

La Chaîne Alpine des Pyrénées

par Pierre SOUQUET *, Bernard PEYBERNES *, Michel BILOTTE *
et Elie-Jean DEBROAS *

à la mémoire du Professeur Marcel CASTERAS

RÉSUMÉ. – La structure des Pyrénées est ainsi révisée : une chaîne alpine en éventail où s'affrontent les marges continentales des cratons de l'Europe occidentale (aquitano languedocien) et de l'Ibérie, déformées en unités amygdaloïdes, étirées en coin en profondeur, avec expulsion de massifs anciens vers le haut, par compression, étirement et glissement, sous l'effet d'un mouvement à la fois convergent et latéral des deux cratons bordiers.

L'histoire structurale est divisée en deux périodes principales. La première consiste en l'apparition, dans une plate forme jurassique et éocrétacée, d'un orogène aptien albien, assimilable à un aulacogène, par déchirure intercratonique sur croûte amincie (métamorphisme thermique) entre deux marges stables. La seconde correspond à une déformation continue contrôlant la sédimentation dès le Mésocrétacé et durant le Néocrétacé et le Tertiaire. Elle se traduit (1) par l'installation et le comblement d'un « bassin périphérique » septentrional, migrant à partir de la marge méridionale vers l'avant pays aquitano-languedocien, en avant de la limite de compression des zones orogéniques en cours de soulèvement (Zone Interne au Crétacé moyen ; Zones Nord-pyrénéennes au Sénonien ; Zones Sous pyrénéennes au Tertiaire) ; (2) par le relèvement et le rétrocaillage du bourrelet frontal (Haute Chaîne Primaire) du craton ibérique chevauchant et par le comblement du bassin cratonique méridional dont le flanc nord, actif, est ainsi formé par le front de nappes de couverture ou de séries décollées, amorties dans des dépôts syntectoniques diachrones, étagés du Néocrétacé à l'Oligocène (unités méridionales).

ABSTRACT. – The structure and the structural history of the Pyrenees are revised. The Pyrenees are interpreted as a divergent chain, made up with rhomboid, sigmoid and amygdaloid structural units with vertical uplift of the Hercynian basement blocks, occurring as a result of compression and shear of two continental margins between the two convergently and laterally slipping Iberian and Western European cratons. Tectonic evolution includes stages from Albian aulacogen to (1) Mesocretaceous Tertiary « peripheral basin », north of reverse faultzone roughly defining the uplift boundary of the mountain core (Internal, then various Septentrional Zones), (2) southern cratonic platform and basin (Haute Chaîne Primaire and southern nappe structure zones).

La Laboratoire de Géologie de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse a réalisé dans les Pyrénées des recherches stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques, appuyées sur une cartographie à l'échelle du 1/25 000, qui l'ont conduit à une nouvelle conception de la géologie de la chaîne (P. SOUQUET, M. BILOTTE, J. CANEROT, E.-J.

DEBROAS, B. PEYBERNES et J. REY, 1975 ; P. SOUQUET et F. MEDIAYILLA, 1976). L'objet du présent article est de réviser certaines notions admises, rendues caduques par les observations récentes, et d'exposer les traits essentiels d'une nouvelle esquisse de la structure et de l'évolution structurale posthercynienne des Pyrénées.

I. - RÉVISION DE NOTIONS GÉNÉRALEMENT ADMISES

Structure et évolution

Parmi les traits essentiels des Pyrénées, il convient de reconsidérer :

- *La symétrie de la chaîne par rapport à un axe hercynien appelé « Zone Primaire Axiale ».* Cette symétrie se fait par rapport à une zone de divergence structurale ou Zone Interne Métamorphique.

- *L'allure rectiligne de la chaîne* (M. MATTAUER, 1968) en rapport avec des accidents longitudinaux, à N 110°, tels que la « Faille Nord-pyrénéenne » des Auteurs. La chaîne est en fait découpée par des accidents obliques par rapport à son allongement apparent (N 50°, N 80°, N 140°) en unités de diverses échelles : tronçons, assemblages, amygdales.

- *La continuité et l'indivision des zones structurales* d'une extrémité à l'autre de la chaîne et notamment de la « Zone Nord-pyrénéenne ». Cette appellation recouvre en réalité deux ensembles distincts, séparés par la « Faille de Bigorre » et correspondant à deux marges continentales symétriques par rapport à l'axe de la chaîne.

- *L'alignement des massifs primaires nord-pyrénéens* dans des rides longitudinales et les relais d'accidents qui s'échelonnaient du Nord au Sud (front de la nappe des Corbières; chevauchement de Bugarach; chevauchement du Pays de Sault; chevauchement de Betchat-Camarade). Ces massifs se localisent dans des unités structurales et isopiques, amygdaloïdes, limitées par un réseau de failles tardihercyniennes, réorientées dans le cycle alpin; les chevauchements-limites, tels le « Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen », correspondent à des surfaces-enveloppes d'unités ou même de zones distinctes.

- *La verticalité et la rigidité des accidents nord-pyrénéens systématiquement prolongés dans le socle profond* (M. CASTERAS, 1933; M. MATTAUER, 1968; P. CHOUKROUNE, 1974, p. 88). Ceux-ci s'incurvent au contraire dans le Trias et d'autant plus qu'ils sont plus externes, délimitant des unités structurales en coin et chevauchantes, appelées « écailles-nappes ».

- *L'orientation exclusivement longitudinale des bassins* notamment durant le Jurassique. Du Lias au Barrémien les lignes isopiques ont une orientation transversale et ce n'est qu'à partir du Bédou-

lien qu'elles prennent une orientation longitudinale prédominante.

- *L'assimilation systématique des formations tectogènes nord-pyrénéennes à un flysch néocrétacé,* transgressif et discordant. Il convient de distinguer un flysch antécénomaniens, interne et métamorphique (Flysch ardoisier) et diverses séries flyschoïdes, albiennes (Flysch noir externe), néocrétacées et tertiaires, dont la répartition obéit à une sédimentation centrifuge en rapport avec la migration de l'onde orogénique.

- *L'intervention de mouvements exclusivement verticaux durant le Secondaire* (M. MATTAUER, 1968; P. CHOUKROUNE, 1974). Après un stade de marges stables du Trias à l'Albien, l'évolution est, à partir de l'Albien supérieur, celle d'un orogène « nord-pyrénéen » dissymétrique, compris entre une marge nord, stable, et une marge sud, progradante et chevauchante. En arrière de l'intumescence orogénique ainsi formée se constitue un bassin cratonique, dissymétrique, à flanc septentrional progradant (M. SEGURET, 1972) et à flanc méridional stable.

- *La liaison entre le métamorphisme pyrénéen de la Zone Interne, à scapolites, et le plissement finicrétacé* (M. MATTAUER, 1968; P. CHOUKROUNE, 1974). Ce métamorphisme Haute-Température a été déterminé par une fracturation crustale antécénomaniens (J. RAVIER, 1969) due à la formation de la fosse du Flysch ardoisier; il précède ainsi, puis il accompagne, en s'atténuant, les plissements qui débutent à l'Albien supérieur dans cette zone.

- *La présence de brèches exclusivement sédimentaires, éocènes et discordantes sur les plis nord-pyrénéens* (M. MEURISSE, 1974; P. CHOUKROUNE, 1974). Il s'agit de brèches tectoniques hétérochrones, localisées le long des accidents et superficiellement démantelées dans des ensembles sédimentaires, localement tectonisés à leur tour.

- *La succession de phases tectoniques distinctes, séparées par des périodes de répit.* La formation des Pyrénées est un phénomène continu avec sédimentation syntectonique cicatrisant les chevauchements, au front des prismes d'accrétion septentrionaux et des nappes de couverture méridionales, à amortissement frontal, qui s'aggrègent successivement à l'édifice.

La Faille Nord-pyrénéenne

Un examen particulier doit être réservé à deux notions, celle d'une « Faille Nord-pyrénéenne » et

celle d'un *coulissement créacé de plusieurs centaines de kilomètres* le long de cet accident, parce qu'elles nous paraissent, la première, imprécise, la seconde, erronée, et parce qu'elles ont été, malgré cela, avancées pour expliquer la formation de la chaîne (P. CHOUKROUNE et *al.*, 1972-1973; P. CHOUKROUNE, 1974), vulgarisées et même exportées dans la chaîne alpine proprement dite (R. TRÜMPY, 1976; J. DEBELMAS, 1975).

Rappel historique. – La notion de Faille Nord-pyrénéenne est confuse et ne revêt pas la même signification selon les auteurs. Depuis que M. CASTERAS (1933) a posé la géologie des Pyrénées sur des bases saines, il a été admis que le front septentrional de la « Zone Primaire Axiale » est limité par un accident majeur, suivi de la Méditerranée à Bagnères-de-Bigorre et prolongé jusqu'au Pays Basque par le chevauchement des Eaux-Chaudes et des massifs d'Igouze et de Mendibelza. Contrairement aux affirmations ultérieures de M. MATTAUER et M. SEGURET (1971) et de P. CHOUKROUNE (1974), L. BERTRAND (1940, p. 213) a minimisé le rôle de cet accident (reliant son origine à la phase antécénomanienne) et donné de l'importance à une cassure tardihercynienne qu'il signalait plus au Nord, entre la bande des terrains secondaires métamorphiques et les alignements de massifs primaires nord-pyrénéens. L.U. DE SITTER (1954, p. 287) a introduit le terme de « Faille Nord-pyrénéenne » pour désigner un accident qui « longe la Zone Axiale depuis la Méditerranée jusqu'à la côte atlantique »; il ne le décrit cependant qu'en Ariège et Haute-Garonne sous forme de failles normales ou de décrochements tardihercyniens qui s'agenceraient dans une « North-pyreanean faultzone » (L.U. DE SITTER et H.J. ZWART, 1962, p. 229), assurant le passage du socle de la « Zone Axiale » à celui de certains massifs nord-pyrénéens suivant le schéma des relais de M. CASTERAS (1933, 1974). Deux ambiguïtés étaient ainsi créées : par le choix du terme, qui suggère un accident unique, par l'extrapolation géographique, qui évoque une extension sur toute la longueur de la chaîne.

En 1968, M. MATTAUER a retenu comme trait structural majeur des Pyrénées une prétendue allure rectiligne de la chaîne qu'il expliquait par le jeu d'un décrochement tardihercynien et antépermien calqué sur la « Faille Nord-pyrénéenne », toujours mal définie. Dans cet esprit et pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne, des géophysiciens (X. LE PICHON, J. BONNIN, et

J.-C. SIBUET, 1970; X. LE PICHON et *al.*, 1971) ont imaginé un décrochement sénestre courbe dans la chaîne des Pyrénées le long d'une limite de plaques, celle-ci étant assimilée à cette « Faille Nord-pyrénéenne » considérée alors comme transformante. Après avoir donné lieu à divers amendements de détail (P. CHOUKROUNE, X. LE PICHON, M. SEGURET et J.-C. SIBUET, 1972; P. CHOUKROUNE et *al.*, 1973), cette conception a été développée sur le plan géologique par P. CHOUKROUNE (1974). Pour cet auteur, la « Faille Nord-pyrénéenne » se situerait « à la limite de la zone primaire axiale et de la zone nord-pyrénéenne » sous la forme d'un « accident vertical et Est-Ouest parfaitement individualisé entre le méridien de Perpignan et celui de Lourdes » (1974, p. 10). A l'Ouest, l'accident serait relayé par une série de failles étendues à tout le domaine des Pyrénées occidentales, du chevauchement des Eaux-Chaudes à ceux de la région de Mauléon (1974, p. 205). Un coulissement sénestre de plusieurs centaines de kilomètres durant le Néocrétacé le long de cette « Faille Nord-pyrénéenne », serait à l'origine de la formation de la Chaîne des Pyrénées par collision finicrétacée à tertiaire qui engendrerait une compression hétérochrone migrant d'Est en Ouest.

Essai de définition. – Notre révision, développée plus loin dans la présente note, montre qu'il est illusoire de privilégier un accident particulier sous le nom de « Faille Nord-pyrénéenne ». Cette notion de « Faille Nord-pyrénéenne » ne peut correspondre qu'à une zone de cassure profonde, ou racine de la chaîne, le long de laquelle s'affrontent les deux cratons bordiers (pl. IV). Dans la chaîne elle-même, formée par les marges plissées de ces cratons, ne s'observent, au-dessus, qu'une gerbe d'accidents divergents, délimitant, de part et d'autre de la Zone Interne, les Zones septentrionales et la Zone des Ecaïlles bordières de la Haute Chaîne. Ces divers accidents ont joué successivement en fonction d'une évolution spatio-temporelle postérieure à la déchirure intercratonique albiennaise (E.-J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1974); cette évolution débute dans la Zone Interne Métamorphique dès l'Albien supérieur par les premières manifestations d'une compression sur une sorte de « marge active » qui migre ensuite vers le Nord par adjonctions successives des Zones Nord-pyrénéennes, découpées en écaïlles-nappes et comparables à des prismes d'accrétion.

La notion d'un coulissement créacé de plusieurs centaines de kilomètres, qui a déjà été réfutée au

niveau du Golfe de Gascogne (L. MONTADERT et E. WINNOCK, 1971; L. MONTADERT et al., 1974; G. BOILLOT, 1974), n'est pas non plus en accord avec les données de la géologie régionale (B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1975; B. PEYBERNES, 1976). La figure 4 montre l'existence de relations paléogéographiques permanentes, par-dessus la prétendue « Faille Nord-pyrénéenne », au sein de chacun des deux principaux tronçons nouvellement distingués dans les Pyrénées de part et d'autre de la Faille de Bigorre (P. SOUQUET et al., 1975). Cette liaison ainsi illustrée à travers les trois exemples de la paléogéographie antéalpienne est incompatible avec l'hypothèse d'un coulisement postérieur, de grande amplitude, le long de la « Faille Nord-pyrénéenne » supposée. La distribution des faciès de l'Albien supérieur traduit par contre un changement paléogéographique fondamental : la déchirure intercratonique par création (ou réactivation) du rift pyrénéen que recoupe un système de failles de direction transformante, évident au niveau de la Faille de Bigorre. C'est l'évolution de ce dispositif dans un mouvement des cratons à la fois convergent et latéral qui commandera la formation de la chaîne (1).

II. - NOUVELLE ESQUISSE STRUCTURALE

Entre le Golfe du Lion et le Golfe de Gascogne les Pyrénées (pl. I) constituent un segment de chaîne alpine à double déversement (pl. II), ouvert en éventail de part et d'autre d'une zone de divergence structurale, identifiée dans la Zone Interne Métamorphique, entre des Zones septentrionales déversées au Nord, vers le bassin d'Aquitaine, et des Zones méridionales déversées au Sud, vers le bassin de l'Ebre. Avec cette structure les Pyrénées représentent une chaîne intercratonique où s'affrontent deux marges continentales, la marge aquitano-languedocienne, au Nord, en bordure du craton aquitano-languedocien (2), la marge nord-ibérique, au Sud, en bordure du craton de l'Ibérie (P. SOUQUET et al., 1975). Les Pyrénées sont découpées en tronçons et assemblages de blocs par des discontinuités majeures, obliques par rapport à l'allongement apparent de la chaîne. Les unités structurales présentent des caractères particuliers en liaison avec une formation dans une zone de com-

pression et de cisaillement (P. SOUQUET et F. MEDIAVILLA, 1976) :

- *discontinuité*. Leurs limites correspondent à des accidents parallèles deux à deux, sauf cas de chevauchements ou d'étirements importants, leur assurant des formes losangique, sigmoïde ou amygdaloïde; leur individualité tient à l'existence d'un bâti en mosaïque, morcelé par des accidents profonds, orientés à N 140, N 80 et N 50, et à son influence sur la sédimentogenèse et sur la déformation d'une couverture dont le grain tectonique est à N 110-120 avec cisaillements conjugués à N 50 et N 170 (pl. I);

- *forme profonde en coin*. Les unités internes, réduites à leur « racine », sont pincées sur des accidents de socle, à jeu horizontal, et présentent une structure divergente, en éventail, entre des accidents convexes vers le haut; les unités chevauchantes sont limitées par un accident profond, redressé, et par un chevauchement peu penté et d'allure sigmoïde, qui se raccorde à ce dernier (fig. 2, 3; pl. II);

- *compression à composante convergente (N 20) et latérale (N 140, N 80 et N 50)* sur des accidents profonds. Des structures pyrénéennes à N 110 en découlent, mais celles-ci sont propres à chaque unité : il n'y a pas ici de « cylindrisme ». L'agencement des unités dépend de l'inclinaison des accidents-limites, à l'origine de chevauchements frontaux qui apparaissent au niveau des angles obtus des corps losangiques initiaux (Nord et Sud, sur les petites diagonales de contraction à N 20) ou bien de chevauchements périphériques ou d'étirements, en fonction du plongement axial, dans les angles aigus (Est ou Ouest sur les grandes diagonales d'allongement à N 110). D'une manière générale le plongement est fort au voisinage de l'axe métamorphique de la chaîne, où les unités structurales sont surélevées dans la Zone Interne, et de plus en plus faible vers le Nord et vers le Sud, où les unités sont chevauchantes dans les zones septentrionales et méridionales vers les avant pays de l'Aquitaine et de l'Ebre (pl. I et II);

- *plis en échelon*. Ceux-ci se réalisent dans la tectonique de couverture des zones externes, moins resserrées et peu découpées par les accidents du socle (pl. I).

Nombre de ces unités structurales ont été qualifiées d'« écaillés nappes », pour rendre compte à la fois de leur étirement profond dans la partie radicale, de leur superposition à un substratum d'origine plus externe et éventuellement de leur transport plurikilométrique sur des surfaces de chevauchement peu inclinées. On peut distinguer ainsi : des écaillés nappes de serrage ou de décollement qui impliquent dans une tectonique en compression des massifs de socle étirés en coin en profond et une couverture, solidaire ou détachée de ce dernier, mais plissée à la faveur de niveaux de décollements ou de dysharmonie variés (dispositifs réalisés dans les chevauchements dirigés vers les cratons bordiers et surtout développés au dessus du craton septentrional profond) (fig. 2 et 3); des nappes à amortissement frontal, avec décollements intercutanés, et des unités décollées sur le Trias qui impliquent dans une tectonique de gravité une couverture désolidarisée de son substratum originel (dispositifs réalisés dans les glissements de couverture à la surface du craton méridional surélevé) (pl. II).

La chaîne tire son origine d'un mouvement à la fois convergent et latéral du craton nord, aquitano-languedocien, chevauché et profond, et du craton

(1) De nouveaux arguments contre l'hypothèse d'un décrochement de plusieurs centaines de kilomètres le long des Pyrénées ont été récemment apportés par P.F. BUROLLET et E. WINNOCK (1977).

(2) Le qualificatif « toulousain » a été aussi utilisé.

sud, ibérique, chevauchant et surélevé dans son bourrelet marginal de la Haute Chaîne Primaire (1). Le phénomène fondamental invoqué pour expliquer la formation des Pyrénées peut être assimilé à une transpression (W.B. HARLAND, 1971; A.G. SYLVESTER et R.R. SMITH, 1976). Celle-ci s'est exercée dans des conditions d'anisotropie sur un bâti de socle morcelé en une mosaïque de blocs déterminant, à la fois, la sédimentogenèse et le plissement d'une couverture posthercynienne, ainsi découpée en unités d'échelle variable, aux caractères stratigraphiques et structuraux spécifiques.

PYRÉNÉES CATALANES

Le tronçon catalan se situe au Sud-Est de la Faille de Catalogne, ou zone de failles complexe, d'orientation générale N.E.-S.W., regroupant divers types d'accidents voisins de N 80, N 60 et N 40 et passant par les fossés néogènes de la Têt et de Cerdagne ainsi qu'aux abords de la vallée du Sègre. En raison de leur situation en bordure de la Méditerranée, les Pyrénées catalanes ne comportent que des zones méridionales.

Nous distinguons deux ensembles structuraux majeurs, à vergence Sud et Sud Ouest :

- le bâti de la Haute Chaîne Primaire, morcelé en deux blocs principaux (Albères, Canigou), séparés par la faille du Tech, et sa couverture de faciès plate-forme. Sur le revers méridional, là où elle est dépourvue de Keuper à sa base (Série du Cadi à Sénonien supérieur et Tertiaire), la couverture demeure en contact stratigraphique normal avec son substratum (unités du Haut-Ter); mais elle participe à des glissements au Sud, permis par des décollements intercutanés et amortis frontalement dans des édifices structuraux, localement à noyau paléozoïque pour les plus élevés (entre Llobregat et Ter, de part et d'autre du rio Freser) (M. SEGURET, 1972). Elle se décolle de son substratum et se plisse indépendamment là où elle débute avec du Trias (unités occidentales du Cadi et de Oden). Plus au Nord, la série d'Amélie les Bains, complétée par sa base (Trias, Lias et Maastrichtien à Garumnien) et décollée sur le Keuper, est impliquée dans des chevauchements en compression (fig. 1) donnant le synclinal complexe d'Amélie les Bains (M. CASTERAS et L. AURIOL, 1958);

- des unités allochtones, déplacées vers le Sud Ouest sur une semelle de Keuper (fig. 1); la série rappelle celle d'Amélie les Bains dans les nappes de Coustouges (M. CASTERAS et L. AURIOL, 1958), tandis qu'elle se complète encore par sa base (Trias, Jurassique, Crétacé inférieur moyen et Sénonien inférieur) dans les nappes du Haut Ampurdan (B. PEYBERNES et M. BILOTTE, 1971).

(1) Désignation utilisée pour la Zone Primaire Axiale des Auteurs, en remplacement de cette dernière qui est dépourvue de cette signification structurale et prête à confusion, l'axe de la chaîne étant matérialisé par la Zone Interne Métamorphique.

Le matériel de la marge d'un bassin de sédimentation jura-crétacé ouvert sur la Méditerranée paraît ainsi charrié, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, sur le bourrelet marginal d'un craton méridional, lui-même affecté par des chevauchements et glissements de même sens, dirigés vers un bassin molassique méridional (Cuenca potasica), normalement appuyé sur le massif catalan. Sur les versants de ce bassin se réalisent ainsi des discordances syntectoniques, de flanc actif, au Nord, et de flanc passif, au Sud (D. ORIOL RIBA, 1974).

PYRÉNÉES NAVARRO-LANGUEDOCIENNES

Le tronçon navarro-languedocien est compris entre la Faille de Catalogne et une Faille de Bigorre, zone de fracturation complexe nouvellement identifiée, avec une orientation générale à N 80, du Port de Larrau à la Garonne par la Bigorre, et des prolongements à N 50, au Sud du massif des Aldudes, en Navarre, et au Nord-Est de l'anticlinal de Plagne, en Languedoc. Ce tronçon montre une Zone Interne Métamorphique marquant la symétrie des déversements entre des zones septentrionales et méridionales divergentes, l'ensemble étant subdivisé en assemblages de blocs obliques par rapport à l'allongement de la chaîne.

Zone Interne Métamorphique

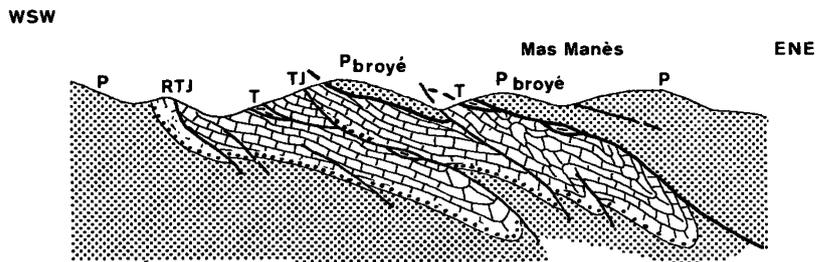
Dans l'axe des Pyrénées cette zone coïncide avec la fosse du flysch interne, ou Flysch Ardoisier albien du Couserans (E.J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1974). Celui-ci succède à un complexe marmoréen à scapolites, jura-crétacé, et renferme des filons de roches basiques alcalines. De structure synclinal, la Zone Interne est limitée par deux chevauchements divergents que jalonnent des masses de socle « déracinées » (issues de gradins des talus albiens), des écailles de couverture, des lherzolites (fig. 2 A); elle est découpée par des accidents profonds que surmontent des écailles de structure divergente, étirées en coin en profondeur. La Zone Interne renferme des massifs cristallophylliens qui témoignent, tel celui de Castillon (gneiss profonds), d'une croûte continentale amincie.

Longitudinalement la Zone Interne est découpée en 3 segments principaux faits d'unités losangiques, sigmoïdes ou amygdaloïdes, dont les extrémités sont ou bien étirées et occupées par des coins de brèches tectoniques ou bien relevées et chevauchantes : ces dispositifs traduisent des cisaillements

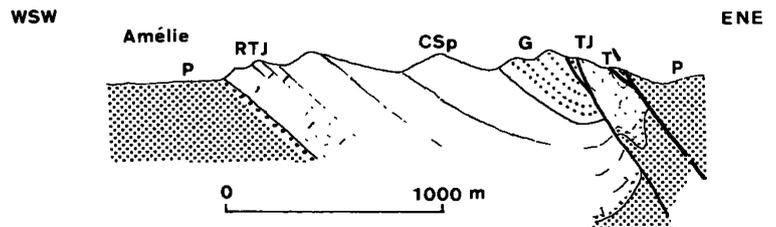
en compression, sénestres sur les directions N 80 et dextres sur des directions N 140. On distingue ainsi les segments : Boucheville - Camurac ; Vicdessos Aulus, qui se termine en hauteur dans le chevauchement du massif de Castillon ; Soueix - Ballongue, également terminé en hauteur dans la montagne du Cagire.

Ces structures résultent de deux phases de déformation liées à un métamorphisme Haute-Température (J. RAVIER, 1959 ; P. CHOUKROUNE, 1974 ;

E.J. DEBROAS, 1976). La première phase est antécénomaniennne et d'extension limitée à la Zone Interne (E.J. DEBROAS, 1976) ; elle se traduit par une schistosité de flux (S 1) subparallèle à la stratification et plan axial de rares plis subisoclinaux (délit ardoisier, brèches œillées), avec néoformation de scapolites dans le complexe marmoréen et de séricite-chlorite dans le flysch suivant une conception que confirme la récente datation du métamorphisme à 93-108 MA dans le synclinorium de



b. Synclinal d'Amélie-les-bains



a. Nappes de Coustouges

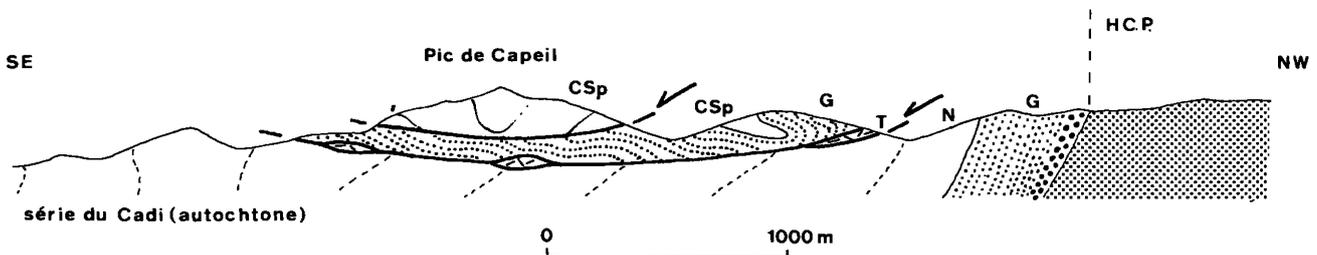


Fig. 1. - Coupes structurales dans les Pyrénées catalanes (d'après M. CASTERAS et L. AURIOL, 1958). Voir légende sur la fig. 2.

la forêt de Boucheville (F. ALBAREDE, 1976). La deuxième phase, échelonnée de l'Albien au Sénonien et contemporaine d'un métamorphisme d'autant plus accusé qu'on est plus près des accidents principaux, déborde des limites de la zone et constitue la phase majeure; elle se traduit par une schistosité de flux (biotite dans l'épizone ou séricite-chlorite dans l'anchizone) – ou de fracture – plan axial des mégastructures cartographiables. Cette phase 2 majeure est aussi responsable de la formation de cataclastites (brèches tectoniques calcaires ou calcaro-lherzolitiques) développées (E.J. DEBROAS et *al.*, 1977) sur le tracé des failles dans les charnières des plis ainsi que dans les angles des unités structurales; les « éléments » de ces brèches peuvent être remaniés dans des placages superficiels, discordants et hétérochrones, où leur forme et leur agencement tectoniques s'atténuent et disparaissent. Les premières manifestations de cette compression sont ici datées de l'Albien supérieur par une discordance angulaire qui fossilise un pli synclinal schisteux et synmétamorphe dans la masse du flysch ardoisier d'Orgibet (E.J. DEBROAS, à paraître).

Zones septentrionales

En rapport avec la marge méridionale du craton toulousain, elles sont constituées d'unités structurales à vergence nord, limitées par des chevauchements aplatés sous leurs replis frontaux et redressés dans leur zone radicale (fig. 2). Cette disposition est en contradiction avec l'interprétation « verticaliste », récemment encore exposée par P. CHOUKROUNE (1974, fig. 2, 3, 8, 9, 11, 88). Ainsi se dessinent : (a) des écaillés-nappes de serrage qui impliquent des massifs nord-pyrénéens étirés à leur base sous leurs enveloppes; elles se localisent dans des Zones Nord-pyrénéennes, identifiées en arrière du Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen, et comportent des terrigènes aptiens (Zones Commingeoise et Ultracommingeoise) et des flyschoïdes albiens (Zones Ariégeoise et Subariégeoise); (b) des écaillés-nappes de décollement qui intéressent une couverture décollée sur le Trias; elles se développent dans des Zones Sous-pyrénéennes, à flyschoïdes du Sénonien inférieur (Zone des Ecaillés sous-pyrénéennes) et du Sénonien supérieur (Petites Pyrénées, Plantaurel, Fontaine Salée).

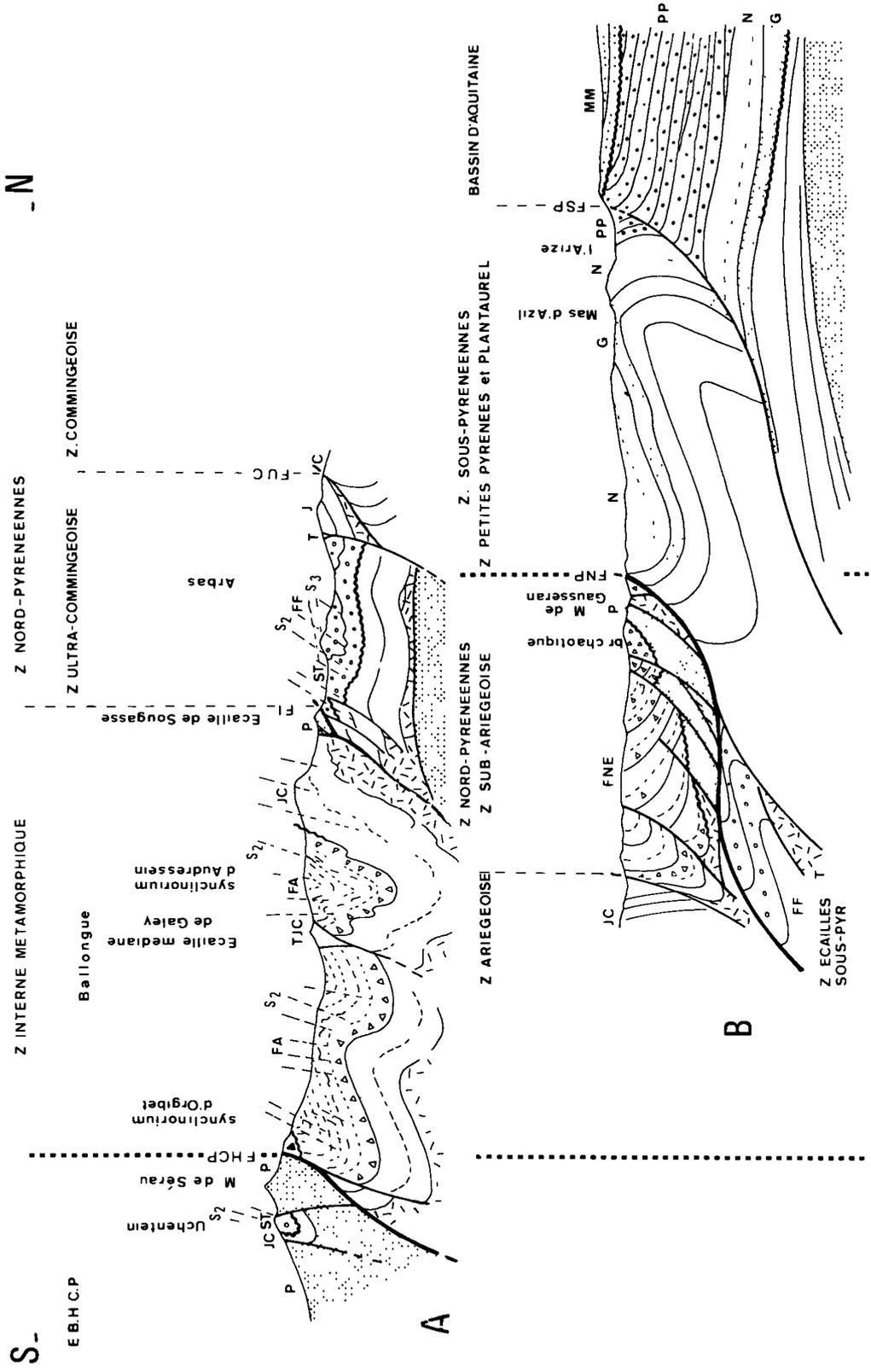
La série sédimentaire des zones septentrionales s'est constituée sur la marge stable du continent languedocien – comme l'attestent l'ouverture des

bassins éocrétaqués vers le Sud (B. PEYBERNES, 1976) et les biseaux successifs en direction du Nord de formations crétacées et tertiaires de plus en plus récentes au contact d'un substratum de plus en plus ancien (discordances septentrionales de flanc passif) – et dans une suite de bassins de comblement post-albiens (pl. III, IV) – comme l'indiquent la migration des formations néocrétaquées et tertiaires subsidentes vers le Nord et leurs discordances progressives sur des chevauchements pyrénéens qu'elles fossilisent successivement dans cette direction, les amortissant ainsi frontalement (discordances méridionales de flanc actif) : discordance cénomanienne au front de la Zone Interne; sénonienne sur le front nord-pyrénéen; éocène sur le front sous-pyrénéen.

Zones Nord-pyrénéennes

La Zone *Ultracommingeoise* se caractérise par un bombement du socle expulsé vers le haut dans des massifs en « noyaux de prunes » qui miment des horsts : massifs de Chaum, ou Barousse Est (J. THIEBAUT, 1957), de Milhas, Trois-Seigneurs, St-Barthélémy, Bessède, Salvezines, Agly. La couverture les enveloppe dans des voûtes à grand rayon de courbure que surmontent des plis ou des écaillés, déversés ou couchés au Nord. La Zone *Commingeoise* présente une série de couverture épaisse, plissée indépendamment de tout substratum hercynien; on ne peut lui rattacher que le massif paléozoïque de la Barousse Ouest – ou massif de Ferrières de J. THIEBAUT (1957). Cette série de couverture est replissée dans l'unité losangique du Comminges, ou bien elle part en écaillés nappes (à replis synclinaux frontaux dans la zone de transport) dans le Pays de Sault (fig. 2) et la Nappe des Corbières (1). La Zone *Ariégeoise* comporte le massif hercynien de l'Arize dans une écaille nappe également typique : limitée au Sud par un accident subvertical, elle s'avance sur les zones plus septentrionales aussi bien vers le Nord que vers l'Est, dans le chevauchement périphérique de Croquier et du chaînon du Pech de Foix, au dessus de la demi fenêtrée de Nalzen. Plus à l'Est, il lui revient l'écaille chevauchante de Montségur et celle du chaînon de Galamus, au dessus du célèbre chevauchement de Bugarach. La Zone *Subariégeoise* est découpée en unités losanges de structure synclinoriale (Camarade) ou en étroites écaillés (Serrelongue Montgaillard; Camps Peyrepertuse) qui peuvent s'enfoncer sous les zones plus méridionales. Décollée sur le Trias, la Zone *Subariégeoise* vient sur les Zones Sous Pyrénéennes à la faveur du Chevauchement Frontal Nord pyrénéen que jalonnent de petits massifs paléozoïques « déracinés » (Betchat; Gausseran), arrachés aux gradins des talus albiens et noyés sous une brèche chaotique vraconocénomanienne.

(1) Dans les Zones Commingeoises on connaît des filons de monchiquites et de shonkinites, ainsi que de petits massifs de syénite néphélinique (B. AZAMBRE) localisés à l'arrière de la nappe des Corbières (Fitou).



Zones Sous-pyrénéennes

La Zone des Ecaïlles Sous pyrénéennes qui est ainsi largement chevauchée, apparaît sous la forme d'une étroite lame discontinue, à matériel flyschöïde, décollée sur un Trias emballant des blocs de gneiss (Betchat). Dans les lames de Celles Montferrier et de Camps Peyrepertuse (fig. 2) elle dessine des écaïlles-nappes avec partie radicale cisailée, redressée, au Sud, et zone de transport sur faille plate, au Nord, terminée en hauteur par un synclinal frontal : synclinal du Rocher de Peyrepertuse charrié sur le synclinal de Soulatgé (M. BILOTTE, 1975). La Zone des Petites Pyrénées Plantaurel - Fontaine Salée chevauche l'autochtone du couloir de Carcassonne ou la Zone Prépyrénéenne des Corbières (B. PEYBERNES, 1976), le long d'un Chevauchement Frontal Sous-pyrénéen amorti dans les poudingues ilerdiens de Palassou. Elle se caractérise par un décollement généralisé sur le Trias et par des plis en échelon dont le plan axial s'incurve et s'incline en profondeur.

Le Chevauchement Frontal Nord pyrénéen et les unités Nord pyrénéennes les plus septentrionales sont recouvertes en discordance par les argiles rouges du Maastrichtien supérieur continental (base du Garumnien) dans l'anticlinal de Péreille et le synclinal de Baulou (J. REY et P. SOUQUET, 1974); la discordance est replissée dans ces amples structures d'âge tertiaire qui se relient aux Zones Sous pyrénéennes (M. BILOTTE et al., 1975).

Compte tenu des données déjà rapportées sur la tectonique de la Zone Interne, les Zones Nord-pyrénéennes doivent leurs structures majeures à la phase 2, d'ailleurs liée à une schistosité de fracture (S2) qui s'atténue et disparaît vers le Nord. Cette phase antégarumnienne peut être hétérochrone dans les limites du Néocrétacé : elle correspond à la transpression « laramienne ».

Les plissements tertiaires ont affecté les Zones Sous-pyrénéennes dès l'Ilerdien moyen, toujours dans un mouvement à la fois convergent et latéral. Ils s'accompagnent d'une schistosité de fracture localisée le long des accidents et dans les flancs inverses des plis. Dans les Zones Interne et Nord-pyrénéennes, cette tectonique tertiaire a accentué la surélévation ainsi que la flèche des chevauchements (en particulier au Sud, puisqu'ils sont amortis au Nord) pinçant ainsi sur leur tracé des lambeaux garumniens discordants (Cucugnan).

Les unités septentrionales se regroupent en trois assemblages (P. SOUQUET et F. MEDIAVILLA, 1976), obliques par rapport à l'allongement de la chaîne et rattachés aux 3 segments de la Zone Interne. Ces assemblages sont séparés par des accidents majeurs, de direction voisine de N 80 (parallèles à la Faille de Bigorre) et reliés à des cassures profondes à N 50, conservées sur le craton languedocien. On doit leur reconnaître un rôle paléogéographique et structural.

Ainsi ont été individualisés (pl. I), durant le Mésozoïque et le Tertiaire :

- un assemblage occidental, *Ballongue, Pech de Foix*, à polarité atlantique;
- un assemblage médian, *Castillon Aulus, Trois-Seigneurs, Tarascon, Nalzen*, à valeur de haut-fond;
- un assemblage oriental, *Camurac Boucheville, St-Barthélémy, Corbières*, à polarité méditerranéenne.

Dans l'assemblage occidental les Zones Nord-pyrénéennes présentent un plongement axial vers l'Ouest avec des extrémités occidentales étirées et des terminaisons orientales flottantes : la Zone Ultracommingeaise dans la Forêt de Larroque; la Zone Ariégeoise dans le chevauchement de l'Arize (Croquier) et du Pech de Foix; la Zone Subariégeoise dans l'anticlinal de Péreille. A cette échelle la compression s'est accompagnée de mouvements de cisaillements à composante principale sénestre dans la direction N 80.

Dans l'assemblage oriental la disposition est inversée avec un plongement axial vers l'Est. Les extrémités orientales des zones sont étirées alors que les terminaisons occidentales flottent : la Zone Ariégeoise dans le Bugarach; la Zone Commingeaise dans le Pays de Sault; la Zone Ultracommingeaise dans le Massif de St Barthélémy. A cette échelle, la compression est ici accompagnée de cisaillements dont la composante principale est dextre dans la direction N 140. (Des mouvements sénestres se reproduisent plus à l'Est suivant une direction N 50; ils sont en relation avec la mise en place de la Nappe des Corbières).

Quant à l'assemblage médian, il est chevauché latéralement, sur ses deux côtés, dans le Massif des Trois-Seigneurs et dans les demi-fenêtres de Tarascon (B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1974) et de Nalzen (M. BILOTTE et al., 1975, fig. 2), à hauteur de Croquier, par les terminaisons périphériques flottantes des massifs de l'Arize et du Saint Barthélémy et, plus au Nord, par l'écaïlle nappe du chaînon du Pech de Foix.

Dans la Zone Interne et les Zones Septentrionales la compression est donc accompagnée de coulissements antagonistes et compensés au niveau de discontinuités N.E.-S.W.; leur amplitude est de l'ordre de la dizaine de kilomètres.

Zones méridionales

Les Zones méridionales à vergence Sud sont en rapport avec le craton ibérique et avec son bourrelet marginal de la Haute Chaîne Primaire (P. SOUQUET, 1967) sur lesquels elles se sont constituées. A leur découpage longitudinal se surimpose un morcellement transverse qui prolonge celui des assemblages septentrionaux et se traduit par ses influences à la fois paléogéographiques et structurales. Ceci est en accord avec la position de ces zones méridionales au Sud des limites de l'orogène albien, marquées par un Chevauchement Frontal Sud-pyrénéen (symétrique du Front Nord-pyrénéen), c'est-à-dire sur la plate-forme à flyschöïdes du

Sénonien : ainsi homologues des Zones Sous-pyrénéennes septentrionales, mais déversées vers le Sud, les Zones méridionales sont limitées sur leur front par un Chevauchement Frontal Sous-pyrénéen méridional.

Le Front Sud-pyrénéen est matérialisé, au Sud de la Zone Interne Métamorphique, par des noyaux paléozoïques déracinés, tels les massifs de Sérau et de Lordat (fig. 2), suivant un dispositif symétrique de celui réalisé au Nord dans les massifs de Betchat, Camarade et Gausseran (fig. 2B). Plus au Sud, les unités méridionales peuvent être regroupées en trois grands ensembles structuraux.

Les Ecaïlles bordières de la Haute Chaîne Primaire. Très étroites et discontinues, elles jalonnent la bordure Nord de la Haute Chaîne, de Gesse (vallée de l'Aude) à Sainte-Marie-de-Campan (vallée de l'Adour) et au pic de Bazès. Avec des terrigènes néocrétacés de plus en plus récents vers le Sud, ces écaïlles représentent les divers gradins très étirés et déformés (schistosité de flux) du talus nord-ibérique : elles ont valeur d'unités de marge sud (E.J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1974).

La Haute Chaîne Primaire et sa couverture. La Haute Chaîne constitue le bourrelet du craton ibérique ; elle est ainsi surélevée à l'avant de ce dernier et déversée au Sud. Sa couverture, qui est décollée du substratum partout où elle débute avec du Keuper (bassin sud-pyrénéen de Graus-Tremp) et qui est affectée ailleurs de décollements intercutanés (plate-forme du Haut-Aragon), se découpe, dans ce mouvement, en unités chevauchantes au Sud amorties frontalement (P. SOUQUET, 1967 ; M. SEGURET, 1972 ; A. GARRIDO, 1973) : ces dernières ont ainsi la particularité de se disposer en échelon, de se relier par leur front Sud et de se raccorder à la couverture du craton méridional. Pour nous, il n'y a pas ici un front de chevauchement continu tel qu'il a été proposé par M. SEGURET (1972).

La Haute Chaîne est morcelée en blocs losangiques, sigmoïdes ou amygdaloïdes, de plus en plus étirés vers l'Ouest. A un bloc *Aneto* se raccordent les unités décollées d'un bassin sud-pyrénéen de Graus-Tremp (1), ouvert vers le Nord et la Méditerranée et découpé par des gradins transverses : unité Pedraforca (élément navarro-languedocien charrié sur le tronçon catalan) - Prada-Aulet, qui correspond à un bassin éocrétaqué ; unité Turbon-Cotiella, qui correspond à un bassin sénonien. La cartographie (P. SOUQUET, 1967 ; A. GARRIDO, 1973) y révèle une discordance cénomaniennne de bordure de bassin et des corps tecto-sédimentaires déformés avec une vergence Sud en milieu sous-marin, durant le Sénonien (discordance progressive santono-campanienne), avant d'être fossilisés sous la discordance laramienne (P. SOUQUET, 1965). A un bloc *Vignemale* se relie une enveloppe néocrétacée et tertiaire, établie sur une plate-forme occidentale du Haut-Aragon qui s'ouvrait, au Crétacé, vers le Nord et l'Atlantique. En contact stratigraphique avec son substratum la couverture est compartimentée en écaïlles-nappes de serrage (plis-couchés des Eaux-Chaudes - zone d'ensellement du pic

d'Orrhy - Gavarnie), qui se complètent vers le Sud (P. SOUQUET, 1967) par des structures de glissements intercutanés (Visaurin, Collarada, Telera, Tendenera), allant jusqu'à des nappes amorties frontalement dans le Tertiaire du synclinal de l'Aragon (nappe du Mont-Perdu). On y observe (M. SEGURET, 1972 ; A. GARRIDO, 1973) des glissements syn-sédimentaires vers le Sud avec des discordances syntectoniques de flanc actif, dans l'Eocène inférieur (front du Cotiella) et l'Eocène moyen (front du Mont-Perdu).

Le Craton Sud-pyrénéen et sa couverture. La couverture décollée sur le Trias constitue les Sierras marginales catalanes (qui se raccordent aux Pyrénées catalanes par-delà la dislocation du Sègre) et les Sierras marginales aragonaises. Ces unités décollées se relient au Nord à la couverture de la Haute Chaîne par le synclinal de l'Aragon et la zone d'amortissement du Cinca (pl. I) ; vers le Sud, elles chevauchent le bassin de l'Ebre et ses rides du gypse oligocène, le long d'un chevauchement discontinu : le Front Sous-pyrénéen méridional. La série sédimentaire du craton ibérique se complète par sa base du Sud au Nord, mais aussi d'Est en Ouest, jusqu'à un bassin éocrétaqué occidental, reconnu par forage à hauteur de la vallée de l'Arga (R.R. KING, 1976) : cette plate-forme avait donc une polarité atlantique.

La reconstitution palinspastique montre l'importance du chevauchement signalé entre la Haute Chaîne Primaire et le craton méridional (pl. II), accident né sur la limite structurale entre un bourrelet marginal portant des bassins transverses à polarité nord et méditerranéenne et une plate-forme continentale à polarité atlantique : cette zone accidentelle, connue sous le nom de « Zone des Noguerras », comporte des blocs paléozoïques, noyés dans du Trias, qui ont été interprétés, et encore récemment, soit comme des têtes plongeantes (M. SEGURET, 1972) soit comme des massifs étirés en coin en profondeur (P.H.W. MEY, 1968). L'évolution du bourrelet traduit son relèvement progressif d'Est en Ouest durant l'Albien, le Néocrétacé et le Tertiaire, avec glissement corrélatif de la couverture méridionale : ce mouvement s'opère en contemporanéité avec le serrage des bassins de comblement nord-pyrénéens successivement déportés vers le Nord au cours des mêmes étapes (pl. IV).

PYRÉNÉES BASCO-BÉARNAISES

Au Nord-Ouest de la Faille de Bigorre, le tronçon basco-béarnais reproduit l'organisation pyrénéenne nouvellement reconnue, avec des Zones septentrionales et méridionales qui s'affrontent le long d'une Zone Interne Métamorphique (fig. 3), ici discontinue. Il se distingue des tronçons plus orientaux par une évolution sédimentaire et structurale dans un domaine à polarité exclusivement atlantique.

(1) Ces unités avaient été regroupées sous l'appellation de Zone Sud-pyrénéenne.

Zone Interne Métamorphique

La Zone Interne Métamorphique est parfaitement caractérisée dans la Nappe des Marbres (P. LAMARE, 1936). Il s'agit d'une bande synclinoriale étroite où se retrouvent le complexe marmoréen jura-crétacé, à minéraux, et le flysch ardoisier albien. Les chevauchements, redressés, sont jalonnés par des écaillés de couverture et aussi par des copeaux de lherzolites et de gneiss profonds (M. ROSSY, J. THIEBAUT et F. WALGENWITZ, 1975).

A l'Est de Saint-Jean-Pied-de-Port, la Zone Interne ne se distingue plus. Sa position est cependant matérialisée par une zone d'accidents complexe qui passe par Bielle, Arthez-d'Asson, Lourdes et Bagnères-de-Bigorre où elle rejoint la Faille de Bigorre. Son tracé en baïonnette est jalonné par des pointements de lherzolites et de Trias métamorphique (Gotein) ainsi que par des écaillés de couverture discontinues et superficiellement extravasées, comme la ride de St-Pé-de-Bigorre par exemple. Cet accident, qui marque ici l'axe des Pyrénées (fig. 3, pl. I), met en contact des zones septentrionales et méridionales dont les terrains sont affectés, à son voisinage, par un métamorphisme de faible intensité.

Ce métamorphisme basco-béarnais est polyphasé, et, dans sa nature et sa chronologie, comparable à celui des Pyrénées navarro-languedociennes. Dans les écaillés-nappes du Flysch ardoisier des Baronies, de la Bigorre (E.J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1973) et du Béarn (Barescou), les mégas-structures sont liées à une phase 2 synmétamorphe qui plisse une schistosité de flux de phase 1 subsoclinale. Le plissement, dont l'âge n'est pas ici caractérisé (mais qui pourrait être laramien), est postérieur à la mise en place (B. AZAMBRE et M. ROSSY, 1977), durant le Crétacé, de plutons de syénites feldspathoïdiques (Arrodets, Ségur) et de tout un cortège de roches alcalines intrusives (picrites, teschérites) et effusives (coulées basiques « spilitiques »), ces dernières étant plus fréquentes dans le Cénomano-Turonien des Zones septentrionales.

Zones septentrionales

Les zones septentrionales correspondent à la marge stable sud-aquitaine sur laquelle elles se sont constituées. Elles sont déversées au Nord-Est vers un avant-pays précisément formé par le continent aquitain profond. On peut y distinguer des Zones Nord-pyrénéennes, en arrière du Chevau-

chement Frontal Nord-pyrénéen, sur la marge stable de l'orogène albien, et des Zones Sous-pyrénéennes, plus au Nord, nées sur les gradins des flyschoïdes sénoniens (fig. 3).

De leur extrémité orientale, dans la région de Bagnères-de-Bigorre, à leur extrémité occidentale, près de Guernica, les Zones Nord-pyrénéennes dessinent un corps sigmoïde (pl. I); son ossature est formée par le bombement des massifs du Cinco-Villas et du Labourd, tandis que les flyschs du Pays basque et de la Bigorre constituent, en avant, une frange chevauchante vers le Nord-Est, bien connue grâce aux travaux pétroliers (SNEA.P.; ESSO).

La Zone Cinco-Villas Labourd rappelle la Zone Ultra commingeoise : les massifs hercyniens sont expulsés vers le haut entre les accidents redressés de la Zone Interne, au Sud, et des chevauchements peu inclinés, au Nord, sur les flyschs crétacés; la couverture, qui est faite de terrains anté-albiens et de Néocrétacé (flysch à Fucoides), enveloppe ces massifs (dont elle est cependant quelque peu désolidarisée au niveau du Trias) et participe avec eux à des transports tectoniques plurikilométriques (G. ZOLNAI, 1971 1975). Au Nord de la fosse du Flysch albien interne, cette zone surélevée est née sur le rebord de la plate forme continentale sud aquitaine. La Zone des Flyschs du Pays Basque et de Bigorre rappelle la Zone Subariégeoise : décollée sur le Trias, elle s'avance sur les zones septentrionales et son front est jalonné par des noyaux paléozoïques « déracinés » (et même par une lherzolite) et par des anticlinaux de terrains anté albiens noyés sous un flysch albien (suivi de Néocrétacé) qui contient des roches effusives et intrusives alcalines. Dans les écaillés nappes de cette zone le flysch est repleyé dans des synclinaux déversés au Nord dans les flancs sud, souvent renversés, sont dilatés, tandis que les flancs nord sont réduits ou absents par biseau originel sur les pentes sous-marines du talus sud-aquitain (Bigorre). Cette Zone des Flyschs s'est formée sur des gradins de la marge sud aquitaine albienne, où les terrains carbonatés de plate-forme sont fossilisés sous les prismes du flysch externe progradant.

Les Zones Sous-pyrénéennes correspondent à l'Unité d'Orthez, à flyschoïdes sénoniens, complètement décollée dans une écaille nappe synclinoriale, largement chevauchante sur le bassin d'Arzac (G. ZOLNAI, 1975) avec une flèche supérieure à 15 km (fig. 3).

Les relations des flyschoïdes néocrétacés et tertiaires avec leur substratum méridional – qui évoquent les migrations syntectoniques de flanc actif – et le sens du transport sédimentaire – qui est Sud-Nord – conduisent à rappeler la déformation continue, invoquée pour les Pyrénées navarro-languedociennes, dans un bassin de comblement dont l'axe s'est déplacé vers le Nord, au cours du Crétacé et du Tertiaire, en avant du noyau de la chaîne en cours de soulèvement.

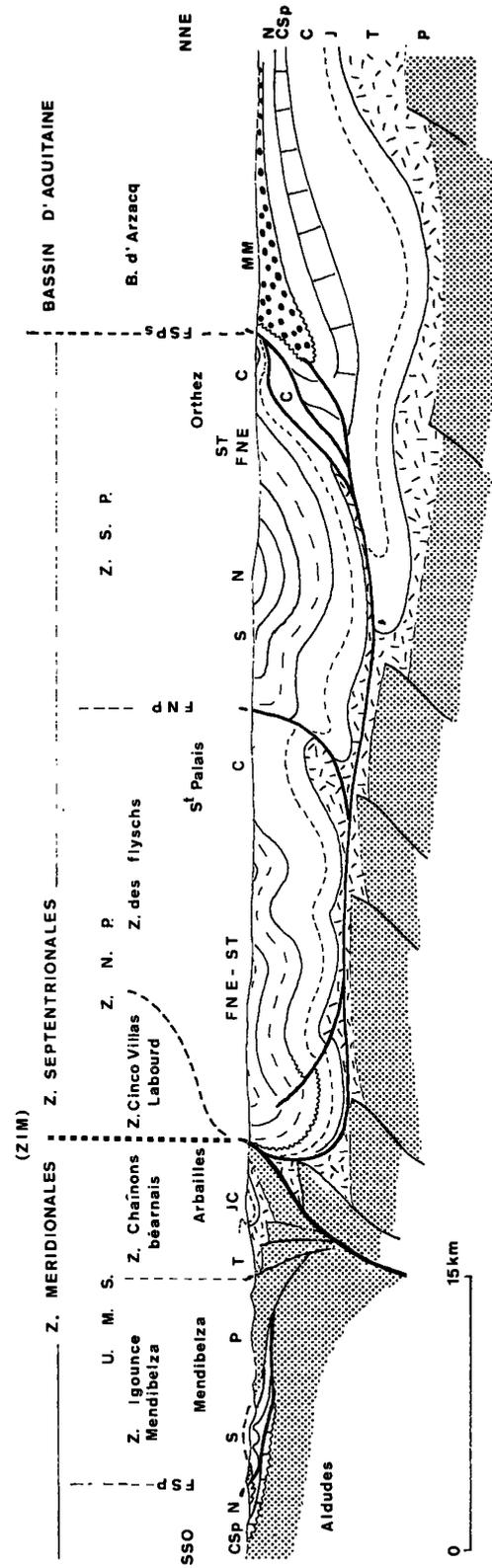


Fig. 3. - Coupe structurale à travers les Pyrénées basco-béarnaises (Zones septentrionales d'après G. ZOLNAI 1971-1975). Même légende que la fig. 2.

Zones méridionales

Les zones méridionales sont en rapport avec le craton ibérique sur lequel elles se sont constituées. Elles sont au nombre de trois et leurs caractéristiques stratigraphiques et structurales révèlent l'importance de la Faille de Bigorre qui les sépare du tronçon navarro-languedocien.

Les unités de marge sud, formées sur la marge nord-ibérique, sont ici très développées; elles sont expulsées vers le haut sur le tracé d'une Faille de Bigorre subverticale et déversées de manière divergente, vers le Nord, dans la Zone des Chaînon Béarnais, et vers le Sud, dans la Zone Igouince-Mendibelza (fig. 3). Sur la limite, de nombreux plis à axe vertical (Mont Bégousse, pics d'Irody et du Sudou) et des extrusions (pic d'Arguibèle) témoignent de la composante sénestre du mouvement de transpression.

La Zone des Chaînon Béarnais n'a rien à voir avec les Zones Commingeoises et Ariégeoises du tronçon navarro languedocien auxquelles on l'avait toujours reliée dans une traditionnelle « Zone Nord pyrénéenne ». De part et d'autre de la faille transformante de Bigorre, ces zones sont en réalité séparées par l'axe des Pyrénées, celles-ci correspondant à la marge nord, aquitano languedocienne, celle-là à la marge sud, ibérique.

Dans la Zone des Chaînon Béarnais, la série des carbonates et shales jurassiques et éocènes se réduit ainsi vers le Sud, du flanc nord au flanc sud de l'anticlinal de Sarrance, jusqu'à apparition de bauxites entre Callovo-Oxfordien et Urgo Aptien (Gargasien), dans les chaînon de l'Ourdinse, Sarre longue et Bergon. Plus au Sud encore, dans le flanc méridional des Arbailles, c'est l'Urgo-Albien qui devient transgressif. Des lambeaux de flysch albien fossilisent cette marge dans la région de Tardets et au voisinage de la Faille axiale, où ils prennent le faciès ardoisier (Barescou, Bigorre); leur superposition à un substratum de plus en plus ancien jusqu'au Trias en direction du Sud et du Sud Ouest témoigne encore de l'ouverture du bassin vers le Nord.

Dans cette zone étirée en coin en profondeur, la déformation en transpression se traduit par un découpage en amygdales, très étirées par cisaillement sénestre suivant la direction N 80, dans les unités nord, profondes et métamorphiques (Bagnères, Lourdes), et par des plis déversés ou couchés au Nord, dans les unités sud, soulevées et décollées sur le Trias (Layens, Ourdinse).

La Zone Igouince-Mendibelza se caractérise par les deux amygdales hercyniennes des massifs d'Igouince et de Mendibelza que sépare le synclinal triasique de Larrau. Étirés en profondeur, et non pas limités par des accidents verticaux (P. CHOUKROUNE, 1974, fig. 35), et avec des terminaisons flottantes (fig. 3, pl. I), ces deux massifs chevauchent vers le Sud la couverture néocrétacée et tertiaire de la Haute Chaîne Primaire (tronçon navarro languedocien), elle-même rompue en une cascade de plis couchés au Sud dans la zone d'ensellement du pic d'Orhy (P. SOUQUET, 1967). La fenêtre néocrétacée d'Irigaraya, sous le Trias de Larrau, et la klippe du pic de Lacoura prouvent l'amplitude plurikilométrique (M. CASTERAS, 1949) du déplacement et suggèrent le raccordement des deux chevauchements plats à l'accident septentrional vertical, reconnu dans l'axe de la zone de transpression (fig. 3).

Les deux massifs sont recouverts par les Poudingues albiens de Mendibelza, une série de comblement sous aquatique accumulée dans un cône sous marin qui s'ouvre et s'étale vers le Nord, du massif de Mendibelza à celui d'Igouince, en direction des marnes conglomératiques de Tardets. Les deux massifs jalonnent donc le talus albien nord ibérique dont ils sont issus.

Ainsi se révèle, au Sud et au dessous des massifs d'Igouince et de Mendibelza, un chevauchement homologue de celui qui a été signalé au Sud des Ecailles bordières de la Haute Chaîne (sur le même talus nord-ibérique) et symétrique de celui qui est connu au Nord des Zones Subariégeoises et des Flyschs du Pays Basque (sur le talus aquitano languedocien) : il s'agit bien là d'un *Chevauchement Frontal Sud pyrénéen*.

En position plus méridionale, la Zone des Aldudes comprend le massif des Aldudes et sa couverture. Celle-ci est constituée par un Néocrétacé de plate forme, suivi de flyschs tertiaires et transgressif sur une série antécénomaniennne épicon tinentale qui se développe vers l'Ouest, en fonction de la polarité atlantique du craton.

Le massif des Aldudes ne prolonge pas pour autant la Haute Chaîne Primaire dont il reproduit les caractères essentiels au delà de la zone d'ensellement du pic d'Orhy. Il en est, en réalité, nettement séparé par la Faille de Bigorre : alors que dans le tronçon navarro languedocien la Haute Chaîne, surélevée et sapée à sa base, se déverse au Sud sur le craton méridional en entraînant sa couverture, dans le tronçon basco-béarnais, le massif des Aldudes est au contraire chevauchant vers le Nord Ouest; il s'avance sur le Trias de St Jean-Pied de Port, tandis qu'il supporte sur son front (fig. 3) une écaïlle nappe détachée, en sens opposé, du Mendibelza (écaïlles synclinales tertiaires, en avant d'une tête plongeante paléozoïque, renversée sur un faux anticlinal de Sénonien).

On vérifie ainsi, à travers les relations des unités qui s'affrontent dans la région de St-Jean-Pied-de-Port, que la compression pyrénéenne s'est accompagnée de coulissements antagonistes et compensés qui se réalisent au niveau de discontinuités N.E.-S.W. et N.W.-S.E. avec une amplitude plurikilométrique.

La description précédente montre que, dans les Pyrénées, la contraction est assurée par l'aplatissement, l'étirement et le glissement de blocs (ou unités losangiques, sigmoïdes ou amygdaloïdes) nouvellement distingués, par leur chevauchement dans les zones externes et leur surélévation dans les zones internes où certaines amygdales sont réduites à leurs racines (fig. 2, 3); on peut déduire aussi le plongement de la bordure du continent européen sous les écaïlles-nappes pyrénéennes et même envisager un chevauchement des deux bordures continentales (pl. II, IV), dans un mouvement à la fois latéral et convergent, le long d'une cassure majeure profonde qui, seule, mérite d'être assimilée à la « Faille Nord-pyrénéenne ». La contraction est importante dans la partie axiale de la chaîne; elle est croissante d'Ouest en Est (pl. I).

Cette structure a été déterminée par un facteur fondamental : l'anisotropie d'un bâti hercynien, découpé en une mosaïque de blocs. Ses discon-

tinuités sont à l'origine du tracé des lignes isopiques sur les cratons et de l'orientation de l'orogène ; elles ont aussi déterminé la déformation au cours d'un continuum tectorogénique postalbien.

III. - HISTOIRE STRUCTURALE

Compte tenu de la révision tectonique ici con-signée et des données stratigraphiques et paléo-géographiques, illustrées sur la pl. III et les fig. 4 et 5, et en fonction des acquisitions sédimentologiques récentes, l'histoire structurale des Pyrénées peut être reconstituée suivant le schéma décrit ci-après.

PERMO-TRIAS. Arche pré-rift et rift continental (L. MONTADERT et *al.*, 1974) : bombement, glyptogénèse (molasse posthercynienne, ou Grès Rouge) et volcanisme albitophyrique (N. MORRE et J. THIEBAUT, 1962).

TRIAS SUPÉRIEUR. Golfe « proto-océanique » : évaporites et mise en place d'un niveau doléritique, à affinité tholéitique (ophites) (J. THIEBAUT, 1973), dans un domaine qui déborde largement les limites de la chaîne.

CYCLE I. Lias à Barrémien : Plate-forme continentale unique, couverte par une série discontinue de carbonates et de shales, coupée de lacunes entre régressions et transgressions, avec volcanisme hettangien trachytique (tuf de Ségalas). Les lignes isopiques obéissent plutôt à des directions transversales (N-S à N 50) sur un tronçon navarro languedocien, à polarité méditerranéenne (« fosse » vocontienne), et un tronçon basco-béarnais, à polarité atlantique (B. PEYBERNES, 1976).

Les trois exemples de la fig. 4 illustrent ce dispositif :

- à l'Aalénien, le tronçon navarro-languedocien est occupé par une mer épicontinentale (faciès à Gryphées), ouverte, par les Corbières, sur la Mésogée ; elle est bordée, au Nord, par le continent toulousain et, au Sud, par le continent de l'Ebre, émergés. Les relations transpyrénéennes, évidentes entre Corbières et Pyrénées méridionales, à travers la « Faille Nord pyrénéenne » et par dessus la Haute Chaîne, impliquent l'existence, sur cette dernière, d'un axe de permanence marine, parallèle à la Faille de Catalogne.

Dans l'ensemble des Pyrénées basco béarnaises, les faciès sont différents, mais ici encore uniformes : mer à microfilaments (« faciès basque » de G. DUBAR, 1925), à polarité vers le plan d'eau atlantique.

- à l'Oxfordien supérieur, les Pyrénées navarro-languedociennes sont le siège d'une sédimentation de plate forme interne, protégée à l'Ouest par une barrière oolithique et cor

respondant à l'extrémité méridionale du « Haut Fond Occitan » de J. ARENTZ et *al.*, (1975). Les Pyrénées basco béarnaises présentent l'organisation d'une marge stable, atlantique, sur laquelle se développent des sédiments de type plate-forme, barrière et bassin (marnes à Ammonites d'Hosta) ;

- au Néocomien, dans les Pyrénées navarro-languedociennes, l'axe de permanence marine transpyrénéen, hérité du Dogger, est réactivé avec pénétration d'influences mésogéennes, matérialisées par la migration de Calpionelles et d'Ammonites « vocontiennes » dans le Berriasien. Les Pyrénées basco béarnaises présentent des faciès tout à fait différents avec des séries réduites, progressivement envahies, vers l'Ouest, par le Wealdien continental.

La différence des faciès navarro-languedociens et basco-béarnais, d'une part, et leur uniformité dans les zones septentrionales et méridionales de chacun des deux tronçons, d'autre part, montrent l'absence de coulissement important le long de la Faille Nord-pyrénéenne des Auteurs.

L'orientation des lignes isopiques met en évidence, au contraire, l'influence sur la sédimentation des failles transverses, comme les Failles de Bigorre et de Catalogne, peut-être allongées suivant des directions paléotransformantes, liées à l'ouverture atlantique (G. BOILLOT et *al.*, 1974).

CYCLE II. Aptien-Albien : il traduit la surimposition de directions longitudinales (N 140 à N 110), parallèles aux grandes cassures du socle, qui vont se maintenir durant tous les stades ultérieurs ; on note cependant des différences dans les faciès ou l'âge des dépôts entre les tronçons et assemblages de blocs que séparent des discontinuités orientées suivant les directions transformantes antérieurement mentionnées.

Deux périodes doivent être distinguées (pl. IV) :

a) *Aptien Albien inférieur à moyen* : création des marges stables aquitano-languedocienne et nord-ibérique. Leurs différents gradins se couvrent de calcaires de plate-forme urgonienne, transgressifs vers les bordures continentales, et de pélites occupant des bassins longitudinaux à sédimentation centrifuge.

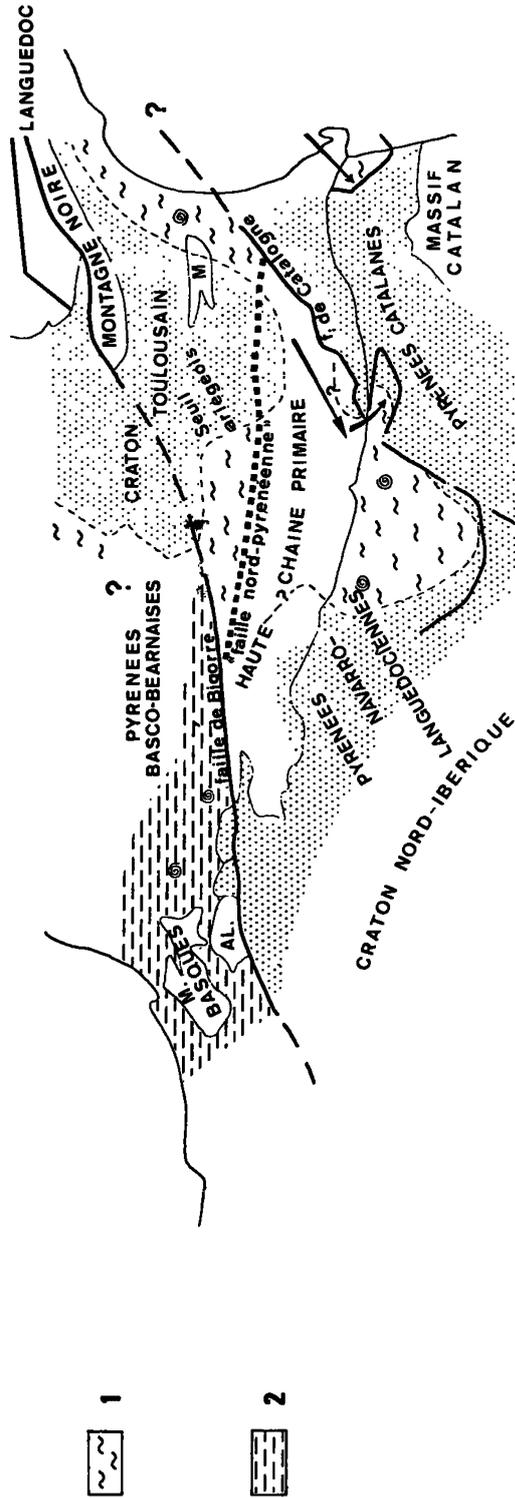
Ainsi, dans les Pyrénées navarro-languedociennes (B. PEYBERNES, 1976) on note une dualité entre faciès pélagiques de bassin et faciès carbonatés de plate forme (calcaires urgoniens). Les faciès de bassin apparaissent dès le Bédoulien (Marnes à *Deshayesites*), dans les Zones Commingeaise et Ultracommingeaise, au Gargasien puis à l'Albien inférieur (Marnes à *Hypacanthoplites*), dans la Zone Ariègeoise.

Un dispositif symétrique et synchrone s'observe dans les zones méridionales, de l'unité Aulet Prada à celle du Montsech. Corrélativement, les faciès urgoniens hétérochrones (Urgo-Aptien puis Urgo Albien) se développent en transgression sur le continent toulousain (Zone Ariègeoise) et le continent de l'Ebre (unité Pont de Suert Turbon ; Montsech), émergés et localement couverts de bauxites.

PALEOGEOGRAPHIES PYRENEENNES 1

(LIAS SUPERIEUR, JURASSIQUE, EOCRETACE)

Répartition des dépôts au passage Toarcien - Aalénien



Répartition des dépôts à l'Oxfordien supérieur

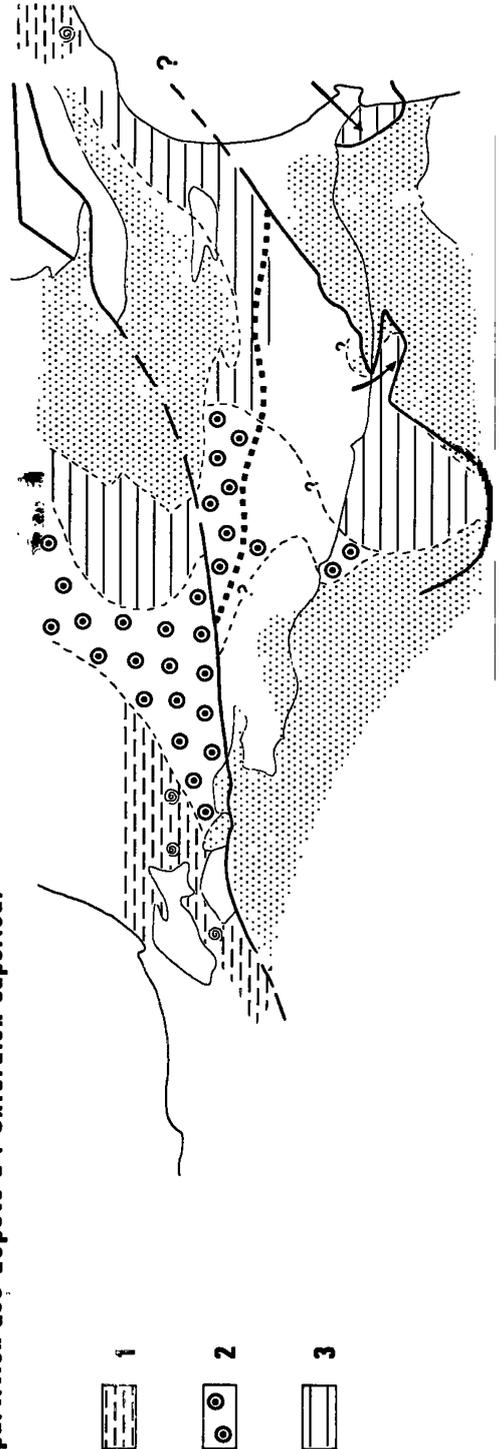
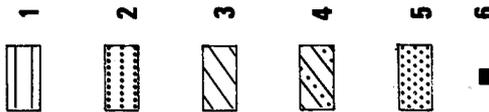
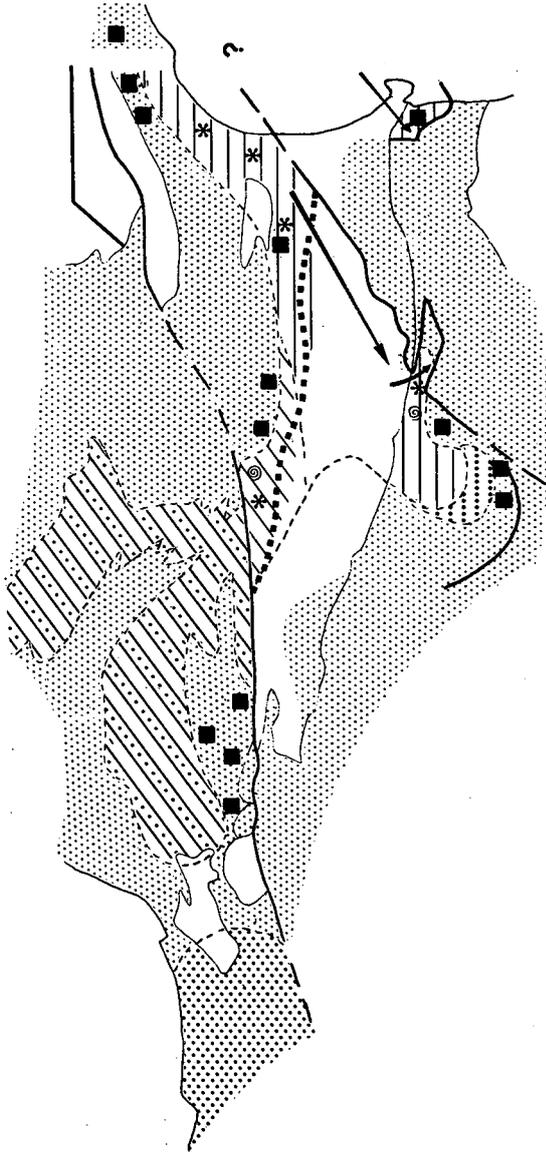


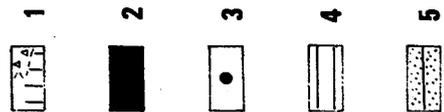
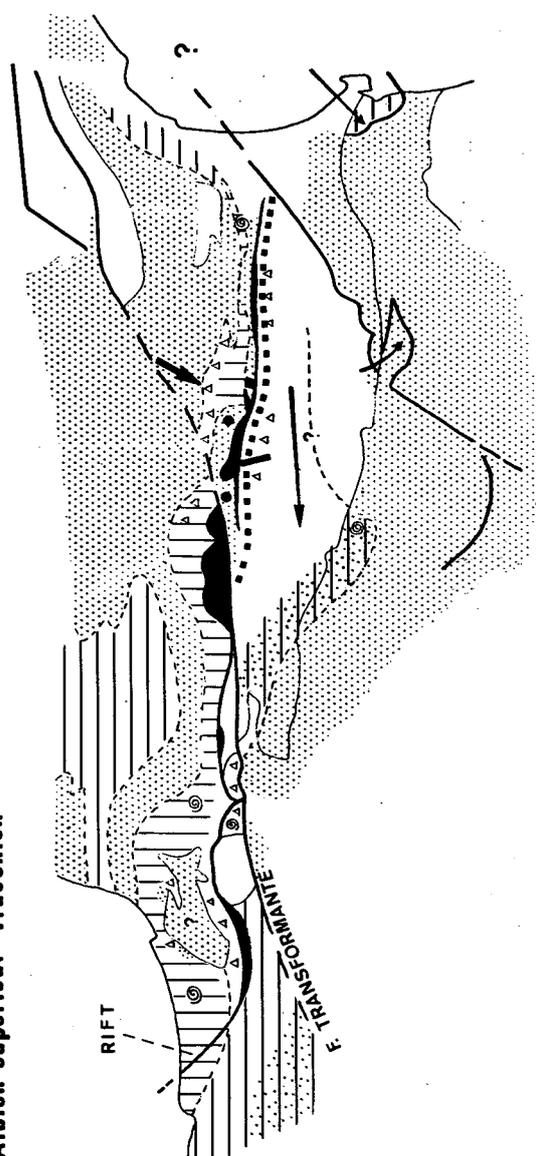
Fig. 4. - Paléogéographies pyrénéennes 1 (Lias supérieur, Jurassique, Eocène)

Répartition des dépôts au passage Toarcien Aalénien. 1. Marnes et marno calcaires lumachelliques à *Gryphaea Sublobata*; 2. Marno calcaires à Ammonites et à microfilaments (faciès « basque » de G. DUBAR).
 Répartition des dépôts à l'Oxfordien supérieur : 1. Marnes et marno calcaires, à Ammonites, de type « Marnes d'Hos ta » (bassin ouvert); 2. Calcaires et dolomies oolithiques et praveux (barre sableuse); 3. Dolomies primaires (triate

Les zones isopiques du Néocomien (Berriasien, Valanginien, Hauterivien)



Les zones isopiques de l'Albien supérieur - Vraconien



Les zones isopiques du Néocomien (Berriasien, Valanginien, Hauterivien) : 1. Série marine complète ou quasi complète; 2. Série laguno-lacustre calcaire, complète ou quasi complète; 3. Série réduite au seul Berriasien, marin et calcaréo-bréchiq; 4. Série réduite au seul Berriasien, marin et calcaréo-bréchiq à la base, continental et gréseux au sommet (Wealdien); 5. Série gréseuse continentale (Wealdien); 6. Bauxites barrémo-bédouliennes.

Les zones isopiques de l'Albien supérieur - Vraconien : 1. Flysch noir (domaine externe), les triangles indiquant la « Brèche chaotique » et les « Poudingues de Mendibelza »; 2. Flysch ardoisier (domaine interne); 3. Aire temporairement émergée et karstifiée avec dépôts pelliculaires rouges; 4. Série épicontinentale, à alternance de faciès de bassin et de plate-forme; 5. Série épicontinentale, à intercalations de grès à faciès « Utrillas ».

b) *Albien supérieur-Vraconien* (fig. 4) : mouvements antécénomaniens (P. SOUQUET, 1973; B. PEYBERNES, 1976; E.J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1974). La première manifestation de ces mouvements, post leymérienne, correspond à la déchirure intercratonique qui détermine la formation de la fosse du flysch ardoisier (série à turbidites, de plaine et d'éventails sous marins) sur l'emplacement de la Zone Interne Métamorphique (domaine interne). La marge nord-ibérique, aujourd'hui étroite et jalonnée par des accumulations congolomériques de talus (poudingues de Mendibelza, brèches chaotiques d'Uchentein), borde un craton ibérique recouvert par les épandages terrigènes de type « Utrillas »; la marge aquitano-languedocienne est accidentée, au Sud, d'un haut fond (domaine médian) localement érodé (brèches calcaires de coulées sous aquatiques) et à sédimentation pelliculaire rouge (pélagites à Colomielles de la Zone Ultracommingeaise) ou gréseuse (Grès d'Ascaïn de la Zone Cinco-Villas Labourd) tandis qu'au Nord, s'étageant des plateaux et gradins mobiles, basculés vers le continent (domaine externe), à sédimentation flyschoides (Flysch noir externe puis brèches chaotiques des Zones Ariégeoises). Ces trois domaines constituent l'orogène antécénomaniens. La fracturation crustale antécénomaniens est aussi à l'origine du métamorphisme thermique de la Zone Interne et du début du magmatisme alcalin.

Les dernières manifestations des mouvements antécénomaniens amorcent la fermeture de l'orogène. Tandis que la marge aquitano-languedocienne demeure stable, la marge nord-ibérique devient « active » soumettant le flysch de la bordure sud de la fosse à un plissement antécénomaniens, synschisteux et synmétamorphe, aujourd'hui matérialisé par une discordance interne au sein du flysch ardoisier d'Orgibet. Au niveau de l'accident frontal de la Haute Chaîne Primaire se constitue ainsi le premier prisme d'accrétion de la chaîne, pincé sous le bourrelet marginal du craton nord-ibérique désormais en voie de soulèvement.

L'accumulation syntectonique des flyschs albiens marque l'arrêt de la distension et le début d'une déformation des marges en transpression progressive d'Est en Ouest, au cours d'une évolution qui ira de la fosse du flysch albien supérieur au bassin fluvio-lacustre des molasses tertiaires en 3 nouvelles étapes.

CYCLES III, IV, V. Chaque cycle succède à une discordance (antécénomaniens, intrasantonienne, laramienne) fossilisant les structures correspondantes d'une chaîne en cours de formation par chevauchement du bourrelet marginal de la Haute Chaîne Primaire qui se soulève progressivement d'Est en Ouest en s'écaillant avec son tégument (compression) et en rejetant sa couverture décollée en direction du Sud (gravité). Il en résulte un serrage du bassin septentrional comparable à un « bassin périphérique » par ses remplissages interne (cycle II), nord-pyrénéen (cycle III) puis sous-pyrénéen (cycles IV et V) qui se structurent et s'agrégent successivement à l'édifice en repoussant

graduellement l'axe de subsidence vers le Nord (pl. V). Ainsi se réalisent, sur les deux versants de la chaîne en cours de formation, deux bordures orogéniques que cachètent des discordances syntectoniques d'essence différente :

- l'une, au Nord, se constitue sur une sorte de marge « active », en compression, et rappelle la « subduction continentale » superficielle, alpinotype. A son niveau il y a réduction du socle par étirement, par expulsion vers le haut (massifs amygdaloïdes) et peut être aussi par sous-charriage le long de la « Faille Nord-pyrénéenne », rédéfinie sous sa gerbe d'accidents superficiels hétérochrones ;

- l'autre, au Sud, résulte d'une tectonique de gravité et se réalise sur le flanc nord-actif (D. ORIOL RIBA, 1974) d'un bassin qui se rapproche des bassins externes cratoniques à l'arrière des cordillères. A l'opposé, se constituent des discordances syntectoniques de flanc passif sur les différents gradins de la marge stable aquitano-languedocienne et sur le craton sud-pyrénéen.

Chaque cycle comporte deux groupes de formations : les premières, peu épaisses, indiquent la transgression puis l'approfondissement en milieu de plate-forme ou de bassin épicontinental; les secondes, terrigènes et subsidentes, traduisent le déplacement de l'axe des bassins et leur comblement de part et d'autre de l'intumescence tectoro-génique. Cette migration centrifuge s'accorde avec l'évolution du couple tectonique - sédimentation et avec l'amortissement frontal successif des structures dans des milieux de moins en moins profonds et de plus en plus externes jusqu'à l'émergence de la chaîne.

Ainsi pour les Pyrénées navarro-languedociennes, l'évolution est résumée ci-dessous.

. Le Cycle III (Cénomaniens à Santonien inférieur) débute au-dessus de la discordance cénomaniens. Ses premières formations (série de transition) marquent, de part et d'autre des limites de l'orogène albien : la transgression cénomaniens (calcaires à Préalvéolines), l'approfondissement et l'uniformisation du Cénomaniens supérieur - Turonien (pélagites à Pithonelles) dans les zones méridionales et septentrionales. Le « Flysch » à Fucoides sus-jacent résulte de la création d'un nouvel axe de subsidence déplacé vers le Nord par rapport au Flysch ardoisier, sur les Zones Nord-pyrénéennes. Il correspond à un nouveau comblement dans des appareils sous-marins établis sur les Zones Commingeaises (Saurat, Oust-Massat, Arbas, à transit sédimentaire Sud-Nord), au pied des pentes de la Zone Interne métamorphisée (dépourvue de sédiments de cet âge) et des Ecaillés bordières de la Haute Chaîne Primaire, inclinées au Nord et recouvertes de dépôts terrigènes grossiers d'origine méridionale (Sérac d'Ustou, Esbints, Uchen

tein). Au Sud du bourrelet marginal, le craton ibérique est le siège d'une sédimentation épicontinentale (plate forme et bassin ouvert au Nord, fig. 5). Il en est de même pour le craton languedocien dont la limite correspond à une marge stable que fossilise le « Flysch » à Fucoïdes récemment découvert dans la Zone des Ecailles Sous-pyrénéennes.

. Le Cycle IV (Sénonien supérieur) correspond à un nouveau déplacement de l'axe de subsidence vers le Nord, dans les Zones Sous pyrénéennes. A de premiers dépôts de plate-forme (calcaires à Hippurites et Lacazines, marnes à *Micraster*) succèdent des flyschoides (Grès de Labastide de Camps, Marnes de Plagne) accumulés dans un sillon sous-pyrénéen entre une bordure pyrénéenne « active », jalonnée par des alignements récifaux démantelés en olistholithes, et le craton languedocien stable. Sur le craton ibérique, ce cycle IV est marqué par le maximum d'extension de la transgression sénonienne qui atteint la totalité des zones méridionales. Des flyschoides s'accumulent dans un vaste bassin sud pyrénéen où des corps tecto sédimentaires (A. GARRIDO, 1973), glissant vers le Sud, s'amortissent frontalement sous des discordances internes sous marines (brèche de Campo) (P. SOUQUET, 1967).

. Le Cycle V (Maastrichtien supérieur à Oligocène) succède à la discordance laramienne observable sous les terrains continentaux du Garumnien : ceux ci recouvrent les unités nord et sous-pyrénéennes des Zones Ariégeoise (Baulou), Subariégeoise (Pérelle) et des Ecailles Sous pyrénéennes (Cucugnan) et fossilisent les accidents qui les limitent (notamment le Chevauchement Frontal Nord pyrénéen), tandis que, vers le Nord, ils se terminent en biseau sur le craton languedocien stable ; dans le bassin cratonique méridional, émergé à l'Est de de l'Esera, le Garumnien matérialise une discordance de flanc actif sur le bord nord, au front de l'unité Pedraforca Prada Aulet (P. SOUQUET, 1965), tandis que, sur le bord sud, stable, il ne traduit plus qu'une discontinuité dans le Montsech et les Sierras marginales.

Au-dessus, le Cycle V comprend une série de plate forme carbonatée (transgression thanétienne puis approfondissement ilerdien) et une série terrigène en relation avec une tectonique pyrénéenne qui réactive les chevauchements nord pyrénéens et plisse les Zones Sous pyrénéennes dans de grandes structures décollées sur le Trias et amorties frontalement sous des discordances syntectoniques. Dans le bassin septentrional, une fois encore décalé vers le Nord par les plissements et alimenté par la glyptogenèse consécutive, le cycle s'achève avec une série deltaïque (M. BUIS et J. REY, 1975) ; celle-ci assure le comblement de la gouttière marine et la création d'un domaine continental subsident, où s'accumule une série fluviatile (Poudingue de Palassou suivi et remplacé vers le Nord par des molasses fluvio lacustres et palustres) affectée de discordances syntectoniques de flanc actif. Dans le bassin méridional, au Sud du bourrelet marginal du craton ibérique, les séries terrigènes, deltaïques et d'éventail sous-marin de l'Eocène (W. NIJMAN et J.D. NIO, 1975), assurent également l'amortissement frontal des nappes du Cotiella (Ilerdien, Cuisien), puis du Mont Perdu (Eocène moyen), tandis que les Sierras marginales sont plissées par les mouvements fini-éocènes, puis reprises, avec le bord nord du bassin de l'Ebre, par une tectonique fini-oligocène (A. GARRIDO, 1973).

Les zones externes des Pyrénées sont recouvertes en discordance par les molasses miocènes, sub-

horizontales dans les bassins de l'Ebre et de l'Aquitaine (pl. III) et localement redressées au niveau des deux fronts sous-pyrénéens. Celles-ci sont aussi conservées sur la Haute Chaîne Primaire dans les fossés d'effondrement (Cerdagne, Roussillon) contemporains d'épanchements basaltiques (Ampurdan et Bas-Languedoc). Le rejeu des accidents profonds est à l'origine de la morphogenèse pyrénéenne. Cependant la dissymétrie comme les différences d'altitude et d'extension des deux versants de la chaîne sont aussi conditionnées par leur localisation respective, l'un, sur le craton ibérique et son bourrelet, l'autre, sur le « bassin périphérique » septentrional.

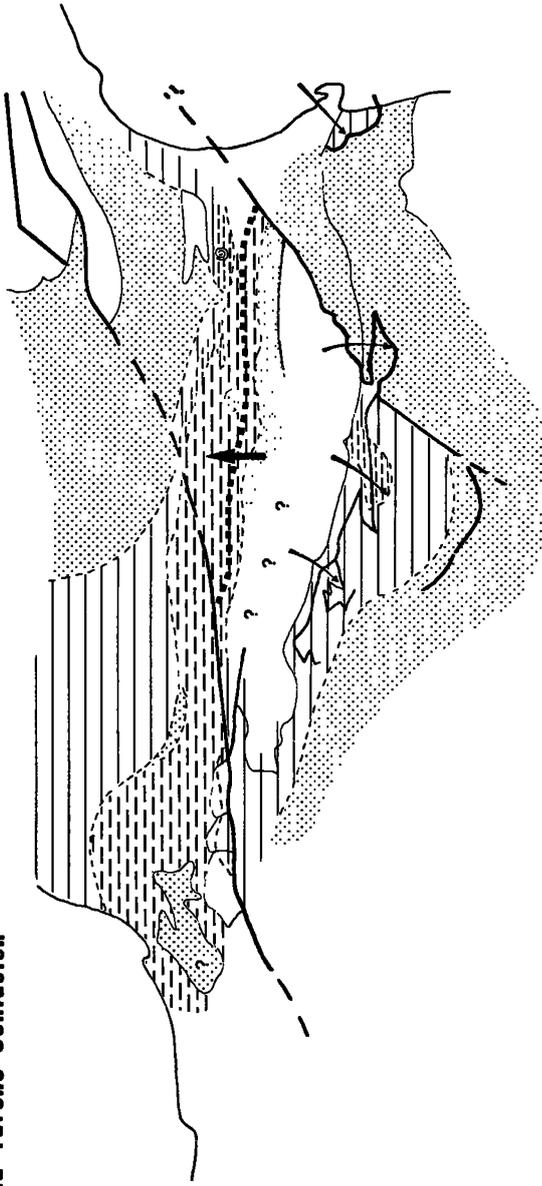
La chaîne des Pyrénées ne se rattache parfaitement à aucun des modèles de chaînes de montagne actuellement distingués (J.F. DEWEY et J.M. BIRD, 1970).

On peut conclure que la Zone Interne Métamorphique et les Zones Nord-pyrénéennes sont nées dans un graben allongé à N 140 environ sur une portion de la plaque européenne à croûte amincie, entre les cratons aquitano-languedocien et ibérique. Cet orogène intercratonique est assimilable à un bras de rift, recoupé par des failles transformantes (N 50 et N 80) et abandonné après le flysch albien. En l'absence de croûte océanique et de subduction caractérisées, cet orogène peut être comparé à un aulacogène (P. HOFFMAN et *al.*, 1974 ; K. BURK et *al.*, 1971), en raison des traits suivants : orientation transverse par rapport au rift atlantique demeuré actif ; débouché dans le Golfe de Gascogne sur un rentrant de la marge continentale atlantique ; évolution d'un graben en zones subsidentes ; prédominance d'un volcanisme alcalin ; métamorphisme faible ; forte anomalie gravimétrique positive sous l'axe de la chaîne (de CIZANCOURT, 1948) ; compression d'un remplissage supracrustal. La déformation, continue à partir du Mésocrétacé, détermine cependant une organisation nouvelle dont il a été rendu compte en termes de « bassin périphérique » septentrional et de bourrelet frontal et de bassin cratonique méridionaux. L'importance du serrage a conduit au chevauchement du craton ibérique sur le craton aquitano-languedocien, dans un mouvement à la fois convergent et latéral, déterminant une chaîne en éventail dissymétrique, enracinée sur la Faille Nord-pyrénéenne, par compression, cisaillement, glissement d'unités amygdaloïdes étirées en coin en profondeur, avec expulsion de massifs de socle vers le haut.

PALEOGEOGRAPHIES PYRENEENNES 2

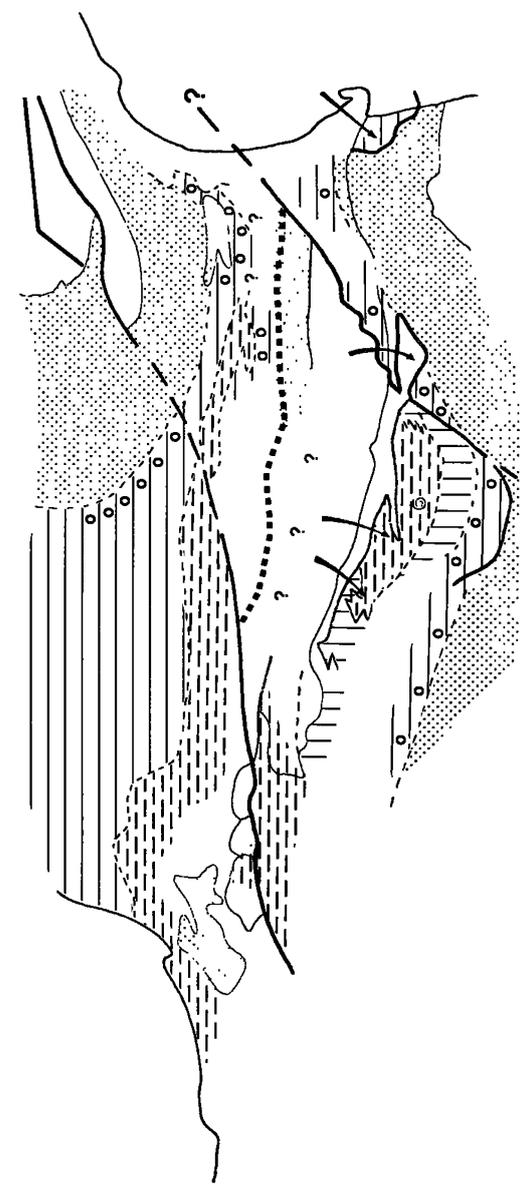
DU TURONIEN AU PALEOCENE

Les zones isopiques du Turono-Coniacien



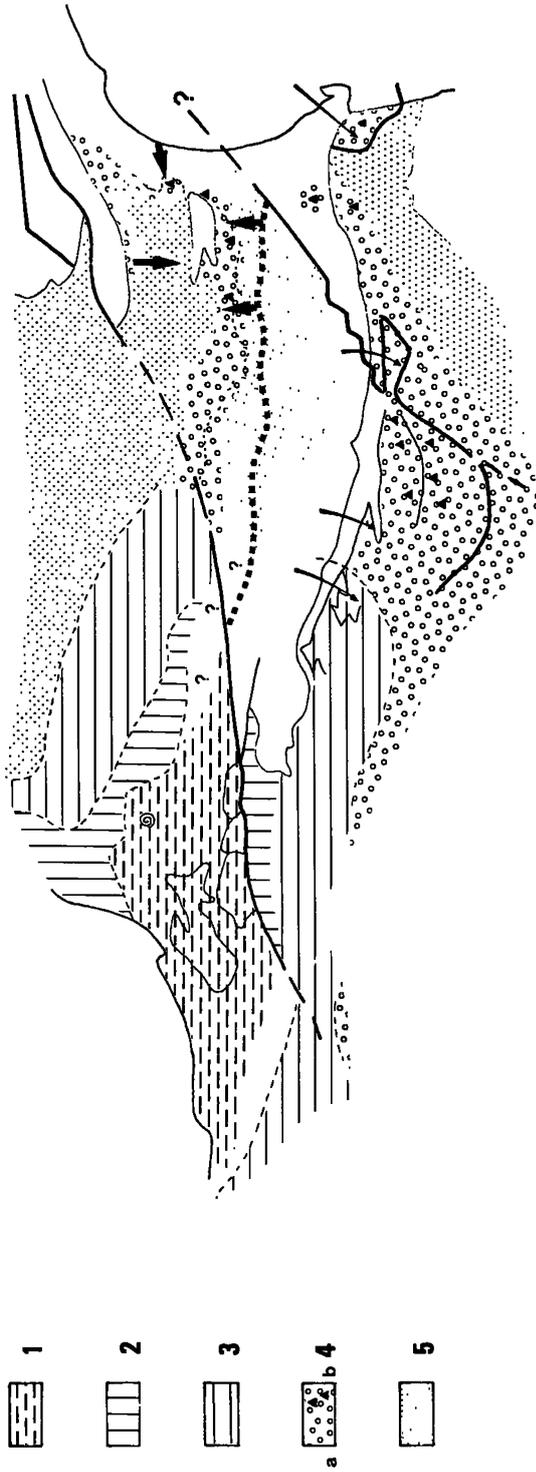
- 1
- 2
- 3
- 4

Les zones isopiques du Sénonien supérieur



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

Les zones isopiques au début du Paléocène



LEGENDE COMMUNE AUX FIGURES 4 et 5

- Accidents majeurs
- Limite des aires de dépôt ou des zones isopiques
- ⊙ Gisements d'Ammonites
- * Gisements de Calpionelles (Néocomien)
- ▨ Aires de lacune
- Sens des déplacements des principaux ensembles allochtones (Haut-Ampurdan, Pedraforca...)
- Axe de permanence marine
- Liaisons directes aire d'érosion - bassin de sédimentation

P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE, E. J. DEBROAS

Laboratoire de Géologie - Université Paul-Sabatier, Toulouse - 1977

Fig. 5. - Paléogéographies pyrénéennes 2 (du Turonien à la fin du Crétacé).

Les zones isopiques du Turono-Contiacien : 1. « Flysch » à Fucoides ; 2. Série épicontinentale à faciès de bassin ; 3. Série épicontinentale à faciès de plate-forme (carbonatés et terrigènes) ; 4. Aires d'érosion.
Les zones isopiques du Sénonien supérieur : 1. Flysch à faune benthique et grès ; 2, 3 et 4. Série épicontinentale à faciès de plate-forme (2 : calcaires à faune benthique et grès ; 3 : argiles, calcaires gréseux et grès ; 4 : calcaires à faune benthique ou pélagique et calcaires crayeux) ; 5. Aires d'érosion.
Les zones isopiques au début du Paléocène : 1. Flysch basque ; 2 et 3. Série épicontinentale marine (2 : plate-forme externe, pente et bassin ; 3 : plate-forme interne) ; 4. Série continentale du Garummién (a : faciès argilo-gréseux et carbonatés ; b : faciès conglomératiques) ; 5. Aires d'érosion. (Données de subsurface d'Aquitaine, d'après l'Atlas d'Aquitaine - BRGM, ELF, ESSO, SNPA).

BIBLIOGRAPHIE (I)

- ARENZ (J.), BOURULLEC (J.), DELFAUD (J.), DUBOIS (P.), ELLOY (R.), LANGUIN (M.), SELIER (E.), SERONIE VIVIEN (M.), WINNOCK (E.), YAPAUD JIAN (L.) (1975). - Un modèle de plate forme carbonatée : le Jurassique du Haut fond Occitan (France-Sud). (*IX^e Congrès Int. Sédimentologie, Nice, thème V, pp. 13-17*).
- ALBAREDE (F.) (1976). - Géochronologie comparée par la méthode ³⁹A-⁴⁰A de deux régions d'histoire post-hercynienne différente : la Montagne Noire et les Pyrénées orientales. (*Thèse Doct. Sc. Phys., Paris, 155 p.*).
- AZAMBRE (B.) et ROSSY (M.) (1977). - Sur le caractère alcalin du magmatisme d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque. (*Bull. Soc. Géol. Fr., à l'impression*).
- BERTRAND (L.) (1940). - Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées. (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 204, pp. 205-282*).
- BILOTTE (M.) (1975). - Les séries crétacées et la structure du front nord-pyrénéen entre le Pic de Bugarach et la Montagne de Tauch (Pyrénées orientales). (*C.R. Acad. Sc. Paris, 280, pp. 555-558*).
- BILOTTE (M.), CANEROT (J.), DEBROAS (E.J.), PEYBERNES (B.), REY (J.) et SOUQUET (P.) (1975). - Révision de la tectonique des zones externes pyrénéennes : le « Bassin de Nalzen » (Pyrénées ariégeoises). (*C.R. Acad. Sc. Paris, 280, pp. 2821-2824*).
- BOILLOT (G.), DUPEUBLE (P.A.), HENNEQUIN MARCHAND (I.), LAMBOY (M.), LEPRETRE (J.P.), et MUSELLEC (P.) (1974). - Le rôle des décrochements « tardihercyniens » dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la Péninsule Ibérique. (*Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam., XVI, 1, pp. 75-85*).
- BOILLOT (G.) et CAPDEVILA (R.) (1974). - Les Pyrénées résultent elles d'une subduction suivie d'une collision ? (*2^e Réunion Sc. Terre, Pont-à-Mousson, p. 59*).
- BUIS (M.G.) et REY (J.) (1975). - Une évolution sédimentaire de type deltaïque : le passage du Tertiaire marin au Tertiaire continental entre l'Ariège et le Douctouyre (Pyrénées Ariégeoises). (*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 111, pp. 80-94*).
- BURK (K.), DESSAUVAGIE (T.F.J.) et WHITEMAN (A.J.) (1971). - Opening of the Gulf of Guinea and Geological History of the Benue depression and Niger delta. (*Nature Phys. Science, 233, pp. 51-55*).
- BUROLLET (P.F.) et WINNOCK (E.) (1977). - Cartes sédimentologiques et paléogéographiques des régions périméditerranéennes occidentales. (*Intern. Symposium Structural History of Medit. Basins. Split, Octobre 1976, Ed. Technip*).
- CASTERAS (M.) (1933). - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. (*Bull. Carte Géol. Fr., 189, 515 p.*).
- CASTERAS (M.) et AURIOL (L.) (1948). - Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'E. et au S.E. du Canigou. (*Bull. Soc. Géol. Fr., VIII, pp. 871-880*).
- CASTERAS (M.) (1949). - Observations sur la structure du revêtement crétacé et nummulitique de la zone primaire axiale au Sud de Larrau et de Sainte Engrace (Basses Pyrénées). (*Annales Hébert et Haug, VII, pp. 43-59*).
- CASTERAS (M.) (1974). - L'accident frontal de la zone axiale sur le versant nord des Pyrénées. (*C.R. 86^e Congrès Soc. Savantes, Toulouse 1971, Sciences, T. II, pp. 195-204*).
- CHOUKROUNE (P.), LE PICHON (X.), SEGURET (M.) et SIBUET (J.C.) (1972). - Bay of Biscay and Pyrenees. (*Earth Planet., Sc. Letters, 18, pp. 109-118*).
- CHOUKROUNE (P.), SEGURET (M.) et GALDEANO (A.) (1973). - Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone oro-génique et mouvement des plaques. (*Bull. Soc. Géol. Fr., XV, pp. 600-611*).
- CHOUKROUNE (P.) (1974). - Structure et évolution tectonique de la Zone nord pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. (*Thèse Doct. Sc. Nat., Montpellier, 276 p.*).
- CIZANCOURT (M. de) (1948). - Essai d'interprétation de la tectonique profonde des Pyrénées. (*Bull. Soc. Géol. Fr., XVIII, pp. 271-284*).
- DEBELMAS (J.) (1975). - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpine apenniniques. (*Bull. Soc. Géol. Fr., XVII, pp. 1001-1012, 5 fig.*).
- DEBROAS (E.J.) et 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, pp. 1253-1256*).
- DEBROAS (E.J.) (1976). - Nouvelles observations sur les relations entre métamorphisme et tectonique dans les terrains secondaires des Pyrénées. (*C.R. Acad. Sc. Paris, 283, pp. 1707-1710*).
- DEBROAS (E.J.) et SOUQUET (P.) (1974). - Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales. (*Divers aspects de la Tectonique, Ass. Géol. Sud-Ouest, Toulouse, pp. 8-22 et Bull. B.R.G.M., 1976, 4, pp. 305-320*).
- DEBROAS (E.J.), MARTY (F.), MEDIAVILLA (F.) et SOUQUET (P.) (1977). - Identification de brèches tectoniques dans les brèches réputées sédimentaires et éocènes de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. (*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, sous-presses*).
- DELFAUD (J.) (1969). - Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. (*Thèse Doct. Sc. Nat., Bordeaux, 5 vol. ronéot.*).
- DEWEY (J.F.) et BIRD (J.M.) (1970). - Mountain Belts and the New Global Tectonics. (*Journ. Geophysical Research, 75, 14, pp. 2625-2647*).
- DUBAR (G.) (1925). - Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. (*Mém. Soc. Géol. Nord, IX, 1, 332 p.*).
- FEUILLEE (P.) (1966). - Le Cénomani des Pyrénées basses aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. (*Mém. Soc. Géol. Fr., n° 108, 343 p.*).
- GARRIDO (A.) (1973). - Estudio geologico y relacion entre Tectonica y Sedimentation del Secundario y Terciario de la Vertiente Meridional Pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida). (*Thèse Doct. Sc. Nat., Grenade (Espagne), 395 p.*).
- HARLAND (W.B.) (1971). - Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. (*Geol. Mag., 108, 1, pp. 27-42*).

- HOFFMAN (P.), DEWEY (J.F.) et BURKE (1974). - Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a proterozoic example from great slave lake, Canada. (*Modern and ancient geosynclinal sedimentation, S.E.-P.M., pp. 38-55*).
- KING (R.E.) (1976). - Petroleum Exploration and Production in Europa in 1975. (*A.A.P.G. Bull., 60, 10, pp. 1704-1766*).
- LAMARE (P.) (1936). - Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. (*Mém. Soc. Géol. Fr., 27, 462 p.*).
- LE PICHON (X.), BONNIN (J.) et SIBUET (J.C.) (1970). - La faille nord pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. (*C.R. Acad. Sc. Paris, pp. 1941-1944*).
- LE PICHON (X.), BONNIN (J.), FRANCHETEAU (J.) et SIBUET (J.C.) (1971). - Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. (*Histoire structurale du Golfe de Gascogne, p. VI-II, 1 à VI II - 44, Ed. Technip*).
- MANGIN (J. Ph.) (1958). - Le Nummulitique sud pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon. (*Pirineos, 15 16, 619 p.*).
- MATTAUER (M.) (1968). - Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. (*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 10, pp. 3-12*).
- MATTAUER (M.) et SEGURET (M.) (1971). - Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. (*Histoire structurale du Golfe de Gascogne, p. IV 4 1 à IV 4 24, Ed. Technip*).
- MEURISSE (M.) (1974). - Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord pyrénéenne orientale. Datation et conséquences. (*Arc. Sc. Genève, 28, 1, pp. 67-79*).
- MEY (P.H.W.) (1968). - Geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, central Pyrenees. (*Leidse Geol. Med., 41, pp. 229-292*).
- MONTADERT (L.), WINNOCK (E.) (1971). - L'histoire structurale du Golfe de Gascogne. (*Histoire structurale du Golfe de Gascogne, p. VI 16 1 à VI 16 18, Ed. Technip*).
- MONTADERT (L.), WINNOCK (E.), DELTEIL (J.R.) et GRAU (G.) (1974). - Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biscay. (*Geol. of continental margins, Springer Verlag, Berlin, pp. 323-342*).
- MORRE (N.) et THIEBAUT (J.) (1962). - Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant nord des Pyrénées. (*Bull. Soc. Géol. Fr., IV, pp. 539-546*).
- NIJMAN (W.) et NIO (S.D.) (1975). - Evolution sédimentaire du Bassin paléogène sud pyrénéen : the Eocene Montanana delta. (*IX^e Congrès Int. Sédimentologie, Nice, pp. 1-18*).
- ORIOU RIBA (D.) (1974). - Tectogenèse et sédimentation : deux modèles de discordances syntectoniques. (*Divers aspects de la tectonique; Ass. Géol. Sud Ouest, Toulouse, pp. 85-103 et Bull. B.R.G.M., 1976, 4, pp. 383-401*).
- PEYBERNES (B.) et BILOTTE (M.) (1971). - Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur le massif de Montgrí (Prov. de Gérone, Espagne). (*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 107, pp. 475-482*).
- PEYBERNES (B.) et SOUQUET (P.) (1974). - Nouvelles données sur la géologie de la région de Tarascon sur Ariège (Pyrénées centrales). (*C.R. Acad. Sc. Paris, 278, pp. 569-572*).
- PEYBERNES (B.) et SOUQUET (P.) (1975). - La Chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une « Faille Nord pyrénéenne ». (*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 111, pp. 204-210*).
- PEYBERNES (B.) (1976). - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. (*Thèse Doct. Sc. Nat. Toulouse, 459 p.*).
- RAT (P.) (1957). - Les pays crétacés basco-cantabriques. (*Thèse Doct. Sc. Nat. Dijon, 525 p.*).
- RAVIER (J.) (1957). - Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. (*Mém. Soc. Géol. Fr., n° 86, 250p.*).
- REY (J.) et SOUQUET (P.) (1974). - Les synclinaux du lambeau du Baulou (Ariège) : témoins d'une couverture garumnieuse discordante sur la zone nord pyrénéenne. (*C.R. Acad. Sc. Paris, 279, pp. 1147-1149*).
- ROSSY (M.), THIEBAUT (J.) et WALGENWITZ (F.) (1975). - Découverte d'une écaïlle de socle cristallin profond associée à une lherzolite au front de la nappe des marbres. (*3^e Réunion Sc. de la Terre, Montpellier, p. 325*).
- SCHOEFFLER (J.) (1971). - Etude structurale des terrains molassiques du Piedmont nord des Pyrénées de Peyrehorade à Carcassonne. (*Thèse Doc. Sc. Nat. Bordeaux, ronéot.*).
- SEGURET (M.) (1972). - Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. (*Thèse Doct. Sc. Nat. Montpellier, Mém. U.S.T.E.L.A., 155 p.*).
- SITTER (L.U. de) (1954). - La faille nord pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute Garonne. (*Leidse Geol. Med., 18, pp. 287-291*).
- SITTER (L.U. de) et ZWART (H.J.) (1962). - Geological map of the paleozoic of the central Pyrenees. (*Leidse Geol. Med., 27, pp. 191-236*).
- SOUQUET (P.) (1965). - Plissements de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire sur le versant sud des Pyrénées. (*C.R. somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 8, pp. 261-262*).
- SOUQUET (P.) (1967). - Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. (*Thèses Sciences Toulouse, imp. PRIVAT, 529 p., 68 fig., 24 pl., 7 tabl., 1 carte*).
- SOUQUET (P.) (1973). - Données nouvelles sur les mouvements antécénomaniens dans les Pyrénées centrales et orientales. (*C.R. Acad. Sc. Paris, 276, pp. 1953-1956*).
- SOUQUET (P.), BILOTTE (M.), CANEROT (J.), DEBROAS (E.J.), PEYBERNES (B.) et REY (J.) (1975). - Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. (*C.R. Acad. Sc. Paris, 281, pp. 609-612*).
- SOUQUET (P.) et MEDIAVILLA (F.) (1976). - Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. (*C.R. Acad. Sc. Paris, 282, pp. 2139-2142*).
- SYLVESTER (A.G.) et SMITH (R.R.) (1976). - Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. (*A.A.P.G. Bull., 60, 12, pp. 2081-2102*).

(1) Le lecteur trouvera une bibliographie plus complète sur le cycle alpin des Pyrénées dans l'article de M. CASTERAS, in « Géologie de la France » par J. DEBELMAS (DOIN), et dans les thèses de M. CASTERAS (1933), P. RAT (1957), J. P. MANGIN (1958), P. FEUILLÉE (1966), P. SOUQUET (1967), J. DELFAUD (1969), M. SEGURET (1972), A. GARRIDO (1973), P. CHOUKROUNE (1974) et B. PEYBERNES (1976).

- THIEBAUT (J.) (1957). – Etude géologique du massif de la Barousse. (*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 92, pp. 17 67).
- THIEBAUT (J.) (1973). – Au sujet des ophites des Pyrénées (le point des travaux actuels). (*Ann. Sc. Univ. Besançon*, 3^e S., 20, pp. 5 12).
- TRUMPY (R.) (1976). – Du Pèlerin des Pyrénées. (*Ecl. Geol. Helv.*, 69]2, pp. 249-264).
- ZOLNAI (G.) (1971). – Le front nord des Pyrénées occidentales. (*Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, p. IV 5 - 1 à IV 5 - 10, Ed. Technip).
- ZOLNAI (G.) (1975). – Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées occidentales. (*Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, XVII, 3, pp. 219 238).
- Des arguments à l'appui de l'interprétation ici proposée ont été présentés à l'occasion de la Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France (Montpellier, Septembre 1977). Ils sont consignés dans les publications suivantes :
- BILOTTE (M.) (1977). – Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, à paraître, 9 p. dact., 5 fig.).
- CANEROT (J.), PEYBERNES (B.) et CISZAK (R.) (1977). – Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des chaînons béarnais (Pyrénées Basco Béarnaises). (*Ibidem*, à paraître, 4 p. dact., 3 fig.).
- COLLIGNON (M.), DEBROAS (E.J.), PEYBERNES (B.) et SOUQUET (P.) (1978). – Nouvelles preuves sur l'âge albien supérieur du « Flysch ardoisier » de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées Navarro Languedociennes et de ses équivalents latéraux commingeois et ultracommingeois. (*Arch. Sc. Genève*, à paraître, 8 p. dact., 2 fig.).
- DEBROAS (E.J.) (1977). – Evolution de la fosse du Flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (Zone Interne Métamorphique des Pyrénées Navarro-Languedociennes). (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, à paraître, 8 p. dact., 7 fig.).
- DEBROAS (E.J.), MEDIAVILLA (F.) et SOUQUET (P.) (1977). – La zone de failles transformante de Bigorre dans la région de Lourdes et de Bagnères (Pyrénées Basco Béarnaises). (*Ibidem*, à paraître, 9 p. dact., 4 fig.).
- PEYBERNES (B.) (1977). – Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénomaniennne infirme la théorie d'un coulissement sénestre de plusieurs centaines de kilo mètres le long de la « Faille nord-pyrénéenne » des Auteurs. (*Ibidem*, à paraître, 9 p. dact., 3 fig.).
- SOUQUET (P.) (1977). – Présentation d'une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, à paraître, 2 p. dact., 1 tabl.).

LISTE DES PLANCHES

- Pl. I. – Esquisse structurale des Pyrénées à 1/1000.000^e.
- Pl. II. – Coupe transversale des Pyrénées à 1/1000.000^e (Pyrénées navarro languedociennes).
- Pl. III. – Séries stratigraphiques comparées des différentes zones des Pyrénées navarro languedociennes.
- Pl. IV. – Essai de reconstitution de l'évolution structurale des Pyrénées navarro languedociennes (Cycle alpin). Il n'est pas rendu compte de la composante latérale de la compression.

ABRÉVIATIONS. – Zones structurales - H.C.P. : Haute Chaîne Primaire; EB (HCP) : Ecailles bordières (de la Haute Chaîne); ZIM : Zone Interne Métamorphique; ZNP : Zones Nord pyrénéennes; ZUC : Zone Ultracommingeoise; ZC : Zone Commingeoise; ZA : Zone Ariégeoise; ZSA : Zone subariégeoise; ZSP : Zones Sous pyrénéennes; ESP : Ecailles Sous pyrénéennes; PP : Petites Pyrénées Plantaurel-Fontaine salée; *Accidents majeurs* FSPm : Front sous pyrénéen méridional; FSP : Chevauchement frontal sud pyrénéen; FHC : Accident frontal de la Haute Chaîne; FI : Chevauchement frontal de la zone Interne Métamorphique; FUC : Chevauchement frontal de la Zone Ultracommingeoise; FC : Chevauchement frontal de la Zone Commingeoise; FA : Chevauchement frontal de la Zone Ariégeoise; FNP : Chevauchement frontal nord pyrénéen; FESP : Chevauchement frontal des écailles sous pyrénéennes; FSPs : Front sous pyrénéen septentrional.