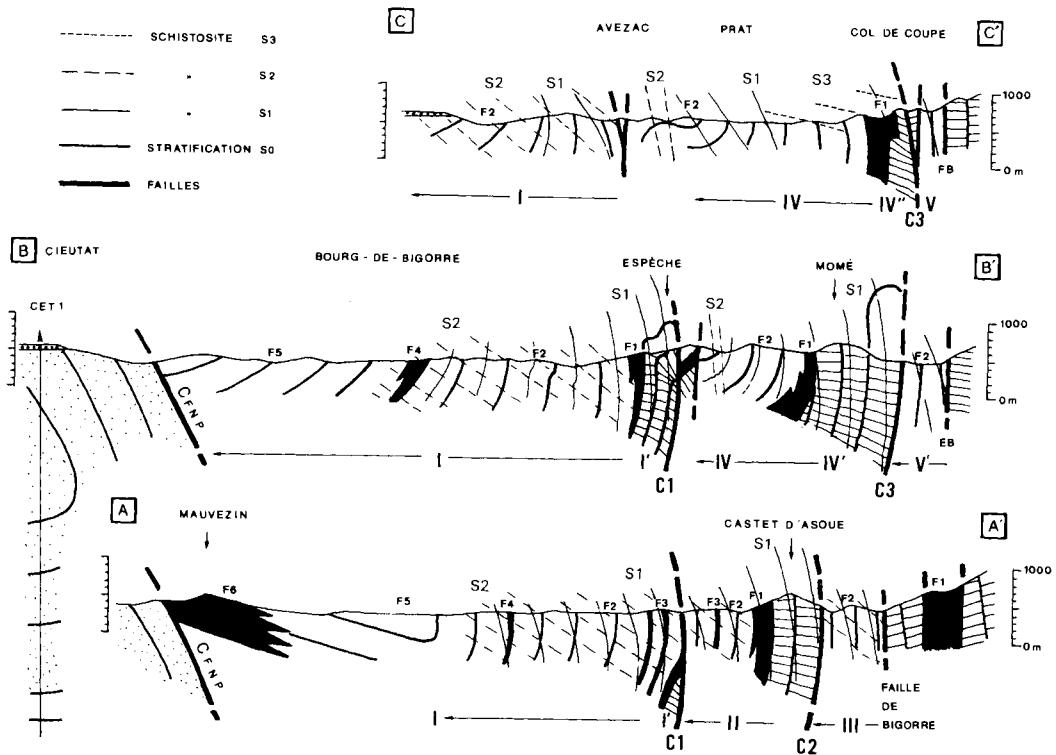


Fig. 4 - Unités structurales des Baronnies

recouvre les marbres par l'intermédiaire d'une discordance d'angle faible et il fossilise la faille du Castet d'Esparros. Ce synclinal est déversé au Nord et il possède un flanc sud très développé, redressé, normal à renversé qui subit une virgation semblable à celle du synclinal de Bourg ; vers l'Est il se prolonge sur la feuille voisine de Montréjeau avec la même direction SW-NE.

Au Sud-Est des Baronnies, immédiatement à l'Est du col de Coupe, une faille parallèle à celle d'Avezac, également subverticale mais à vergence au Sud-Est, ramène les marbres du col de Coupe sur le sommet d'une nouvelle série de flysch ; cette série appartient à l'extrémité sud-ouest d'une unité de Mazouau, monoclinale, qui se développe en direction du Nord-Est sur la feuille Montréjeau où, de Lortet à Montoussé, elle est chevauchée, le long de la faille de Saint-Arroman, par des marbres à scapolites qui prolongent ceux du col de Coupe.

Au Nord-Est des Baronnies, les rares affleurements de Flysch Noir des environs de Capvern sont séparés du synclinal de Bourg par la *faille de Mauvezin* ; elle prolonge à l'Ouest la *faille de la Neste* surtout connue par son activité néotectonique à l'origine du détournement de la Neste d'Aure vers l'Est (Delfaud et Marocco, 1983), et qui, de plus, coïncide avec la limite entre le Flysch Noir du fossé des Baronnies, très épais et superposé à de l'Albo-Aptien, et celui de la ride de Lannemezan moins épais, supporté par du Trias (Chevalier *et al.*, 1972) ou du Primaire (forage de Clarac, sur la feuille Montréjeau) et recouvert par le Flysch Gris cénomano-turonien.

A l'Ouest de l'Adour. Les diverses unités structurales, de géométrie souvent plus complexe que les précédentes, se répartissent dans 2 domaines stratigraphiquement et tectoniquement distincts, séparés par la *faille Bagnères-Lourdes* (Médiavilla, 1978 ; Debros *et al.*, 1978). Il s'agit d'une faille majeure de direction N 110° E qui est jalonnée localement par d'étroites écailles allongées dans la même direction et constituées :

- au Nord du Bédât, par des migmatites, du Trias et du Jurassique ;
- près d'Arayou-Lahitte, par du Paléozoïque, du Trias, du Jurassique et de l'Albo-Aptien.

Au Sud de cette faille, les Schistes de Lourdes appartiennent à 2 entités principales inégalement réparties de part et d'autre de la *faille de Cotdoussan* ; cet accident N 80° E, est redressé et il est jalonné, à l'Est, par les calcaires aptiens de Labassère à la Croix de Manse et, à l'Ouest, par les ophites de Cotdoussan et les calcaires aptiens (associés à leur substratum jurassique) du Pic de la Clique qui indiquent sa vergence au Sud. L'étroite *lanière de Ourdis-Cot de Ger*, méridionale, s'étire parallèlement à cet accident et à la faille de Bigorre qui la limite au Sud ; ses couches, généralement très redressées et ascendantes vers le Nord, sont verticales et longitudinales à son extrémité occidentale alors qu'ailleurs elles sont fortement pentées au Nord et nettement obliques. *L'ensemble complexe d'Arrodets*, septentrional, de forme générale triangulaire, regroupe plusieurs structures localement distinctes mais délicates à séparer avec précision, par manque de repères fiables au sein du flysch. On peut toutefois considérer cet ensemble comme un vaste repli en genou et en Z, il montre :

- dans son axe SW-NE, les *synclinaux de Juncalas* (sans doute faillé) et de *Neuilh* qui s'alignent et plongent moyennement vers le NE ;

— sur son bord nord-occidental, les *anticlinaux de Justous et de Sère* également alignés mais à fort plongement vers le NE, à cœur de calcaires albo-aptiens et qui sont séparés par la *faille inverse de Sère-Lanso* à vergence sud-occidentale ;

— sur son bord sud-oriental, le *monoclinal du Pic de la Clique* subvertical et voisin de N 80° E, puis la *faille inverse de Labassère*, subverticale et à vergence sud-occidentale, qui sépare 2 monoclinaux également ascendants vers le Nord et subverticaux mais de direction légèrement distincte et, enfin, le *synclinal du Bédât*, à cœur de Barrémien, déversé au Sud et dont le plan axial très redressé s'oriente de N 110° E à E-W.

A la limite occidentale de cet ensemble complexe, la *faille de Saint-Créacles-Angles*, très redressée et à vergence nord-ouest, le sépare d'une unité de Jarret qui sur la feuille Lourdes, enveloppe le chaînon calcaire albo-aptien du Pic de Ger ; les Brèches de Jarret qui se prolongent de part et d'autre de cette faille ont des pendages et des polarités opposées.

Au Nord de la faille Bagnères-Lourdes, les Grès de Lestelle se distribuent dans 3 unités structurales inégales et indépendantes ; elles sont séparées par les *massifs cristallophylliens de Julos-Loucrup et de Montgaillard-Layrisse* qui sont manifestement distincts vu leurs orientations respectives EW et SE-NW, mais dont la limite et les relations ne peuvent être précisées faute d'affleurements. L'*unité d'Astugue*, méridionale, apparaît comme un vaste repli en Z à axes verticaux qui déforme une série affectée de plusieurs plis longitudinaux, aux axes peu pentés, et globalement ascendante vers le Nord. Vers l'Est, elle butte contre les petits massifs cristallophylliens de Bagnères et de Pouzac au niveau d'un accident synsédimentaire jalonné par les brèches de la Gailleste et de Pouzac alors que vers l'Ouest elle se poursuit sur la feuille Lourdes ; ses couches septentrionales, N 100 à 110° E, s'appuient obliquement contre la bordure E-W du massif de Julos-Loucrup. Le *synclinal de Barry-Orinckes*, central, est déversé au Nord-Est entre un flanc sud renversé très développé et un flanc nord réduit ; il se prolonge largement sur la feuille Lourdes (synclinal de la Forêt d'Ossun). Le flysch du petit *monoclinal de Hiis*, septentrional, qui plonge vers le Nord-Est en polarité normale, représente vraisemblablement la couverture du massif de Montgaillard-Layrisse dont il est séparé par des brèches à éléments grossiers de même nature mais qui n'ont pu être cartographiées par manque d'affleurement.

Schistosités et évolution structurale du Flysch ardoisier.

Deux schistosités régionales affectent le Flysch ardoisier et son substratum : la première, S1, est de flux et la seconde, S2, de fracture ou de fracture-pli ; elles indiquent que ces terrains ont subi au moins deux importantes phases de déformations successives au cours de leur évolution structurale (Richert, 1967 ; Choukroune, 1976). Les premières analyses des relations de ces schistosités avec les structures d'échelle cartographique ont donné lieu à deux interprétations de leur évolution polyphasée qui semblaient apparemment inconciliables (M. Jaffrezo et J. Obert, 1978) car chacune attribuait l'ensemble des structures à l'effet majeur d'une seule phase : la première (Choukroune, 1976), ou la seconde (Debroas *et al.*, 1978). A cette occasion, le synclinal de Bourg-de-Bigorre et l'anticlinal d'Espèche dont l'évolution

Nord

Sud

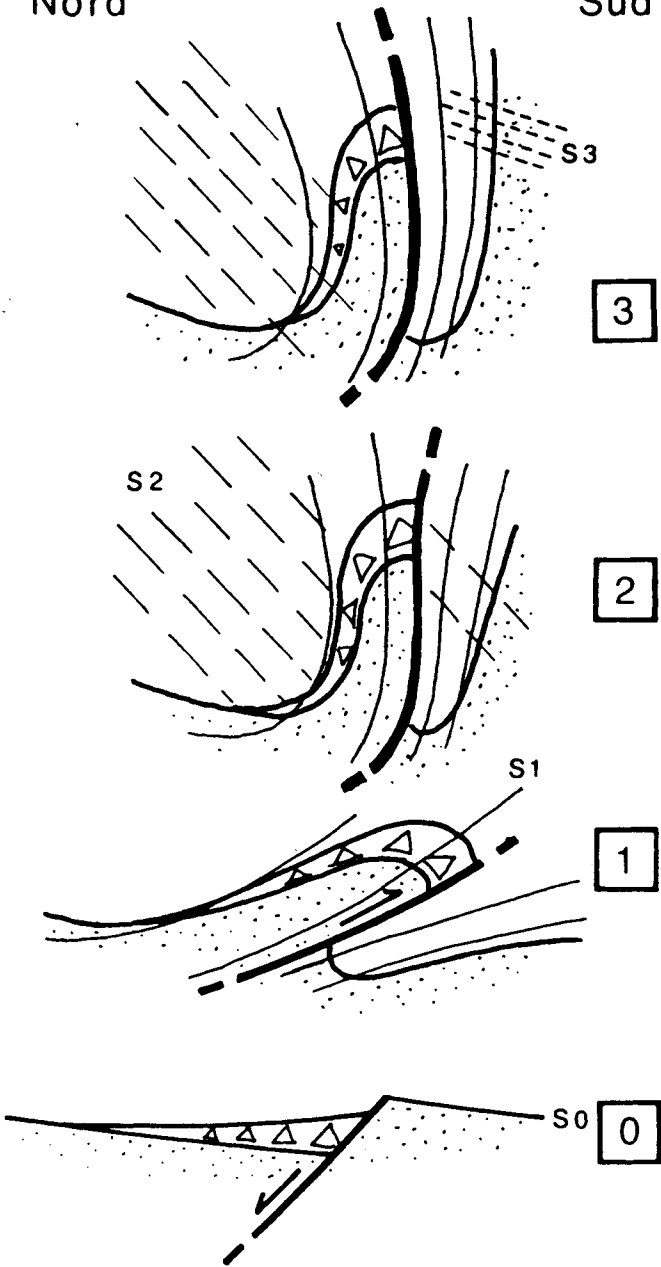


Fig. 5 - Evolution de l'anticlinal d'Espèche et du synclinal de Bourg-de-Bigorre

fut plus particulièrement discutée (Jaffrezo et Obert, 1978, p. 603-605), sont apparus comme des structures exemplaires. Depuis, leur caractère démonstratif s'est confirmé grâce à de nouvelles observations (fig. 4) qui permettent de préciser le rôle de chaque phase au cours de leur élaboration (fig. 5, 0 à 2). La *tectonique synsédimentaire* (0), contemporaine du dépôt du Flysch Noir, crée une faille normale qui effondre les calcaires albo-aptiens d'Espèche et dont l'escarpement à regard nord, est jalonné par des Brèches de Batsère. La *première phase* (1) qui est synmétamorphe (87 ± 3 Ma, c'est-à-dire Turonien-Sénonien inférieur, selon Montigny *et al.*, 1986), remobilise l'accident précédent en faille inverse à vergence méridionale et l'anticlinal d'Espèche, dépourvu de flanc sud et dont le plan axial est parallèle à S1, apparaît dans le compartiment chevauchant (Debroas, 1988). La *deuxième phase* (2) verticalise les structures antérieures au cours de la formation du synclinal de Bourg-de-Bigorre qui admet S2 pour plan axial (Debroas, 1982) et dont les nombreux plis d'entraînement concentriques du flanc sud, affectent la S1 (fig. 6 A).

Une évolution similaire est envisageable pour les autres structures de la zone du flysch à l'Est de l'Adour. La *première phase* y est responsable des chevauchements à vergence méridionale d'Asque et de Bulan ainsi que de l'anticlinal de Bulan et du synclinal de Prat dont les plans axiaux sont parallèles à la S1. La *deuxième phase* y est à l'origine :

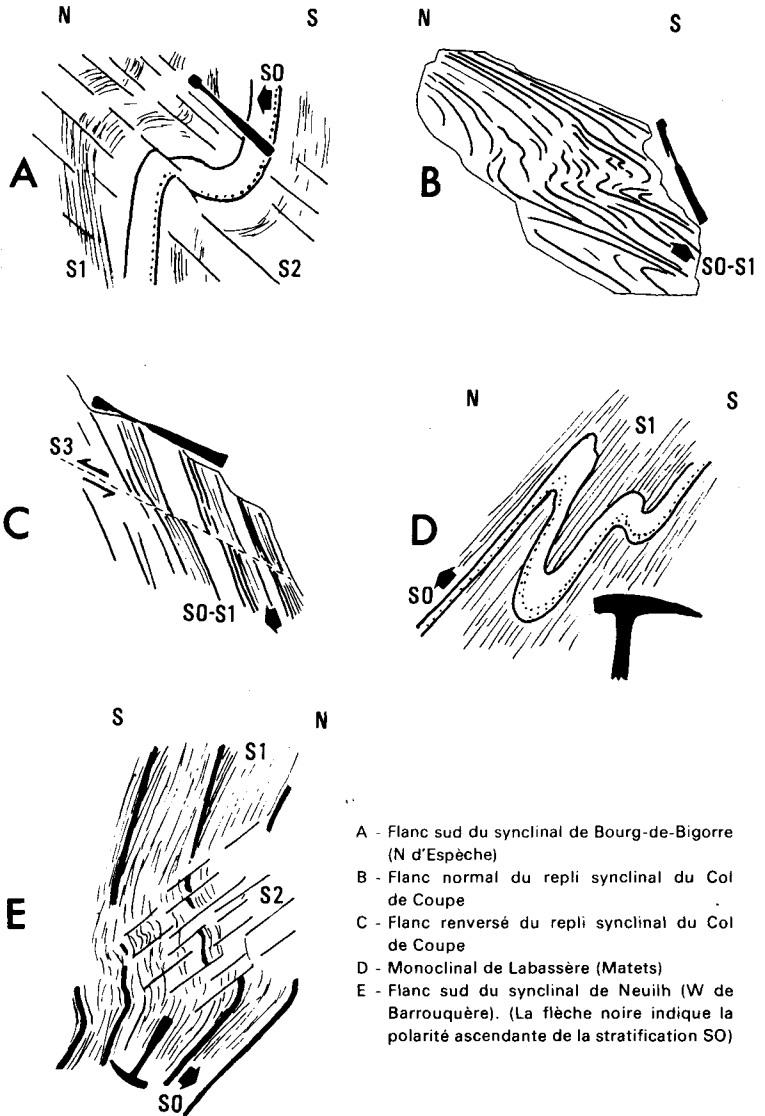
- de la verticalisation des structures antérieures et de replis hectométriques tel celui du col de Coupe déversé au Nord qui affecte les marbres à scapolites et les brèches œillées en conférant dans son flanc court un faible plongement au plan axial des plis 1 mineurs (fig. 6 B) ;
- des plis mineurs E-W en échelon, déversés à déjetés au Nord qui apparaissent au Sud de la faille d'Avezac en accord avec son jeu senestre tardif.

Une *troisième phase* est également perceptible en de nombreux points du flanc sud du synclinal de Prat où elle détermine une « S3 » de fractures correspondant dans les marbres à des cisaillements inverses faiblement pentés au Sud-Est (fig. 5-3 et 6 C).

A l'Ouest de l'Adour, où les relations entre les schistosités et la stratification sont comparables (fig. 6 E), il est encore possible d'admettre une évolution du même type malgré la géométrie plus complexe des structures et leur orientation différente. On peut ainsi rapporter à la *première phase* :

- d'une part, les structures monoclinales séparées par les chevauchements à vergence méridionale de Sère-Lanso et de Labassère, la lanière Ourdis-Cot de Ger ou la série d'Astugue qui sont essentiellement affectées par une S1 de flanc normal associée à de rares plis isoclinaux (fig. 6 E) ;
- d'autre part, le synclinal de Barry-Orincls déversé au NE mais dont le plan axial est parallèle à la S1 (Pons, 1984).

Les autres structures qui replissent et verticalisent la S1 et qui possèdent une S2 parallèle à leur plan axial ou à celui de leurs plis d'entraînement (fig. 6 E) doivent être rapportés à la *deuxième phase* : il s'agit des replis en Z d'Astugue et d'Arrodets (anticlinaux). La *troisième phase* de Justous-Sère et synclinaux de Juncalas-Neuilh se manifeste essentiellement au voisinage de la faille de Bigorre où S3 subhorizontale à faible plongement vers le Sud, affecte les séries verticales du flysch.



- A - Flanc sud du synclinal de Bourg-de-Bigorre (N d'Espèche)
- B - Flanc normal du repli synclinal du Col de Coupe
- C - Flanc renversé du repli synclinal du Col de Coupe
- D - Monoclinal de Labassère (Matets)
- E - Flanc sud du synclinal de Neuilh (W de Barrouquère). (La flèche noire indique la polarité ascendante de la stratification SO)

Fig. 6 - Localisation des affleurements

On constate enfin que les directions générales des grandes structures 1 et 2 sont sensiblement parallèles à l'Est de l'Adour alors qu'à l'Ouest elles sont nettement orthogonales. Dans ces conditions les 2 premières déformations synschisteuses du flysch ardoisier paraissent résulter respectivement :

1 — du *cisaillement senestre coniacien ou turono-sénonien inférieur* (cf. S1 à 87 ± 3 Ma) de direction pyrénéenne, sans doute divergent et d'amplitude faible*, que suggère l'orientation constante NW-SE des structures 1 échelonnées le long d'accidents E-W en relais compressif ;

2 — de la *compression fini-crétacée à éocène subméridienne* qu'atteste l'orientation symétrique, constatée par rapport à l'Adour, des structures 2 (SE-NW à l'Est et SW-NE à l'Ouest) et des branches du chevauchement frontal nord-pyrénéen (cf. *infra*) ou des arcs de la zone sous-pyrénéenne (cf. *infra*) et de l'écaille bordière de la haute chaîne primaire (cf. *supra*) qui affectent également des terrains sénoniens et éocènes (fig. 7).

Chevauchement frontal nord-pyrénéen

Les 2 branches de ce chevauchement qui divergent de part et d'autre de la faille de l'Adour, sont héritées de l'évolution tectosédimentaire mésocrétacée car elles sont également frangées de brèches albo-cénomaniennes dont les éléments sont issus des massifs paléozoïques qui les jalonnent. Dans les 2 cas, il s'agit de zones de failles qui associent plusieurs accidents élémentaires d'orientations distinctes. A l'Ouest, la branche SE-NW appartient au *chevauchement d'Ossun* dont le pendage au Sud, voisin de 45° , est prouvé par le forage d'Ossun 3 (feuille Lourdes) ; il fait chevaucher le Trias et le Flysch ardoisier nord-pyrénéens sur les flyschs néocrétacés et tertiaires sous-pyrénéens. A l'Est, la branche SW-NE appartient au *chevauchement de Lannemazan* dont le pendage au Sud qui est variable, tout en restant voisin de 45° , est prouvé par les forages de la feuille Montréjeau (ils montrent le Trias et le Flysch Noir nord-pyrénéens reposant une nouvelle fois sur les flyschs néocrétacés sous-pyrénéens). Le long de cette branche, au Sud de Capvern, un sondage BRGM superficiel (300 m) réalisé près des thermes du Bourridé, montre lui aussi un pendage voisin de 45° entre le conglomérat albo-cénomancien du Bourridé et des anhydrites triassiques, allochtones, et le Flysch Gris cénomancien-turonien autochtone et vertical.

STRUCTURE DE LA ZONE SOUS-PYRÉNÉENNE

Les terrains continentaux discordants du Néogène et du Quaternaire masquent en grande partie cette dernière zone. Sa structure d'ensemble paraît cependant moins complexe que celle des zones précédentes. Les flyschs crétacés et les formations marines puis continentales du Paléogène qui s'y succèdent, apparaissent en série renversée plongeant au Sud ; d'Ouest en Est leurs couches dessinent un arc à grand rayon de courbure (de N 110° E à N 70° E), ouvert au Nord entre les 2 branches du chevauchement frontal sous lesquelles les flyschs crétacés disparaissent à ses extrémités. Au voisinage de ces chevauchements les axes des plis mineurs se relèvent

* Le sillon flysch s'élargit encore à cette époque et les paléostructures jurassiques paraissent peu décalées par la faille de Bigorre (Canérot, 1987).

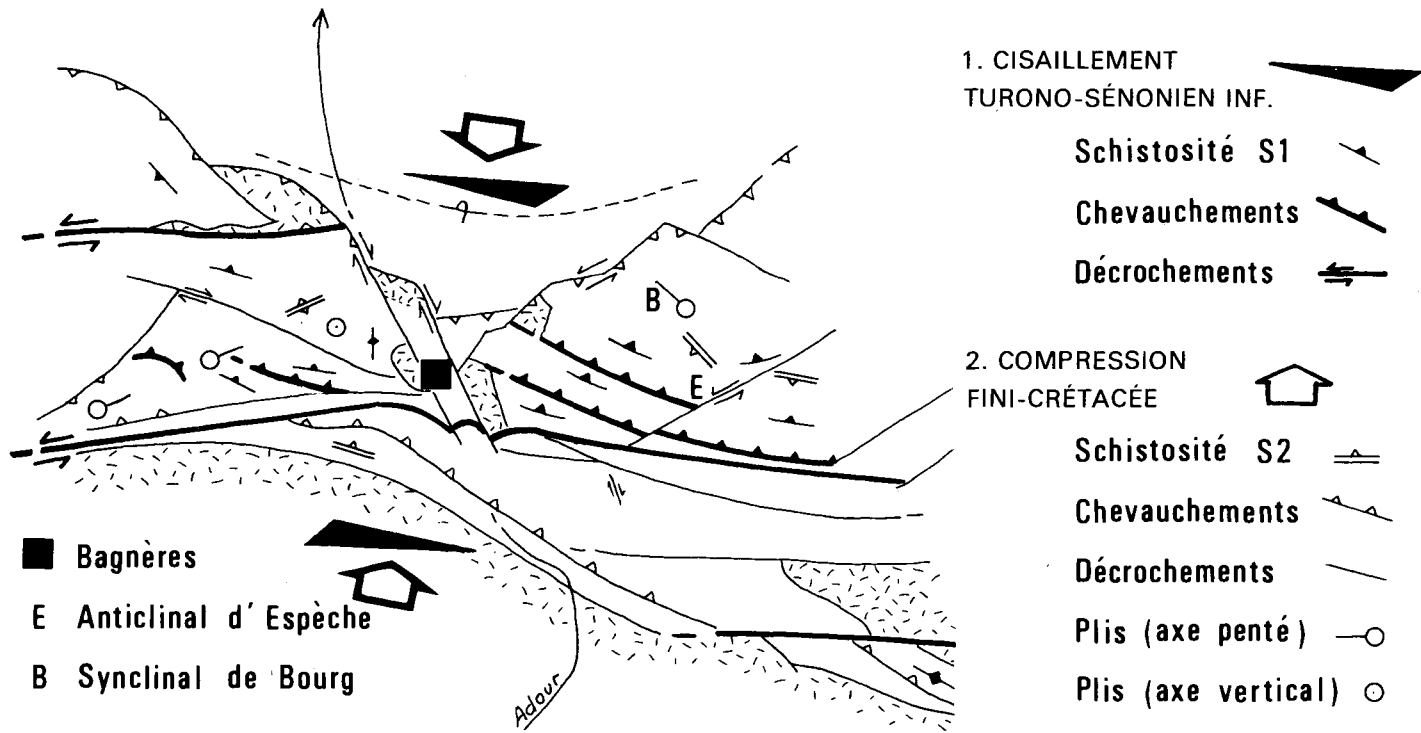


Fig. 7 - Schéma structural de cisaillement et compression

modérément (vers l'Ouest à l'Ouest et vers l'Est à l'Est) alors qu'au centre ils sont horizontaux (P. Richert, 1967). Le forage de Cieutat a montré que cette série représente le flanc inverse d'un large synclinal sous-pyrénéen déversé au Nord ; ce pli se prolonge vers l'Est sous le chevauchement où le forage de Lannemezan 1 l'a traversé (feuille Montréjeau). Les autres forages, plus septentrionaux, ont révélé que les séries moins pentées du flanc normal de cette structure, constituaient successivement la bordure septentrionale du bassin flysch néocrétacé puis la terminaison orientale du sillon flysch tertiaire (bassin de Tarbes) ; ce dernier bassin était limité au Sud par le chevauchement frontal actif qui alimentait des olistostromes d'argile du Trias (Henry et Zolnai, 1971, Dubois et Seguin, 1978). Cette évolution paléogéographique et tectosédimentaire complexe commandée dans ses derniers stades par le chevauchement frontal, est vraisemblablement à l'origine de la discontinuité observée en surface entre le sommet du Crétacé et la base du Tertiaire.

NÉOTECTONIQUE (d'après G. Thomas, 1983)

Une révision en cours de la cartographie des dépôts néogènes du plateau d'Orignac a révélé depuis peu des discontinuités — qui n'apparaissent pas sur la carte — qui ont vraisemblablement une origine tectonique. On observe en effet des différences d'altitude importantes (plusieurs dizaines de mètres) entre des panneaux à l'intérieur desquels la base du Néogène conserve une altitude constante.

Trois directions d'accidents ont été reconnues : la direction N 110°E avec une faille verticale Uzer-Haut de la Côte ; la direction N 45°E qui est celle d'une faille séparant le Pontien d'Orignac du flysch situé à l'Est du village ; la direction subméridienne avec deux failles, l'une effondrant le compartiment de Mérilheu par rapport au compartiment de Hauban, la deuxième abaissant le compartiment de Cieutat par rapport à celui de Mérilheu.

Ces déformations sont postérieures au Pliocène terminal-Quaternaire ancien. Elles sont probablement contemporaines de failles subméridiennes décelées sur la bordure ouest du cône de Lannemezan (Enjalbert, 1960). On note que ces accidents se situent à proximité du chevauchement frontal nord-pyrénéen qui a sans doute joué récemment ainsi que le suggère les différences d'altitude des dépôts néogène au Nord de Visker.

SISMICITÉ

La région couverte par cette feuille appartient à la zone d'activité sismique qui s'étend du Béarn à la Barousse. Une dizaine de secousses d'intensité VII MSK ou plus s'y sont produites depuis le séisme destructeur d'intensité IX MSK du 21 juin 1660.

Les données de la macrosismique historique et de la macrosismique contemporaine ainsi que la sismicité instrumentale indiquent que les épicentres ou les zones épacentrales des séismes ressentis sont souvent situés au voisinage de la faille nord-pyrénéenne, en fait vers la limite sud de la feuille

et dans la région de Campan. Ceci pourrait signifier une certaine activité de cet accident tectonique mais il n'est pas actuellement possible d'affirmer qu'il soit seul en cause. Il existe probablement dans la zone nord-pyrénéenne comme dans la zone axiale, des structures géologiques aussi bien susceptibles d'être à l'origine de secousses.

Une station d'enregistrement des événements sismiques est installée à Esparros et exploitée par le Commissariat à l'énergie atomique (CEA) en collaboration avec l'Institut national des sciences de l'Univers (INSU) du Centre national de la recherche scientifique (CNRS).

L'ensemble des données concernant la sismicité conduit à évaluer un aléa sismique (effets sur les ouvrages, la population, l'environnement et paramètres de mouvement du sol) qui doit être pris en compte dans l'application des règles de construction parasismique ainsi que pour la mise en œuvre de précautions et dispositifs aptes à prévenir ou diminuer les effets négatifs des secousses sur la vie économique (en particulier à l'occasion de l'élaboration des plans d'expositions aux risques). Cette application s'appuie dans la pratique sur un zonage sismique simplifié du territoire qui indique l'étendue possible soumise à un aléa d'intensité déterminée. Celui qui fut publié en 1970 et modifié en 1982 (annexe aux Règles parasismiques 69/82 actuellement en vigueur) place la totalité de la feuille dans la zone à faible sismicité. Le nouveau zonage sismique de la France (1985), affiné par les connaissances nouvellement acquises, en particulier en sismicité historique, place dans la zone de moyenne sismicité (probabilité d'intensité maximale \geq IX MSK ou fréquence observée historiquement des intensités VIII MSK \leq 200-250 ans, des intensités VII MSK \leq 75 ans) les cantons de Bagnères-de-Bigorre, Campan, Labarthe-de-Neste et Lourdes-Est, et dans la zone de sismicité faible 1B (pas d'intensité probable \geq IX MSK, fréquence observée historiquement des intensités VIII MSK \geq 200-250 ans, des intensités VII \geq 75 ans) les cantons de Laloubère, Lannemezan, Ossun et Tournay.

Références bibliographiques

- Règles parasismiques (1969) et annexes (1970). Document technique unifié, Société de diffusion des techniques du bâtiment et des travaux publics, 9, rue La Pérouse, Paris XVI^e.
- Nouveau zonage sismique de la France (1985). Par J. Despeyroux et P. Godefroy, 1986. Délégation aux risques majeurs. La Documentation française. Paris.
- Les tremblements de terre en France. Par J. Vogt *et al.*, (1969). Mémoire du BRGM n° 96.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

SUBSTANCES MÉTALLIQUES

Les gîtes de substances métalliques, surtout le plomb et le zinc, sont concentrés dans les terrains paléozoïques de l'angle sud-ouest de la feuille. Un

gîte particulier existe près de Bourg-de-Bigorre, dans les schistes albiens de la zone nord-pyrénéenne.

Les gîtes à plomb et à zinc des terrains paléozoïques

La galène et la blende en sont les minéraux principaux ; leur sont associés d'autres sulfures en particulier la pyrite et la chalcopryrite. L'exploitation de certains d'entre eux remonte parfois très loin : à l'époque gallo-romaine et peut-être même avant, et vers les XIV^e et XVI^e siècles. De 1972 à 1976, des explorations menées par la SNEA (P) à l'aide des méthodes de prospection géochimiques et géophysiques et de travaux miniers ont permis d'en comprendre les structures. Ces recherches n'ont pas mis en évidence des concentrations présentant un intérêt économique.

Suivant la disposition de la minéralisation principale, ces gîtes appartiennent à plusieurs types :

Gîtes stratiformes liés à la silification du toit de la barre calcaire dévonnienne.

Barousse-Lia. La minéralisation principale, à teneur en plomb et en zinc de 5 à 10 %, est associée, au sommet des deux-charnières anticlinales complexes de Barousse et de Lia, à un jaspéroïde gris à gris-verdâtre présentant soit un aspect bréchi que donné par de nombreuses veines de quartz blanc, soit un aspect stratifié. Ce jaspéroïde est un calcaire entièrement silicifié. Cette zone minéralisée est très hétérogène. Son épaisseur est de 2 à 5 m et son allongement atteint 500 m à Barousse et 1 km à Lia. La blende est dominante (80 % du minerai), associée en proportion variable à la galène (1 %), la pyrite (10 à 15 %) et la chalcopryrite (1 %). Une minéralisation secondaire occupe des veines sécantes dans l'encaissant ; elle comprend, dans une gangue de sidérose, de la magnétite, de la blende, de la pyrite, de la chalcopryrite et un peu de mispickel. Ce site, peut-être exploité à l'époque romaine, fut certainement repris au XVI^e siècle et aussi en 1907.

Couret. Il s'agit du prolongement de la structure de Lia vers l'Est. Les calcaires, qui forment la ligne de crête d'orientation W.NW-E.SE, présentent à leur toit une silicification d'épaisseur plurimétrique suivie sur un kilomètre. Fortement fracturé, ce jaspéroïde est, comme à Lia, parcouru de nombreuses veines de quartz blanc. La paragenèse sulfurée est constituée de blende, de galène et de pyrite fortement oxydées.

Bois de Lapart. De nombreux indices minéralisés variables en puissance (0,50 à 4 m) et en allongement (10 à 20 m), associés à des niveaux silicifiés, sont localisés au toit de barres calcaires. La blende représente 50 à 80 % des sulfures, la galène moins de 10 % et la pyrite 5 à 20 %. Des travaux consistant en deux puits suivant le minerai vers l'aval pendage, furent exécutés à une époque inconnue, en un point où la teneur en sulfures est de 4 %.

Gargarède. La barre calcaire se présente en série inverse plongeant vers le Sud-Ouest de 30° à 35°. Entre un chapeau de fer massif de 3 à 4 m de puissance (limonite et silice) et les calcaires, un jaspéroïde clair est localement

minéralisé en galène et en blende. Près du contact avec les schistes, existent aussi de nombreux rognons de galène.

Coumarède. La minéralisation en plomb et en zinc est très discrète dans les zones bréchifiées du jaspéroïde. Le banc calcaire est ici dolomitisée, certaines strates étant à la fois silicifiées et dolomitisées.

Gîte en relation avec un accident

Séras. La minéralisation, puissante de 3 à 4 m, est localisée sur une faille normale, de direction N 75°E et plongeant de 60° vers le SE, qui affecte la barre calcaire dévonienne. Cependant, on ne peut exclure l'hypothèse d'une remobilisation, le long de cet accident, d'un autre type de minéralisation, stratiforme par exemple. La teneur en zinc est aussi forte dans le minerai primaire du filon que dans les calcaires des épontes où il a migré (15 %). Le plomb (0,5 %) et l'argent qui lui est associé sont concentrés dans la caisse minéralisée. Un peu de cadmium est réparti dans le filon et dans ses épontes. Ce gîte fut très anciennement exploité; entonnoirs (entrées de galerie?), haldes contenant du minerai oxydé, bois de mine daté de 530 avant J.C. (datation au C14*) découvert dans une galerie mise à jour par le décapage.

Gîtes à minéralisation disséminée ou remobilisée dans les faciès silteux de la base du Dévonien.

Les Blans. La minéralisation se présente en bandes d'épaisseur centimétrique à décimétrique, anastomosées ou discontinues, au sein de siltites très tectonisées, mais sans relation évidente avec l'une des directions structurales. Il s'agit probablement d'une remobilisation tardive dans les fissures. Les haldes d'anciens travaux (même époque que ceux de Séras) contiennent des blocs importants d'un minerai massif et riche (45 % de zinc et 5 % de plomb pour l'un d'eux) qui n'a pas été retrouvé en place par les travaux récents.

Mourères. La minéralisation en zinc est liée à une fracture N 100°E inclinée de 60° vers le Sud. Elle a 0,25 m de puissance et est visible sur 3 m. On pourrait donc penser à un gîte lié seulement à une fracture. Mais la siltite noire encaissante présente des teneurs de 0,27 % à 0,58 % en zinc, de sorte qu'on peut penser que la blende concentrée dans la fracture résulte de la remobilisation de cette blende disséminée.

Le gîte à plomb et à zinc de Bourg-de-Bigorre

A 500 m au Nord-Est de la ferme Couyou, un filon riche en galène a été reconnu par galeries dans le courant des années 1880 et peut-être aussi à une époque plus ancienne. L'entrée des galeries est à peine visible de nos jours. La minéralisation correspond au remplissage d'une fracture subverticale, orientée N 10°E, qui recoupe la stratification du flysch albien. Mais une série de décrochements lui donne une direction d'ensemble N 30°E. Le minerai consistait en galène très pure (83 % de plomb) accompagnée d'argent (140 g/t de minerai) de blende et de calamine.

* Datation effectuée par le Centre des faibles radioactivités, CNRS - CEA, Gif-sur-Yvette.

TABLEAU DES GÎTES DE MINERAIS MÉTALLIQUES

| Numéro d'archivage au SGN | Nom du gîte | Commune | Coordonnées | | Métaux | Nature du gîte encaissant |
|---------------------------|----------------------|--------------------------|------------------|----------------|------------|---|
| | | | X | Y | | |
| 5-4001 | Barousse-Lia | Gazost | 410,8 | 83,2 | Zn, Pb | Amas stratiforme Calcaires silicifiés dévoniens |
| 5-4002 | Le Couret | " | 412,2 à 413,1 | 83,0 à 84,5 | Zn, Pb | Petits amas. Calcaires silicifiés dévoniens |
| 5-4003 | Bois de Lapart | Ourdis- Cotdoussan | 411,0 à 413 | 84,0 à 84,5 | Zn, Pb | Stratiforme. Calcaires silicifiés dévoniens |
| 5-4004 | Gargarède | " | 412,8 | 83,4 | Zn, Pb | " |
| 5-4005 | Coumarède | Germs-sur- l'Oussouet | 413,9 | 82,9 | Zn, Pb | " |
| 5-4006 | Seras | " | 413,4 | 84,2 | Zn, Pb, Ag | Filon sur faille. Calcaires silicifiés dévoniens |
| 5-4007 | Les Blans | " | 414,2 | 84,1 | Zn, Pb | Stockwerk. Siltites dévoniennes |
| 5-4008 | Mourères | " | 414,9 | 83,4 | Zn, Pb | Filon et disséminé. Siltites dévoniennes |
| 7-4001 | Bourg-de- Bigorre | Bourg-de- Bigorre | 429,7 | 89,7 | Pb, Zn | Filon. Flysch vraconien à cénomaniens moyen |

SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX

Ardoises. Trois carrières étaient en activité en 1984. Elles exploitent de minces veines de schistes « fendant », bien situées dans une passée marneuse du flysch albien caractérisée par une relative pauvreté en bancs de calcaire et de microbrèche. Les ardoises sont de bonne qualité, quoique riches en carbonate de calcium (15 à 30 %), mais d'un prix de revient assez élevé ; elles sont fortement concurrencées par les ardoisières de l'Anjou et du Nord-Ouest de l'Espagne. Et si ces exploitations présentent des conditions de gisement convenables dans le contexte économique actuel du marché local de l'ardoise, il semble exclu qu'elles puissent donner lieu à une extraction intensive économique d'un produit de qualité en raison : des variations rapides de la lithologie des gisements (stériles abondants), de la proportion élevée de carbonate de calcium, de l'inégale répartition de la qualité du débit schisteux, de la fracturation importante et imprévisible et de l'étroitesse de la zone de gisement potentielle, sans parler des contraintes de l'environnement.

Kaolin. De petits gisements de sables kaoliniques, provenant de l'altération de granites et de granulites, sont dispersés à la surface des massifs migmatiques. Le plus connu est celui de Coustère, à 1 km au Sud-Ouest de Pouzac, car il fut longtemps exploité artisanalement pour la fabrication de céramiques. La carrière principale et quelques excavations faites alentour montraient une granulite altérée, friable, à grain très grossier, parcourue de diaclases à remplissage d'altération ferrugineux, disposée en sills et paquets irréguliers dans un encaissant micaschisteux. La pauvreté du tout-venant en kaolin et son hétérogénéité, le grain trop grossier, la forte teneur en fer et une faible résistance au feu du produit ne permettent pas l'exploitation économique de ce type de gisement.

Graviers. Ils sont extraits à Juillan, de la terrasse ancienne d'Ossun, et à Horgues des alluvions du lit majeur de l'Adour. Les graviers, granulats et sables sont employés dans l'agglomération tarbaise pour le bâtiment et la voirie. Les matériaux sont moins altérés dans le lit de l'Adour, mais ici les exploitations sont freinées par les nuisances qu'elles apportent à l'environnement (abaissement du niveau d'étiage, influence sur la nappe alluviale, tenue des berges, etc).

Calcaires. Les calcaires aptiens du vallon de Salut, à Bagnères, ont été activement exploités pour moellons et granulats. Pour granulats seulement, les calcaires aptiens de Castet, à Esparros. Les calcaires ilerdiens ont sans doute été exploités aussi pour la chaux entre Montgaillard et Orignac. A Baudéan, les brèches et les calcaires ont servi surtout à fabrication de la chaux. Actuellement, les calcaires kimméridgiens sont exploités pour ballast et granulats au Sud d'Asté et à l'Ouest de Bagnères.

Marbres. La brèche métamorphisée de Baudéan (Kimméridgien ?) a été exploitée comme marbre, près du pont d'Asté, jusque vers 1960. Les variétés « Brèche Médous », « Brèche Gramont » et « Nankin jaspé » montrent des éléments anguleux sombres à brun-jaunâtre sur un fond jaune à beige parfois irisé. Les calcaires métamorphiques aptiens à sections de *Toucasia* ont été anciennement exploités comme pierre ornementale (bordures, encadre-

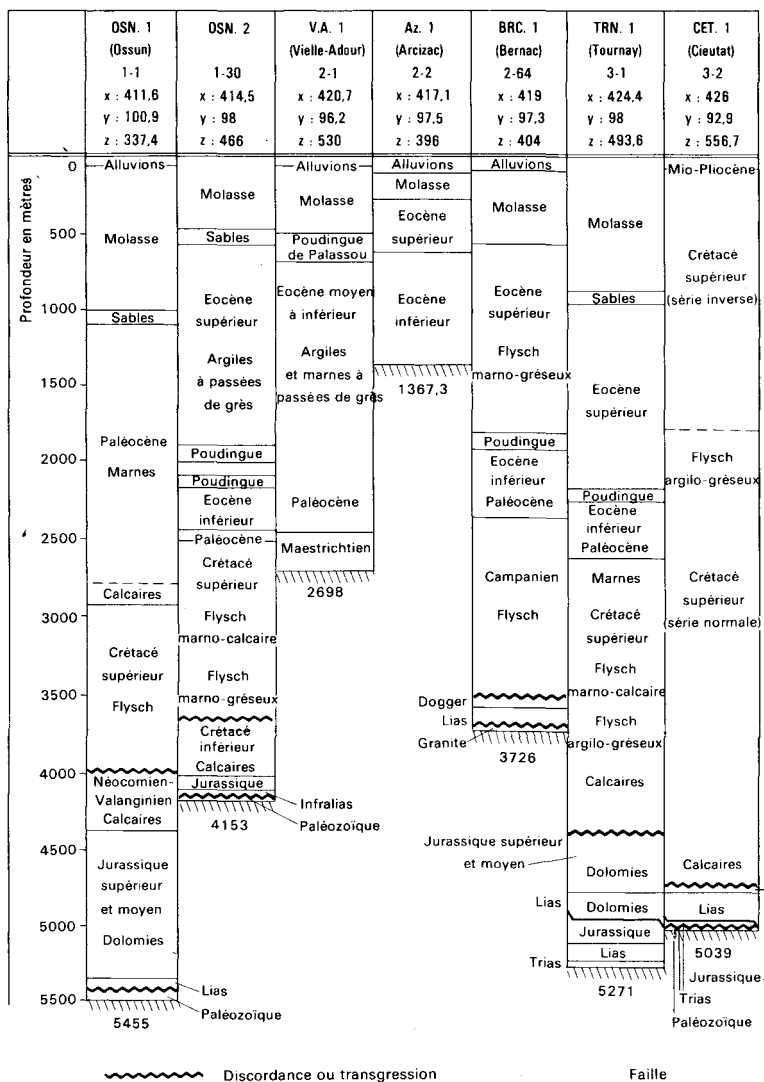


Tableau établi à partir des documents communiqués par S.N.P.A., archivés au Service géologique régional Midi-Pyrénées du B.R.G.M.

Tableau des sondages de recherche d'hydrocarbures

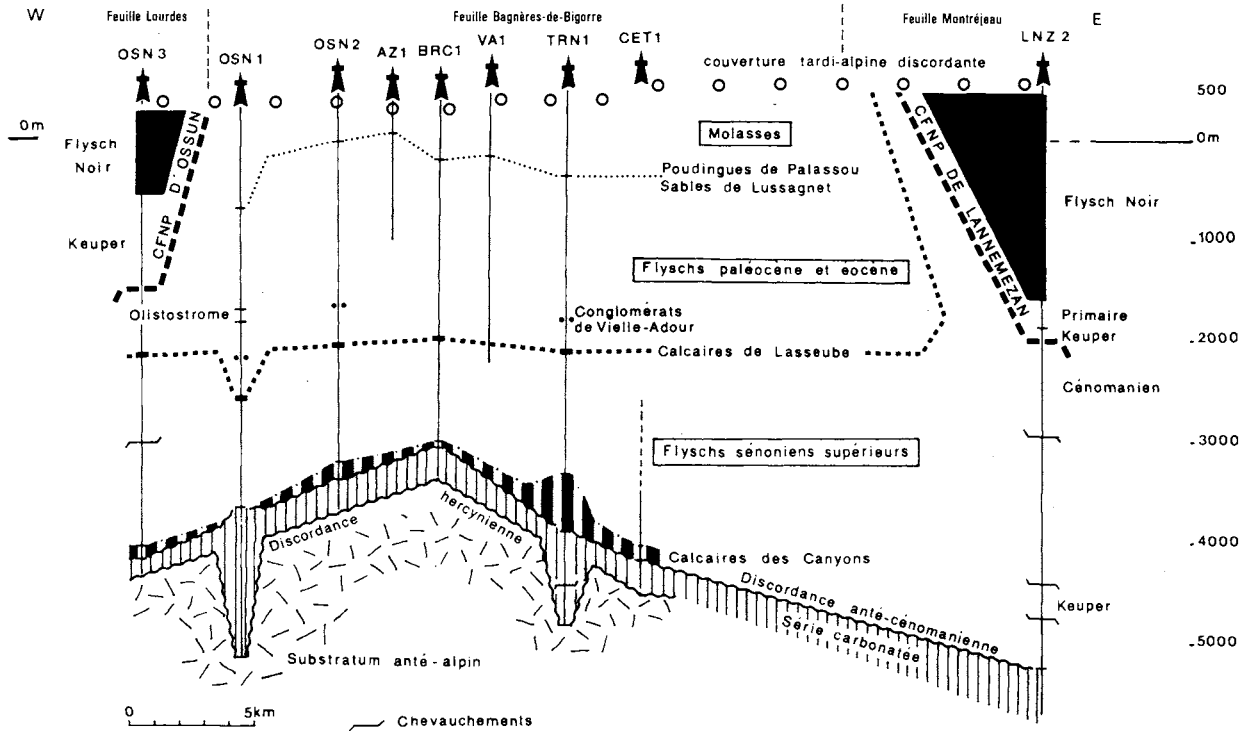


Fig. 8 - Terrains alpins de la région de Bagnères-de-Bigorre traversés par les forages sous-pyrénéens

ments de portes et de fenêtres) à Médous et surtout à Laborde dans plusieurs carrières situées en bordure de l'Arros.

Dolomies. Les dolomies du Callovo-Oxfordien ont été exploitées à Graoué, au Sud de Baudéan, pour des essais d'extraction du magnésium dans une installation expérimentale sise à proximité.

Sables. Les sables de l'Ilerdien ont été exploités épisodiquement entre Montgaillard et Orignac ainsi qu'entre Bénac et Hibarette. Ils ne sont pas purs (argiles et oxydes de fer) ce qui les rend impropres aux utilisations industrielles. Les sables lavés obtenus par l'exploitation des gravières sont préférables pour les utilisations du bâtiment.

Marnes. Des couches marneuses de la formation des poudingues de Jurançon ont été anciennement exploitées près de Hibarette dans une carrière aujourd'hui à peu près entièrement comblée.

Lignite. Ce combustible fut exploité en galeries au Sud-Ouest du village d'Orignac, jusqu'à la fin de la deuxième guerre mondiale. Ce gisement est surtout célèbre pour sa faune et sa flore pontiennes. L'ensemble des travaux miniers a été entièrement nivelé, engazonné et planté d'arbres en sorte que plus rien n'affleure aujourd'hui.

Du lignite est connu à Angos et aussi près de Capvern où il a été découvert lors des travaux de la voie rapide ; il ne s'agit que de simples indices.

Tourbes. Des tourbières existent à la surface des alluvions argileuses du plateau de Lannemezan, par exemple au lac Saint-Martin, à l'Est de Capvern. L'épaisseur de la tourbe n'est que de 1 à 3 m et l'extension des gisements est certainement très réduite.

Cailloutis. Les grèzes de la rive droite de l'Adour, au Sud d'Asté, constituent un gisement d'accès aisé de cailloutis calcaires anguleux de taille centimétrique. Utilisation épisodique pour empierrement.

Amiante. Ce minéral fibreux abonde en filonnets d'épaisseur variable en surface du petit massif de picrite altérée de Labassère-Debat. Un essai d'exploitation, dans les années 50, aurait fourni 2 à 3 t de ce matériau. On vient maintenant sur ces grattages s'approvisionner en « sable noir ».

HYDROGÉOLOGIE

Les ressources en eau souterraine sont importantes en raison des fortes précipitations atmosphériques, mais elles sont réparties de façon très inégale entre différents aquifères. D'une façon générale elles sont assez vulnérables à la pollution. Des sources thermo-minérales sont exploitées à Bagnères-de-Bigorre et à Capvern-les-Bains.

Principaux aquifères

Les aquifères offrant des ressources en eau d'intérêt régional sont répartis dans trois ensembles hydrogéologiques. Ce sont, du Sud vers le Nord :

— **les aquifères des calcaires dévoniens** ; ces calcaires forment des barres allongées dans le sens Ouest-Est et le plus souvent redressées, qui drainent les schistes encaissants. Cette situation particulière de drains contribue, dans un pays montagneux, à la formation de sources à gros débits. Ainsi, les sources de Lacabessan à Gazost (180 m³/h) et le Louey à Germs (110 m³/h) qui sont captées pour l'alimentation en eau potable ;

— **les réservoirs karstiques des chaînons calcaires nord-pyrénéens** ; il s'agit d'une part des calcaires et dolomies d'âge jurassique à crétacé inférieur qui constituent le pic de Labassère, le Monné, le pic d'Asté et les hauteurs qui dominent au Sud la région déprimée des Baronnies, et d'autre part des pointements de calcaires aptiens des Baronnies. Les premiers, très karstifiés, donnent naissance à des sources et à des résurgences à gros débit : source d'Argados à Asté (110 m³ /h), résurgences de Médous (300 m³/h) et de Hount Negro (340 m³ /h) utilisée pour l'alimentation en eau potable de Bagnères. Les seconds, bordés par un flysch imperméable, contiennent des réseaux karstiques très évolués (gouffre et réseau d'Esparros). Mais ce type d'aquifère est moins intéressant que le précédent car s'il donne de nombreuses sources, celles-ci sont à faible débit et présentent un risque sérieux de pollution ;

— **les nappes libres des alluvions de l'Adour et de l'Echez et les circulations d'eau dans les formations mio-pliocènes des plateaux d'Orignac et de Lannemezan** ; les terrasses alluviales de l'Adour et de l'Echez constituent un aquifère de bonne perméabilité, bien délimité par un substratum imperméable (flyschs, molasses et argiles à graviers). Par pompage, des puits peuvent fournir des débits d'environ 100 m³/h. Quant aux formations des plateaux, essentiellement argileuses, elles ne constituent pas un véritable aquifère, mais l'existence locale de lentilles de graviers peut donner naissance par drainage à de petites sources.

Le reste de la feuille est occupé par les terrains imperméables des flyschs. Cependant les massifs et pointements de roches éruptives et de roches métamorphiques peuvent permettre, par leurs fractures et par leurs altérites, la circulation de débits suffisants pour les usages locaux.

Qualités des eaux et vulnérabilité à la pollution

Les aquifères calcaires, qui offrent la ressource la plus importante, sont très vulnérables à la pollution. Mais les risques sont essentiellement fonction du peuplement. En conséquence, ils sont peu importants pour les calcaires dévoniens qui affleurent en montagne, ils sont également peu importants pour les calcaires des chaînons de la bordure sud de la feuille (sauf pour les résurgences), mais ils sont importants pour les calcaires des Baronnies qui supportent une occupation humaine et une activité agro-pastorale non négligeables.

Les aquifères alluviaux sont assez peu pollués sauf localement, par des activités agricoles et industrielles.

Eaux thermo-minérales

La structure de cette région et en particulier son morcellement par plu-

sieurs accidents majeurs, en font une zone riche en eaux thermo-minérales exploitées par les stations thermales de Bagnères-de-Bigorre et de Capvern.

Il existe trois types de sources selon la composition chimique des eaux :

— **les sources sulfatées**, les plus nombreuses ; ce sont celles de Bagnères-de-Bigorre (33 °C à Salut, 51 °C à Bagnères) et celles de Capvern-les-Bains (20 °C à 24 °C). Elles sont dues à des circulations en profondeur dans des calcaires et au contact d'évaporites (anhydrite) le long d'accidents structuraux subverticaux ;

— **les sources sulfurées**, il s'agit des sources de Labassère et de Germs-sur-l'Oussouet (le Castet, 1 km au S du hameau de Soulagnets). Elles ont une faible température et sont dues à des circulations de faibles débits issus des massifs granitiques proches ;

— **la source bicarbonatée** de Lagrange (14 °C) est autorisée mais non exploitée. Son eau provient de calcaires situés sous les formations mio-pliocènes du plateau de Lannemezan.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

On trouvera des renseignements complémentaires *dans le guide géologique régional « Pyrénées occidentales, Béarn, Pays Basque »* (1976) par A. Debourle, R. Delaffre. Masson édit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALBARÈDE F., VITRAC-MICHARD A. (1978) — Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr . Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. 20, p. 681-687.

ALBARÈDE F., AZAMBRE B., ROSSY M. (1986) — Le magmatisme alcalin des Pyrénées : géochimie des traces. *11^e réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand*. Soc. géol. Fr. édit.

ALIMEN H. (1964) — Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mémoire Serv. Carte géol. Fr.*

AZAMBRE B. (1967) — Sur les roches intrusives sous-saturées des Pyrénées. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

AZAMBRE B., ROSSY M. (1976) — Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. 18, p. 1725-1728.

AZAMBRE B. (1986) — Relations entre les filons de clinopyroxénite amphibolique des écailles lherzolitiques d'Avezac (Haute-Pyrénées) et le magmatisme alcalin crétacé. *11^e R.S.T.*, Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr. édit. Paris, p. 6.

AZAMBRE B., ROSSY M., LAGO M. (1987) — Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéiitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.*, 110, p. 379-396.

BERNUS-MAURY C. (1984) — Étude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse 3^e cycle, univ. P. et M. Curie, Paris.

BOUVIER A. (1968) — Contribution à l'étude géologique du pays des Baronnies entre la Neste et l'Adour (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle Toulouse.

BONNEMAISON M. (1988) — Indices de diagenèse liés aux pannofissiles calcaires dans le Crétacé des Pyrénées. Comparaison avec des sites océaniques dans le Golfe de Gascogne. Thèse, université Pierre et Marie Curie, Paris.

BUCHSTEIN M. (1964) — Faciès flysch et figures sédimentaires au Crétacé supérieur dans les Pyrénées occidentales françaises. Thèse 3^e cycle, Dijon.

BUGNICOURT D., CLARACQ P., DUPÉRON J., PRIVÉ-GILL C., SAUVAGE J. (1988) — Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche à lignite de Capvern (Plateau de Lannemezan, Hautes-Pyrénées). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, 12, 2, p. 739-757.

CANÉROT J. (1987) — Évolution géodynamique jurassique et éocrétacée de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, série 2, p. 297-300.

CAPDECOMME H. (1968) — Contribution à l'étude du Crétacé supérieur entre Lourdes et Bagnères-de-Bigorre. D.E.S., Bordeaux.

CAPDECOMME H., DELOFFRE R., HENRY J., VILLANOVA M. (1965) — Séries stratigraphiques et paléogéographie du Crétacé supérieur dans la région de Lourdes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (7), VII, p. 392-398.

CASTERAS M., CLAVIER B. (1958) — Sur l'extension du Crétacé supérieur en Bigorre. *Cr. Acad. Sci. Paris*, 247, D, p. 2161-2164.

CHARITAT P. (1961) — Étude géologique de la région de Montgaillard-Capvern (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Paris.

CHEVALIER J., DURIE P., SEGUIN J.C. (1972) — Résultats géologiques des sondages profonds de Lannemezan 1 et Aurignac 101. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 275, D, p. 1585-1588.

CHOUKROUNE P. (1976) — Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne à schistosité verticale. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 55, n° 127.

CHOUKROUNE P. (1977) — Structure de la zone nord-pyrénéenne de Bagnères-de-Bigorre à la vallée de la Neste. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 20, n° 5, p. 602-607.

CHOUKROUNE P., MATTAUER M. (1978) — Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne : comparaisons avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XX, p. 689-700.

CONQUÉRÉ F. (1978) — Pétrologie des complexes ultramafiques de lherzolites à spinelle de l'Ariège. Thèse doct. État, univ. P. et M. Curie, Paris, p. 333.

CROUZEL F. (1956) — Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 248, t. 54.

- DEBROAS E.-J., MEDIAVILLA F., SOUQUET P. (1978) — La zone de failles transcurrente de Bigorre dans la région de Lourdes et de Bagnères (Pyrénées basco-béarnaises). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 20, n° 5, p. 631-638.
- DEBROAS E.-J. (1979) — Organisation en cône progradant du Flysch à fucoïdes des « bassins » nord-pyrénéens (exemple du Crétacé supérieur d'Arbas, Haute-Garonne). 7^e R.A.S.T. Lyon, Soc. géol. Fr. édit. Paris, p. 149.
- DEBROAS E.-J. (1982 a) — Caractères généraux des cônes sous-marins des Flyschs mésocrétacés nord-pyrénéens (exemple du cône de Mauvezin, Haute-Pyrénées). 9^e R.A.S.T., Paris, p. 186.
- DEBROAS E.-J., (1982 b) — Structure du synclinal de Bourg-de-Bigorre et interprétation de la zone de failles de Bigorre dans les Hautes-Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 24, n° 4, p. 855-859.
- DEBROAS E.-J. (1984 a) — Organisation et faciès d'un cône sous-marin du fossé albien nord-pyrénéen externe. 5^e Cong. Europ. Sédim., Marseille, p. 132-133.
- DEBROAS E.-J. (1984 b) — Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. *Réun. Sédimentation et Tectonique*, Assoc. Sédimentol. Fr. et Soc. géol. Fr., Paris, résumés ; *Strata*, Act. Lab. Sédim. Paléont. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 1985, 1, 2, p. 99-106.
- DEBROAS E.-J. (1988 a) — Un bassin losangique en relais distensif de décrochements senestres dans la zone transformante nord-pyrénéenne méso-crétacé : le fossé des Baronnie (Hautes-Pyrénées, France). *Symp. géol. Pyrénées and Betics*, Barcelone, Abstracts p. 101 (Poster).
- DEBROAS E.-J. (1988 b) — Le Flysch Noir albo-cénomaniens de Bigorre témoin du fonctionnement de la zone transformante nord-pyrénéenne. 12^e *Réun. Sci. Terre*. Lille, p. 42.
- DEBROAS E.-J. (1989) — Grands traits de la géologie des terrains alpins du Haut-Adour (Région de Bagnères-de-Bigorre. *In* Vie et richesse naturelles aux sources de l'Adour, Alphadour éditeur, Bagnères-de-Bigorre (à paraître).
- DEBROAS E.-J. (1989 b) — Le Flysch Noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albiennaise à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Réun. extr. Soc. géol. France et Espagne, Ecores-Pyrénées, 19-23 Sept. 1988. *Bull. Soc. géol. Fr.* (à paraître).
- DEBROAS E.-J., SOUQUET P. (1973) — Contribution à l'étude du Flysch ardoisier nord-pyrénéen : mise en évidence de nouveaux affleurements entre l'Adour et le Gave de Pau (région de Lourdes) ; conséquences structurales et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, D, m. 1253-1256.
- DEBROAS E.-J., SOUQUET P. (1974) — Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales. *Réun. Assoc. Géol. Sud-Ouest*, Toulouse ; *Réun. Assoc. géol. sud-Ouest*, Toulouse ; *Bull. BRGM*, Orléans, 1976, (2), 1, 4, p. 305-320.
- DELFAUD J. (1967) — Nouvelles observations sur la zone nord-pyrénéenne entre la Neste et l'Adour. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 103, fasc. 3 et 4, p. 567-582.
- DELFAUD J. (1967) — Un exemple d'application de l'analyse séquentielle à l'étude de l'Urgonien pyrénéen. *Actes Soc. Linnéenne Bordeaux*, 104, B, 1, p. 3-13.

- DELFAUD J. (1969) — Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Sciences Nat., Bordeaux.
- DELFAUD J., MAROCCO R. (1983) — Le cône de Lannemezan. Cahiers de l'Université, n° 20, univ. de Pau et des Pays de l'Adour.
- DREYFUSS M. (1945) — Observations et hypothèses au sujet de la série crétacée de la Bigorre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, XV, p. 81-87.
- DUBAR G. (1925) — Le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord.* vol. IX, t. 1, p. 333, fig. 51, pl. 7.
- DUBOIS P., SEGUIN J.C. (1978) — Les flyschs crétaqués et éocènes de la zone commingeoise et leur environnement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XX, p. 657-671.
- DUFAURE P. (1959) — Problèmes stratigraphiques dans le Crétacé supérieur des pays de Bigorre et de Comminges. *Rev. Micropal.*, 2, 2, p. 99-112.
- GATINOT F. (1977) — Les minéralisations plombo-zincifères du Dévonien entre Argelès-Gazost et Bagnères-de-Bigorre. Essai de comparaison avec les minéralisations du pic du Nerbiou (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Nancy.
- GUIRAUDIE C., PROUHET J.P. (1961) — Le gîte kaolinique de Pouzac (La Gaillette). Rapport BRGM inédit n° A. 1751, p. 7.
- HENRY J., ZOLNAI G. (1971) — Sur le Trias resédimenté dans le Sud-Ouest du bassin Aquitain. *Bull. C.R. Pau - SNPA*, 5, 2, p. 389-398.
- HOTTINGER L. (1960) — Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. *Mém. suisses de Paléontologie*, vol. 75/76, p. 24-25.
- HOURDEBAIGT M.-L., VILATTE J., CROCHET B. (1986) — Le Poudingue de Jurançon appartient à la série syntectonique de Palassou : preuve par la découverte d'une malacofaune éocène. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, C. 303, Série II, n° 10, p. 951-956.
- HOURDEBAIGT M.-L. (1988) — Stratigraphie et sédimentologie des molasses synorogéniques en Béarn et Bigorre. Thèse, univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- HUPÉ P. (1937) — Sur l'âge du massif granitique du Camp de César près Bagnères-de-Bigorre. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 121-122.
- HUPÉ P. (1951) — Sur l'existence de conglomérats dans le socle métarmorphique de la Bigorre. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 14, p. 253-254.
- ICOLE M. (1969) — Âge et nature de la formation dite « de Lannemezan ». *Rev. Géogr. Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 40, p. 157-170.
- ICOLE M. (1973) — Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire. Thèse Paris, 328 p., 26 fig., 34 tabl., 6 pl.
- JAFFREZO M., OBERT D. (1978) — Les Pyrénées (8 au 15 septembre 1977). Compte rendu de la Réunion-Extr. de la Soc. Géol. Fr., *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, 20, p. 587-629.
- KAPELLOS C., SCHAUB H. (1975) — L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Corrélation de zones à grands Foraminifères et à Nannoplancton. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. 17, n° 2, p. 148.

LACROIX A. (1917) — La composition et le mode d'altération des ophites des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 165, p. 293-298.

LABOUYRIE M. (1961) — Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne entre la vallée de l'Adour et la vallée du gave du Pau. Thèse 3^e cycle, Bordeaux.

LUCAS C. (1971) — Relations karstiques entre Neste et Arros au début du Quaternaire : le réseau souterrain Labastide-Esparros. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 107, fasc. 3-4, p. 540-553.

MEDIAVILLA F. (1978) — Tectonique et Sédimentation dans la zone de failles de Bigorre entre Bagnères et Lourdes. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M., THUIZAT R. (1986) — Étude du magmatisme et du métamorphisme crétacé dans les Pyrénées : âge et longueur de la rotation de la péninsule ibérique. *Tectonophysics*, 129, p. 257-274.

PATIN J.C. (1966) — Érosion et sédimentation sur le Piémont des Pyrénées centrales du Tortonien moyen au Quaternaire ancien. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

PEYBERNES B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Thèse Toulouse, p. 459.

PONS P. (1984) — Contribution à l'étude des bassins turbiditiques mésocrétacés des Pyrénées occidentales. Thèse 3^e cycle. Toulouse.

RAVIER J. (1959) — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 38, n^o 86, 250 p.

REY E. (1970) — Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne entre l'Adour et le gave de Pau. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

REYRE D. (1945) — Crétacé supérieur et Tertiaire entre les vallées de l'Adour et de l'Arrêt. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. 15, p. 547-562.

RICHERT J.P. (1967) — Étude structurale de l'accident frontal nord-pyrénéen entre Rebénacq et Mauvezin. Rapport Interne SNPA Pau.

SAGON J.P., AZAMBRE B. (1986) — La cristallinité de l'illite : un marqueur des transformations métamorphiques dans le Crétacé de la zone nord-pyrénéenne occidentale. *11^e R.S.T.*, Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr. édit., Paris, m. 162.

SCHAUB H. (1981) — Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses de Paléontologie*, vol. 104, p. 44-45.

SCHNEEGANS D., MICHEL P. (1943) — Le front nord-pyrénéen entre le Salat et l'Adour. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, XXIII, p. 351-366.

SCHOEFFLER J. (1971) — Étude des formations mollassiques au Sud de Tarbes. *Bull. Centre Rech. Pau*, t.5, n^o 2, p. 165-187.

SOUQUET P., DEBROAS E.-J., BOIRIE J.M., PONS P., FIXARI G., ROUX J.C., DOL J., THIEULOY J.P., BONNEMAISON M., MANIVIT H., PEYBERNES B. (1985) — Le Groupe du Flysch noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 9, 1, p. 183-252.

STUART-MENTEATH M. (1898) — Sur le granite de Loucrup (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 26, p. 37-38.

TAILLEFER F. (1951) — Le Piémont des Pyrénées françaises. Imp. Privat, Toulouse, 383 p., 49 fig., 5 pl. h.t.

THOMAS G. (1983) — Néotectonique du cône d'Orignac. *Cahier de l'Université*, n° 20, univ. de Pau et des Pays de l'Adour.

DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES CONSULTÉS

- Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Tarbes, 1^{re} édition (1907), par L. Carez, M. Vasseur et A. Bresson.
- Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Tarbes, 2^e édition (1970), par H. Alimen, C. Casteras, F. Crouzel, R. Mirouse et J.-P. Paris.
- Carte de la couverture du massif de granite d'Ossun-Montgaillard, par Henri Mirabail. Inédite. SNPA (1958);
- Carte géologique de la région Montgaillard-Capvern à 1/20 000, par Pierre Charitat (1961);
- Carte géologique de la zone nord-pyrénéenne entre la vallée de l'Adour et la vallée du gave de Pau à 1/20 000, par Michel Labouyrie (1961);
- Carte géologique à 1/50 000, feuille Bagnères-de-Bigorre, par Michel Villanova, SNPA (1964);
- Esquisse géologique des chaînons calcaires nord-pyrénéens entre l'Adour et la Neste à 1/50 000, par Jean Delfaud (1967);
- Carte géologique du pays des Baronnies à 1/20 000, par Antoine Bouvier, (1968);
- Carte géologique du Crétacé supérieur à l'Ouest de Bagnères-de-Bigorre au 1/20 000, par Henri Capdecombe (1968);
- Carte géologique de la zone nord-pyrénéenne entre la vallée de l'Adour et la vallée du gave de Pau à 1/20 000, par Emmanuel Rey (1970);
- Carte géologique Bagnères-de-Bigorre-Campan à 1/50 000 par A. Maestripieri, Roger Ricateau et Jean-Claude Seguin, Elf-Erap (1971);
- Carte géologique du permis de Soum des Lits à 1/20 000, par Francis Gatnot, SNEA (P), (1977);
- Carte géologique de la région de Lourdes et Bagnères-de-Bigorre à 1/50 000, par Francis Mediavilla (1978).

DOCUMENT CONSULTABLES

Des dossiers concernant les sondages, les travaux miniers, les sources, les cavités souterraines mentionnés sur la carte sont conservés par la Banque des données du sous-sol du BRGM. Ils peuvent être consultés au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue P.G. Latécoère à Toulouse ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard 75005 Paris.

COLLABORATEURS

Mme M. BONNEMAISON : extraction et détermination de nannofossiles.

A.M. HOTTIN, géologue pétrographe au BRGM : étude d'échantillons de terrains primaires métamorphiques.

D. STOPPEL, BGR, Hanovre, République fédérale d'Allemagne : recherche et détermination de conodontes dans les calcaires triasiques.

J. VILLATTE et Y. TAMBAREAU (CNRS, Toulouse) : documentation sur l'Ilerdien.

AUTEURS DE LA NOTICE

B. AZAMBRE, maître-assistant à l'université Pierre et Marie Curie, Paris : métamorphisme pyrénéen et magmatisme.

F. CROUZEL, maître de recherche au CNRS : Quaternaire ancien et Tertiaire continental.

E.-J. DEBROAS, géologue à l'université de Toulouse : Aptien à Albi de la zone nord-pyrénéenne, Crétacé supérieur de la zone sous-pyrénéenne, structure de ces zones.

J.C. SOULÉ, ingénieur hydrogéologue au BRGM : hydrogéologie.

Y. TERNET, géologue au BRGM : Quaternaire ; Tertiaire marin, compilation de P. CHARITAT (1961), L. HOTTINGER (1960) et H. SCHAUB (1981) ; Secondaire de couverture de la haute-chaîne primaire et Trias à Barémien de la zone nord-pyrénéenne, compilation de A. BOUVIER (1968), J. DELFAUD (1967), M. LABOUYRIE (1961), E. REY (1970) et observations personnelles ; Primaire et structure de la haute-chaîne, compilation de A. GATINOT (1977) ; massif primaire de Bagnères ; massifs migmatitiques, compilation de A. BOUVIER (1968), M. LABOUYRIE (1961), E. REY (1970), C. GUIRAUDIE et J.P. PROUHET (1961) ; ressources du sous-sol (compilation de A. GATINOT pour les gîtes à Pb et Zn de la haute-chaîne) et exploitations, présentation générale, coordination.

Toute référence en bibliographie au présent document, doit être faite de façon suivante :

— pour la carte : TERNET Y., CROUZEL F., MIRABAIL H., REY E., BOUVIER A., MEDIAVILLA F., DEBROAS E.-J., GATINOT F. (1988) — Carte géol. France (1/50000), feuille BAGNÈRES-DE-BIGORRE (1053). Orléans : Bureaux de recherches géologiques et minières.

Notice explicative par AZAMBRE B., CROUZEL F., DEBROAS E.-J., SOULÉ J.-C., TERNET Y. (1989). 80 p.

— pour la notice : AZAMBRE B., CROUZEL F., DEBROAS E.-J., SOULÉ J.-C., TERNET Y. (1989) — Notice explicative, carte géol. France (1/50000) feuille BAGNÈRES-DE-BIGORRE (1053). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 80 p.

Carte géologique par TERNET Y., CROUZEL F., MIRABAIL H., REY E., BOUVIER A., MEDIAVILLA F., DEBROAS E.-J., GATINOT F. (1988).

Dépôt légal : 3^e trimestre 1989
N° ISBN 2-7159-2053-9