

50376
1967

17-1 N° d'ordre : 158

50376
1967
17-1

THÈSES

présentées à la Faculté des Sciences de Lille
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Michel WATERLOT

Maître-assistant à la Faculté des Sciences de l'Université de Lille

PREMIERE THESE :

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES

SECONDE THESE :

Propositions données par la Faculté

[Physionomie et répartition stratigraphique et géographique de la faune graptolobique géante]
Soutenues publiquement le 10 nov. 1967 devant la Commission d'Examen

géographique de la faune graptolobique géante

JURY

Messieurs les Professeurs :

Marcel ROUBAULT, Membre de l'Institut, *Invité*,
Gérard WATERLOT, *Président*,
Charles DELATTRE, *Rapporteur*,
Michel CLIN, *Examineur*.

Tome I



Bois
dactyl

50 376

1967

17-1 N° d'ordre : 158

50376

1967

17-1

THÈSES

présentées à la Faculté des Sciences de Lille
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Michel WATERLOT

Maître-assistant à la Faculté des Sciences de l'Université de Lille

PREMIERE THESE :

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES

SECONDE THESE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le

devant la Commission d'Examen

JURY



Messieurs les Professeurs :

Marcel ROUBAULT, Membre de l'Institut, *Invité*,
Gérard WATERLOT, *Président*,
Charles DELATTRE, *Rapporteur*,
Michel CLIN, *Examinateur*.

Tome I

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE LILLE

- Doyens honoraires : MM. LEFEBVRE, PARREAU.
- Professeurs honoraires : MM. ARNOULT, BEGHIN, CAU, CHAPELLON, CHAUDRON, CORDONNIER, DEHEUVELS, DEHORNE, FLEURY, GERMAIN, KAMPE DE FERIET, KOURGANOFF, LAMOTTE, Mme LELONG, MM. LELONG, MAZET, MICHEL, NORMANT, PARISELLE, PASCAL, PAUTHENIER, ROIG, ROSEAU, ROUBINE, WIEMANN, ZAMANSKY.
- Doyen : M. TILLIEU, Professeur de Physique théorique.
- Assesseurs : MM. DURCHON, Professeur de Zoologie; HEUBEL, Professeur de Chimie minérale.
- Professeurs : MM. BACCHUS, Astronomie, Calcul numérique; BECART, Physique; BERKER, Professeur Associé, Mécanique des fluides; BLOCH, Psychophysiologie; BONNEMAN BEMIA, Chimie et Physico-Chimie industr.; BONTE, Géologie appliquée; BOUGHON, Mathématiques; BOUISSET, Physiologie animale; BOURIQUET, Botanique; CELET, Géologie générale; CORSIN, Paléobotanique; DECUYPER, Mathématiques; DEDEKER, Professeur Associé, Mathématiques; DEFRETIN, Biologie marine; DEHORS, Physique industrielle; DELATTRE, Géologie générale; DELEAU, Géologie et Minéralogie; DELHAYE, Chimie minérale; DESCOMBES, Calcul différentiel et intégral; FOURET, Physique; GABILLARD, Radioélectricité et Electronique; GLACET, Chimie organique; GONTIER, Mécanique des fluides; HEIM DE BALSAC, Zoologie;
- M HOCQUETTE, Botanique générale et appliquée;
MM. LEBEGUE, Botanique;
Mme LEBEGUE, Physique;
M. LEBRUN, Radioélectricité et Electronique;
Mlle LENOBLE, Physique;
MM. LIEBART, Radioélectricité;
LINDER, Botanique;
LUCQUIN, Chimie minérale;
MARION, Chimie;
Mlle MARQUET, Mathématiques;
MM. MARTINOT-LAGARDE, Mécanique des fluides;

MM. MENESSIER, Géologie;
MONTARIOL, Chimie minérale appliquée;
MONTREUIL, Chimie biologique;
MORIAMEZ, Physique;
PARREAU, Mathématiques;
PEREZ, Physique expérimentale;
PHAM MAU QUAN, Mécanique rationnelle et expérimentale;
POUZET, Calcul numérique;
PROUVOST, Géologie et Minéralogie;
SAVARD, Chimie générale;
SCHALLER, Zoologie;
SCHILTZ, Physique;
Mme SCHWARTZ, Analyse supérieure;
MM. TRIDOT, Chimie minérale appliquée;
VIVIER, Biologie animale;
WATERLOT, Géologie et Minéralogie;
WERTHEIMER, Physique.

Maîtres de conférences : MM. ATTEIA, Mathématiques;
BEAUFILS, Chimie générale;
BELLET, Physique;
BLANCHART, Chimie organique;
BOILLET, Physique;
BUI TRONG LIEU, Mathématiques;
CHASTRETTE, Chimie générale;
CHERRUAULT, Mathématiques;
COMBET, Mathématiques;
CONSTANT, Radioélectricité et Electronique;
DERCOURI, Géologie et Minéralogie;
DEVRAINNE, Chimie minérale;
Mme DRAN, Chimie appliquée;
MM. GOUDMAND, Chimie Physique;
GUILLAUME, Botanique;
HENRY, Physique;
HERZ, Calcul numérique;
HUARD DE LA MARRE, Calcul numérique;
JOLY, Zoologie;
LACOSTE, Botanique;
LAMBERT, Physique;
MAES, Physique;
METTETAL, Zoologie;
MOUVIER, Chimie;
NGUYEN PHONG CHAU, Mathématiques;
PANET, Electromécanique;
PARSY, Mathématiques;
RAUZI, Mathématiques;
SAADA, Physique;
SEGARD, Chimie biologique;
TUDO, Chimie minérale appliquée;
VAILLANT, Mathématiques;
VAZART, Botanique;
VIDAL, Physique industrielle.

Secrétaire général, Attaché principal : M. LEGROS.

A la mémoire de Pierre PRUVOST

A Monsieur le Professeur Charles DELATTRE, mon Maître,

en témoignage reconnaissant de mon affection respectueuse.

AVANT-PROPOS

Les Pyrénées, comme les Alpes, ont, depuis les débuts de l'étude des Sciences de la Terre, attiré les géologues. Après les premières descriptions dues, le plus souvent, à des amateurs de très grande valeur, comme Palassou pour ne citer que le plus illustre, commença, à partir du milieu du siècle dernier, l'époque des grandes découvertes.

Je citerai, parmi ces fondateurs, les noms fameux de Leymerie, Roussel, de Charpentier, Caralp et Bresson. Cette période s'achève sensiblement avec la thèse de Dalloni (1910) dans laquelle il décrit les Pyrénées de l'Aragon qui, avant lui, n'avaient fait l'objet que d'études disséminées. Quand on connaît les grandes difficultés que rencontrent encore actuellement les géologues pyrénéens, on ne peut qu'être frappé par l'énergie que devaient déployer ces précurseurs dans un pays dont l'accès était encore plus difficile que de nos jours. De plus, et je songe plus particulièrement aux Pyrénées espagnoles, l'outil topographique était des plus réduit pour ne pas dire inexistant.

Après le premier conflit international, les études reprirent tant sur le Paléozoïque que sur le Mésozoïque et le Coénozoïque. Evoquons, en quelques mots, les querelles qui opposèrent alors les membres de l'école nappiste et les partisans d'une tectonique pyrénéenne plus calme, plus logique, et mentionnons, comme grands moments de l'histoire de la géologie pyrénéenne de cette époque, les travaux de Bertrand et de son école ainsi que les études de Casteras, Lamarre, Fallot, Astre, Ciry et Jacob. Je n'aurais garde d'oublier les travaux fondamentaux de l'école allemande de Stille dus aux recherches de Schmidt et Misch.

Pendant la même période, Dalloni étudie la géologie des Pyrénées catalanes et publie, en 1930, une mise au point très complète sur ce sujet.

Après l'interruption due au second conflit mondial, précédée, sur le versant espagnol, par la guerre civile, l'étude reprit et les géologues espagnols, dont les grands précurseurs furent Mallada et Vidal, s'attachèrent, avec bonheur, à l'étude de leur grande chaîne de montagne. Les travaux analytiques et synthétiques d'Alastrue, Almela, Fontboté, Llopis-Llado, Rios et Sole-Sabaris, marquèrent, dès ce moment là, un renouveau dans l'étude du versant espagnol. Cette impulsion nouvelle fut immédiatement suivie par l'arrivée de géologues étrangers à l'Espagne et, en particulier, d'équipes hollandaises hautement structurées. Grâce à l'opiniâtreté de trois chefs de file, MM. De Sitter, Rutten et Zwart, le Paléozoïque des Pyrénées est maintenant cartographié de façon détaillée, sur presque toute son étendue. Pendant ce temps, sur le versant français, les géologues de notre pays poursuivaient leur oeuvre et, pour ne parler que du Paléozoïque, les travaux de Cavet, Clin et Mirouse, couvrent pratiquement toute la chaîne depuis la Méditerranée jusqu'au Pic d'Anie.

Par ailleurs, et dans le domaine spécialisé de la Pétrographie, les travaux de Guitard faisaient suite aux études fondamentales de Raguin et Destombes et éclairaient de manière originale nos connaissances sur les zones profondes de la chaîne pyrénéenne.

J'aurais, bien évidemment, tout au long de cette étude, le loisir de faire l'historique des travaux relatifs au Primaire et plus précisément au Carbonifère mais je tenais, avant tout, à rendre hommage à l'oeuvre fondamentale

accomplie dans cette chaîne difficile par de nombreux géologues de tous les horizons européens.

C'est en 1960 que Monsieur le Professeur Delattre me proposa, avec l'accord des géologues espagnols, d'étudier une partie du versant méridional de la Haute chaîne axiale, au SE de la zone que Monsieur Clin venait d'étudier de l'heureuse manière que l'on sait.

Dès sa conception, ce projet avait reçu l'assentiment de Monsieur le Professeur Pruvost, Membre de l'Institut, qui, quelques jours avant de nous quitter, m'avait fait l'honneur d'accepter de venir juger ce travail.

Monsieur le Professeur Roubault, Membre de l'Institut, m'avait également encouragé dans cette voie, et sa présence ici, est, pour moi, la consécration inespérée de ces années de travail.

Monsieur le Professeur Waterlot me donna, lors de mes études de licence, le goût de la stratigraphie. Il guida, ensuite, mes premières recherches, hydrogéologiques, qui me menèrent, en 1960, à la rédaction d'un Diplôme d'Etudes Supérieures. La confiance qu'il a bien voulu me renouveler en acceptant de juger ce mémoire lui vaut toute ma gratitude.

Je ne saurais remercier ces Maîtres sans évoquer la mémoire de Monsieur le Professeur Duparque qui, en 1958, me proposa un poste d'Assistant dans son Laboratoire et envers qui j'ai toujours éprouvé l'affection la plus filiale.

L'orientation définitive que je dus suivre dans la conduite de mes recherches fut en partie dictée par la présence de géologues hollandais, travaillant depuis de nombreuses années dans ces territoires. Après l'interruption

due à mes obligations militaires, je décidais, sur le conseil de MM. Delattre et Clin, de consacrer essentiellement mes recherches à la stratigraphie des terrains carbonifères anté-stéphaniens des Pyrénées centrales espagnoles, c'est à dire d'en réduire les limites dans le temps et de les étendre dans l'espace. Cette étude devait en outre m'amener à de nombreuses comparaisons avec les formations de même âge des Pyrénées occidentales et orientales.

Ces premières difficultés, parmi celles qu'éprouvent bien des jeunes chercheurs abordant un travail de thèse, m'auront rapidement permis d'apprécier, dans maintes circonstances délicates, la chance que j'avais d'être dirigé par Monsieur le Professeur Delattre. Il n'hésita jamais à venir me conseiller sur le terrain, consacrant à cette besogne ingrate de nombreuses journées. Au Laboratoire et en dépit de ses lourdes charges administratives, sa sollicitude de tous les instants fit que je ne me sentis jamais isolé en dépit de l'absence d'une équipe spécialisée à laquelle tant de jeunes chercheurs aiment à se joindre. Sa clairvoyance et sa grande connaissance des problèmes du Paléozoïque ont aplani les difficultés au fur et à mesure qu'elles naissaient. La dédicace que je me suis permis de lui faire de ce travail n'est qu'un faible témoignage de ma reconnaissance.

Monsieur le Professeur Clin, élève de Monsieur le Professeur Roubault, m'accueillit fort aimablement à Nancy tout d'abord, et dans les Pyrénées ensuite. C'est grâce à lui qu'il me fut possible d'aborder la géologie pyrénéenne. De sa maison de Garin, carrefour de la haute chaîne paléozoïque, j'eus l'occasion de rayonner en sa compagnie sur le versant français qui lui est si familier et de m'initier

ainsi aux méthodes difficiles et aux exigences innombrables de la géologie d'altitude. Ces exigences et ces difficultés étaient d'autant plus grandes, en ce qui me concerne, que je n'avais aucune pratique de la montagne.

J'eus également, pendant cette période d'initiation, l'occasion inespérée de faire une course d'une semaine en compagnie de Monsieur le Professeur Raguin et de Messieurs Destombes et Guitard. Leur grande patience à mon égard et leur extrême amabilité leur valent, de ma part, une vive et sincère reconnaissance.

De nombreuses difficultés ont été levées grâce à l'accord des géologues espagnols. Je pense en particulier à Monsieur le Directeur Almela, à Messieurs les Ingénieur en Chef et Professeurs Rios, Fontboté, Llopis-Llado, Sole-Sabaris. Ces géologues espagnols ont, à mon avis, le grand mérite de tolérer, dans leur territoire national, de nombreux géologues étrangers, bien que, en dépit du ralentissement dû à la guerre civile et à la guerre mondiale, la géologie espagnole soit maintenant forte et hautement efficiente. Cette hospitalité scientifique, variété délicate de la traditionnelle hospitalité espagnole, est, je crois, à souligner.

Le Centre National de la Recherche Scientifique et le Consejo Superior de Investigaciones científicas m'ont, tous les ans, accordé sous forme de bourses d'échange ou de frais de mission, des sommes qui suffisaient à couvrir mes besoins. Que Messieurs les Directeurs et les Membres du Conseil de ces deux organismes similaires veuillent bien trouver ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Il m'est également agréable de pouvoir remercier, à ce sujet, Madame Plin et Monsieur José Maria Albareda, qui ont grandement facilité mes démarches administratives.

A la Faculté libre des Sciences de Lille, j'ai toujours été accueilli avec une grande bienveillance par Mademoiselle Le Maître. Sa grande expérience du Primaire me fut très souvent d'un grand secours et les nombreux conseils de tous ordres qu'elle me prodigua furent toujours parmi les meilleurs que je reçus.

Monsieur Dollé, Chef du Laboratoire de Géologie des H.B.N.P.C., après avoir guidé mes premiers pas dans l'étude des grès et de leur granulométrie, consacra de nombreuses heures à la discussion et à la résolution des problèmes posés par les lames que je lui soumettais. En dépit de ses nombreuses occupations, il a accepté de relire la partie de mon travail consacrée à la granulométrie des formations gréseuses et me rassurer de son approbation. Qu'il veuille bien accepter, pour lui et les membres de son Laboratoire, mes remerciements sincères.

Monsieur Beugnies, Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), entouré de sa belle équipe de minéralogistes et de pétrographes a toujours supporté avec patience les nombreuses visites que je lui fis lors de la préparation de ma thèse. Sa bonne humeur communicative et son grand savoir font de lui un des guides les plus sûrs qui soient. Il accepta de m'accompagner dans le Carbonifère du Plan des Etangs pour en étudier le mode de contact avec le granite de la Maladetta et a supporté, avec l'humour qui

ne le quitte jamais, les conditions de confort assez primitives de la vie en haute montagne.

Les plantes, hélas trop rares, ont toutes été déterminées par Monsieur le Professeur Corsin, Correspondant de l'Institut, Directeur de l'Institut de la Houille et par son collaborateur Monsieur Laveine, Attaché de recherches au C.N.R.S. Mes fréquentes sollicitations n'ont jamais pris leur patience en défaut et je les remercie de toutes les indications souvent essentielles, toujours précieuses, qu'ils ont bien voulu me fournir sans ménager ni leur temps, ni leur peine.

A Toulouse, Monsieur le Professeur Mirouse, dont la thèse soutenue en 1962, constitue un pilier de la Géologie du Primaire pyrénéen, m'a toujours reçu chez lui ou dans son Laboratoire, avec une courtoisie dont je lui sais infiniment grès. Il m'a été impossible de suivre son exemple en raison de l'ampleur du travail qu'il a accompli mais je me suis toujours efforcé de réaliser, comme il le fit, un équilibre entre la stratigraphie, la tectonique, et les reconstitutions paléogéographiques

Monsieur Chalard, auquel aucun problème de stratigraphie du Carbonifère n'est étranger, m'a toujours conseillé de manière efficace et a accepté de déterminer les Goniatites, souvent dans un état de conservation invraisemblable, que je lui proposais.

A plusieurs reprises, j'ai importuné Monsieur Lys pour la recherche de Conodontes. Les résultats négatifs n'enlèvent rien à la sincérité de mes remerciements.

Il m'est bien entendu agréable de pouvoir remercier Messieurs les Professeurs du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Lille. Les fréquentes discussions que nous avons eues m'ont souvent permis de résoudre les problèmes posés par la Haute Chaîne pyrénéenne. Je pense, en particulier, à Messieurs Bonte, Celet et Dercourt dont la vaste culture géologique me fut souvent d'un recours très appréciable.

A Mons, mon ami Jean-Marie Charlet a bien voulu appliquer aux formations grésos-feldspathiques que je lui soumettais son élégante méthode d'identification des quartz et des feldspaths, par leur thermoluminescence. Il m'a ainsi fourni des éléments et des documents inappréciables facilitant et précisant mes reconstitutions paléogéographiques.

Monsieur Robaszynski m'a, au Laboratoire de Mons, initié aux méthodes d'étude des minéraux argileux me permettant ainsi le dépouillement de monotones séries schisteuses.

La délicate amitié de Monsieur Emile Mériaux m'a toujours été d'un grand secours, en particulier par le soutien qu'il m'a toujours apporté dans les nombreux moments d'incertitude et de découragement qu'engendrent une thèse de terrain.

Les photos qui illustrent ce travail sont dues au talent de Monsieur André Leblanc dont l'éloge n'est plus à faire en ce domaine. Les dessins et les cartes, que j'ai

essayé de donner aussi nombreux que possible sont tous dus à Monsieur Maurice Prouvost. Monsieur Albert Constant a taillé avec minutie près de 1500 lames minces.

Je tiens à les remercier tous trois du travail souvent monotone et ingrat qu'ils réalisent avec tant de précision et de bonne volonté.

Monsieur Pluquin m'a aidé avec efficacité dans les nombreuses tâches matérielles nécessitées par la préparation et la rédaction de ce mémoire.

Madame Massinon a assuré la frappe, parfaite, des stencils de ce travail.

Il m'est agréable, pour terminer, de remercier les montagnards pyrénéens espagnols de leur accueil toujours noble, généraux et sincère.

-:~:~:~:~:~:~:~:~:~-

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

J'ai limité mon étude aux parties occidentales et centrales du versant espagnol des Pyrénées.

La limite occidentale de mon terrain de recherche est donc la vallée du rio Aragon Subordan, située sensiblement au niveau de l'ennoyage de la Zone Primaire axiale sous le recouvrement secondaire du Pic d'Anie. J'ai choisi, comme limite orientale, le rio Segre, au S de la principauté d'Andorre, au niveau de Seo de Urgel. J'ai donc laissé de côté l'étude du Carbonifère des Massifs paléozoïques basques et celle de la partie purement catalane de la chaîne. J'ai, de plus, laissé à part l'étude du Stéphaniens dont les formations se rattachent à une logique différente.

En dépit de ces restrictions les caractères géologiques de mon sujet d'étude étaient extrêmement variés et sa superficie particulièrement vaste car les bassins carbonifères sont répartis sur tout le versant espagnol des Pyrénées. J'ai été ainsi amené à parcourir les plus hauts sommets pyrénéens ainsi que les modestes collines méridionales.

Le but essentiel de mon travail était de préciser la stratigraphie anté-stéphaniens des bassins carbonifères espagnols, entre le rio Aragon Subordan et le rio Segre, afin d'effectuer un essai de synthèse paléogéographique de ces formations particulièrement intéressantes car elles reflètent les différentes étapes de l'orogénèse hercynienne.

La possibilité d'utilisation des documents antérieurs a été des plus inégales.

J'ai été amené, parfois, à utiliser la cartographie géologique déjà existante pour ne me pencher que sur les problèmes de stratigraphie détaillée. Ce fut le cas, en particulier, des bassins compris entre le rio Aragon Subordan et le rio Ara; dans ces régions, en effet, Mirouse et les Ecoles géologiques hollandaises viennent de publier des documents que l'on peut, actuellement, considérer comme parfaits.

En d'autres circonstances, j'ai modifié légèrement les cartes géologiques existantes en détaillant un peu plus les formations carbonifères et leurs contacts; ce fut le cas, en particulier, du synclinerium du Plan des Etangs et du synclinerium d'Espot-Andorre. Quelquefois, les cartes existantes étaient à trop petite échelle et j'ai dû, pour asseoir mon étude stratigraphique, me livrer à un travail cartographique de reconnaissance qui, bien entendu, est toujours resté schématique; j'ai procédé ainsi avec le Carbonifère de Aguiró et de Feixa-Castellás.

Enfin, dernière éventualité, pour certaines régions venant d'être l'objet de levés détaillés qui doivent être publiés incessamment, je n'ai fait que reprendre les séries stratigraphiques afin de les inclure dans la synthèse que j'ai tentée. C'est le cas de la vallée de l'Esera, au S de Benasque, et de l'ensemble carbonifère de Vilaller que P.H.W. Mey vient d'étudier de manière particulièrement détaillée.

Le fond topographique a été, le plus souvent, la carte espagnole au 1/50.000° dont j'ai utilisé les feuilles de Zuriza, Ansó, Sallent, Biescas, San Nicolas de Bujaruelo, Broto, Liena, Bielsa, Caneján, Bosost, Benasque, Bisauri, Isil, Estarri de Aneu, Sort, Tirvia, Seo de Urgel, Orgaña et Andorra. En de nombreuses occasions, j'ai utilisé les excellentes cartes d'ascension au 1/25.000° de Don Ramon de Semir de Arquer et Llopis Llado (Editorial Alpina, feuilles Posets, Maladetta et Ribagorça). Ces cartes sont particulièrement appréciables en Haute Montagne où la topographie des feuilles au 1/50.000° est quelquefois un peu imprécise.

J'ai disposé, de plus, des photos aériennes correspondant aux feuilles de Bosost, Benasque, Liena et Bielsa; les couvertures aériennes des deux premières feuilles m'ont été particulièrement utiles dans l'étude du Synclinorium du Plan des Etangs. Je signalerai enfin, pour l'usage constant que j'en ai fait dans l'étude de ce même synclinorium, le guide d'ascensions Posets-Maladeta par André Armengaud et Agustin Jolis.

En ce qui concerne la Tectonique, j'ai surtout insisté sur l'étude des grandes lignes, ne m'occupant des structures de détail que lorsque leur connaissance me paraissait nécessaire à la compréhension de la Stratigraphie donc de la Paléogéographie, but de mes recherches.

L'étude paléontologique, sur laquelle je fondais de nombreux espoirs s'est, à ma grande déception, montrée souvent infructueuse tant en Micropaléontologie qu'en Paléontologie classique animale et végétale. Seules quelques découvertes isolées m'ont un peu récompensé de longues heures monotones passées à rechercher quelques traces déterminables.

Si mes recherches paléontologiques m'ont déçu, il n'en a pas été de même de l'application des techniques pétrographiques, et, en particulier, de l'étude des grès. Ces sédiments, que j'ai analysés à la double lumière des méthodes granulométriques classiques mais améliorées par P. Dollé et des techniques d'utilisation de la thermoluminescence mises au point par J.-M. Charlet dans le laboratoire montois de A. Beugnies se sont, à mon avis, montrés particulièrement intéressants et m'ont fortement aidé dans mes tentatives de reconstitutions paléogéographiques.

L'extension, déjà soulignée, de mon terrain d'étude, rend vaine une introduction géographique qui ne ferait que reprendre les grands traits de la Géographie des Pyrénées espagnoles. Le lecteur aura tout loisir de se reporter à la récente mise au point de Luis Solé Sabaris.

Je ne donnerai, dans les lignes qui suivent, qu'un bref aperçu sur l'hydrographie de l'Ebre et de ses affluents dont les vallées ont toujours servi d'axes à mes coupes.

L'hydrographie des Pyrénées espagnoles est commandée en totalité par les affluents de l'Ebre, et cette domination est encore plus marquée que celle de la Garonne pour les Pyrénées françaises. En effet, si l'on, excepte les vallées du rio

Llobregat et du rio Gerona pour l'E ainsi que la Bidassoa pour le Pays basque, toutes les vallées pyrénéennes de quelque importance sont tributaires de l'Ebre. Ce fleuve, dont le cours est long de 900 km, prend sa source bien à l'W des Pyrénées, dans les Monts Cantabriques et va se jeter, après avoir drainé toute la chaîne pyrénéenne, en Méditerranée, dans la province de Tarragone.

Je ne citerai ici et ne donnerai les caractéristiques que des principaux affluents de l'Ebre, réservant aux descriptions régionales détaillées les rivières et les torrents de moindre importance. Le trajet de la partie pyrénéenne de ces différents cours d'eau est représenté sur le dépliant A qui synthétise la position géographique des différents bassins.

L'Aragon, tout d'abord, prend sa source près du Somport. Après un cours N-S qui l'amène à Jaca, il se dirige vers l'W jusqu'au niveau de la bourgade de Sangüesa. Il recueille au passage les eaux de l'Aragon Subordán, du rio Bera, du rio de Roncal et du rio Salazar. Sa vallée est alors orientée vers le SW et l'Aragon se jette dans l'Ebre près de Milagro, entre Logroño et Tudela.

Le rio Gállego suit, lui aussi, le même trajet en baïonnette. Prenant sa source près de Sallent de Gállego, au col du Pourtalet d'Aneu, il se dirige, après quelques kilomètres, du N vers le S. Il est alimenté par les eaux des rios Escarra, Balotisa, Aurin, Baga et Guarga. Après le passage de la Sierra de la Peña, il coule de l'E vers l'W pendant une trentaine de km avant de reprendre à Triste une direction franchement méridionale qui l'amènera à se jeter dans l'Ebre à Sarragosse.

Le rio Cinca, très grand axe hydrographique, constitue actuellement une des grandes richesses hydroélectriques espagnoles. Après avoir pris sa source près du Mont Perdu, à l'W de Bielsa, il se dirige du N vers le S. Grossi au passage par l'apport des rios Cinqueta et Ara pour ne citer que les deux plus importants, il continue sa course vers le S. A quelques kilomètres au S de El Grado, où s'érige actuellement l'un des plus grands et des plus modernes barrages européens. Le rio Cinca reçoit le rio Esera peu à peu aussi important que lui.

L'ensemble Cinca et Esera qui garde le nom de rio Cinca, reçoit, au niveau de la ville de Barbastro, les eaux du rio Vero, descendant de la Sierra de Arbe. Le rio Cinca, ainsi alimenté, continue à se diriger vers le S, et, quelques kilomètres après l'importante bourgade de Fraga, rejoint le rio Segre pour se jeter dans l'Ebre à Mequinenza.

Le rio Esera prend sa source au pied de la Maladetta, où il dispute ses eaux à la Garonne. Après un cours W-E de quelques kilomètres marqué de quelques vicissitudes dues au régime karstique, le rio Esera, qui doit son nom à une croyance locale voulant qu'il s'agisse du seul fleuve pyrénéen éternel, se dirige grosso modo du N vers le S; gonflé au passage des eaux de nombreux torrents, il reçoit à Graus l'apport du rio Isábena qui prend sa source dans la Sierra Negra, au S du Massif de la Maladetta et dont le cours reste longtemps parallèle à celui de l'Esera.

Un important lac de barrage artificiel, le Pantano de Barasona, vient d'être créé en amont de cette confluence et fait fonctionner une importante usine électrique.

Le rio Noguera Ribagorzana prend lui aussi sa source dans le massif de la Maladetta, non loin du pic Aneto. Il coule sensiblement du N vers le S sans variation importante et reçoit, dans la partie haute de sa vallée, en amont de Pont de Suert, l'apport du rio Baliero et de la Noguera de Tor. La Noguera Ribagorzana se jette dans le rio Segre un peu en amont de la grande ville de Lerida.

Le rio Noguera Pallaresa connaît un cours supérieur assez tourmenté. Sa source est située près de Tredós, au N du Massif de la Maladetta. La Noguera Pallaresa remonte quelques kilomètres vers le NE, se dirige ensuite vers l'E, et, après un écoule brusque, se dirige vers le SW avant de prendre une direction SE, un peu en aval de Isil. Cette partie du cours, judicieusement utilisée pour la production électrique espagnole, amène la Noguera Pallaresa à Llavorsí et, là, cette belle rivière reçoit les eaux de la Noguera de Cardós et de la Noguera de Val Farrera, dont la confluence vient d'avoir lieu, un peu plus au NE, sensiblement au niveau de Tirvia.

La Noguera Pallaresa, après cet apport, poursuit son cours vers le SSE et, après avoir creusé le magnifique Défilé des Collegats, reçoit à Pobla de Segur les eaux du rio Flamisell descendant du S de la Maladetta.

La Noguera Pallaresa, après cet apport, traverse la vaste Sierra de Montsec et se jette ensuite dans le rio Segre, une trentaine de km en amont de la confluence du rio Segre et de la Noguera Ribagorzana.

Le rio Segre prend sa source en France au S de Mont-Louis-Font Romeu. Il suit un cours sensiblement E-W jusqu'au niveau de Seo de Urgel. Là sa direction change assez brusquement pour devenir NNE-SSW jusqu'à la confluence avec le rio Cinca en aval de Fraga. Le rio Segre reçoit au

passage, un peu en aval de Seo de Urgel, l'apport du Gran Valira, important torrent qui descend de la principauté d'Andorre ainsi que les Noguera Pallaresa et Ribagorzana que nous venons de voir.

DEUXIEME PARTIE

**ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE
DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN
DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES**

CHAPITRE PREMIER

**INTRODUCTION STRATIGRAPHIQUE :
LES FORMATIONS ANTÉRIEURES AU CARBONIFÈRE**

Dans ce chapitre, je résumerai les caractères principaux des formations sédimentaires antérieures au Carbonifère, me réservant d'y revenir plus en détail, éventuellement, dans le chapitre II de cette même Deuxième Partie.

De telles récapitulations venant d'être faites par Cavet (1957), Clin (1959) et Mirouse (1962), j'ai volontairement réduit au minimum mon propre texte. Seuls les terrains gothlandiens, dans lesquels j'ai eu le bonheur de découvrir quelques exemplaires de Graptolites géants, seront décrits de manière moins schématique.

1° - LES TERRAINS
ANTE-GOTHLANDIENS DES PYRENEES

Les formations infracambriennes ou antécambriennes sont connues dans les Pyrénées mais, malheureusement, de manière encore extrêmement fragmentaire. Il est évident que ces formations métamorphisées, azoïques, reprises par plusieurs orogénèses sont certainement beaucoup plus répandues qu'on ne le pense actuellement.

Le Précambrien, tout d'abord, à l'état de paragneiss, a été découvert et décrit par H.-J. Zwart dans le Massif satellite de St Barthélémy; le Précambrien y est recouvert en discordance par un Infra-Ordovicien assez puissant (1953).

P. Cavet a été assez heureux pour découvrir dans le Massif de Castillon, au S de St Giron, des calcaires à Archaeocyathidés permettant ainsi de rapporter au Cambrien des sédiments qui reposent en concordance sur une série de "micaschistes migmatisés" que l'on peut, avec Jung (1953) considérer comme infracambriens selon les définitions de P. Pruvost (1951).

Au Cambrien les Pyrénées appartiennent à la zone géosynclinale méditerranéenne, englobant la Montagne Noire, la Sardaigne, l'Espagne et le Maroc. La subsidence s'est, dans l'ensemble, arrêtée au Caradoc. La phase taconique de l'orogénèse calédonienne se traduit alors par la genèse de sédiments de faible profondeur, quartzites dans le Pays basque, décharges de micropoudingues dans les Pyrénées orientales et, surtout, conglomérats épais dans les Pyrénées centrales françaises.

Cet ensemble subsident cambro-ordovicien n'est toutefois pas homogène. Les Pyrénées centrales constituent un haut fond relatif, une sorte de cordillère où la puissance de la sédimentation est quatre fois plus réduite que dans les Pyrénées orientales et environ deux fois moindre que dans les Pyrénées occidentales (fig.1). De plus, dans cette région centrale, la série stratigraphique débute par un conglomérat, probablement géorgien et se termine aussi par un conglomérat, celui du Caradoc, dont nous venons de parler comme annonce de la phase taconique de l'orogénèse calédonienne.

La partie supérieure du Caradoc pyrénéen, assimilable à l'Ashgillien, est caractérisée par une sédimentation calme, gréseuse à l'W, calcschisteuse au centre et schisteuse à l'E, annonçant ainsi le remarquable calme sédimentologique du Gothlandien.

La paléogéographie cambro-ordovicienne des Pyrénées est donc suffisamment peu connue pour paraître simple. Elle est, schématiquement, caractérisée par la présence d'un sillon subsident déterminant une accumulation assez importante de sédiments qui subirent, pour une grande part, un métamorphisme régional assez sensible. Le sillon était interrompu au niveau des Pyrénées centrales par une zone dont la subsidence était moindre et qui paraît jouer un rôle de haut fond.

La fig.1 synthétise les différentes considérations exposées ci-dessus.

Dès l'Ashgillien, nous l'avons vu, les conditions de dépôt étaient redevenues assez régulières et les sédiments gothlandiens n'ont fait que continuer cette belle uniformité.

2° - LE GOTHLANDIEN DES PYRENEES ESPAGNOLES

1) HISTORIQUE ET STRATIGRAPHIE

Selon la coutume française, les géologues pyrénéens désignent, sous le nom de Gothlandien, un ensemble stratigraphique et pétrographique extrêmement net et remarquablement homogène d'un bout à l'autre de la chaîne. En effet, si l'on excepte quelques légères variations, géographiques ou stratigraphiques, le Gothlandien se présente, dans la majorité des cas, sous la forme de schistes noirs à Graptolites dits "schistes carburés". Bien qu'imprécis et même inexact, ce terme est toujours utilisé, en raison de sa commodité.

A la fin du siècle dernier, après les premières observations de De Charpentier, Dufresnoy, Maestre, Durocher, De Verneuil et Keyserling, les beaux travaux de Lucas Mallada y Pueyo posèrent les premiers jalons d'une étude systématique du Gothlandien des Pyrénées espagnoles. Ces premiers travaux furent suivis par ceux de Caralp, Roussel et surtout Bresson et Bertrand. Les efforts successifs de ces différents auteurs amenèrent les connaissances préliminaires à un degré suffisant pour que Dalloni puisse, dès 1910, cartographier et analyser de manière très satisfaisante la majeure partie des formations gothlandiennes de l'Aragon.

Les observations de cet auteur furent reprises et complétées par le géologue allemand Schmidt (1931).

Dans la région étudiée les "schistes carburés" ne diffèrent en aucune façon des formations gothlandiennes du reste de la chaîne pyrénéenne. Dans les Pyrénées centrales espagnoles, comme dans les Hautes Pyrénées françaises, le Gothlandien, s'il ne constitue pas, par la superficie de ses affleurements, une formation bien importante, est particulièrement utile au géologue de terrain par ses caractéristiques qui le rendent facilement reconnaissable et en font un niveau repère des plus précieux.

On le reconnaît très aisément dans le paysage où les "schistes carburés", qui en constituent la majeure partie, déterminent toujours des zones de moindre résistance à l'érosion.

A l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon, les schistes carburés sont toujours très fissiles, gras, noirs et tâchent les doigts. Les sulfures de fer, qu'ils contiennent en grande quantité, s'oxydent et déterminent une patine rouille souvent ornée d'efflorescences d'un soufre pulvérulent venant de la réduction des sulfures. Les quelques bancs calcaires et les rares passées gréseuses noyées dans la masse des schistes noirs n'influent pratiquement en rien sur l'allure d'ensemble, sauf, évidemment, à l'échelle de l'affleurement.

Par ailleurs, et il m'a été donné de remarquer très souvent ce phénomène dans les hautes montagnes aragonaises, l'altération est telle que les schistes se transforment en une terre noire, grasse, plastique, dans laquelle quelques plaquettes plus gréseuses soulignent, par leur orientation nette, de très beaux phénomènes de cryoturbation pouvant aller jusqu'à la formation de sols polygonaux. De telles structures sont observables, en particulier, sur les flancs

de la vallée de Lliterola et dans les nombreux petits ravins qui dissèquent la Sierra Negra, haut plateau situé au N.E. de Benasque. Dans le massif des Posets et de la Maladetta, le mode d'affleurement du Gothlandien semble se rapprocher beaucoup plus de celui décrit par R. Mirouse (1962) dans la partie occidentale de la Zone Primaire axiale que de celui étudié par Clin (1959) entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. Sa répartition est, en effet, irrégulière, caractérisée par un réseau de bandes anticlinales et synclinales, peu épaisses, au comportement tectonique souvent incohérent, associé à des zones d'affleurement beaucoup plus importantes déterminées par une série de plissements serrés qui suppléent, par leur nombre, à la faible puissance des schistes. Ce type d'affleurement, déjà observable au N de la Punta Sulza, est particulièrement développé dans la Sierra Negra entre la vallée de l'Esera et celle de la Noguera Ribagorzana. Cette bande de 60 km² est coincée entre le Massif granitique de la Maladetta au N. et la masse solide, compacte, du Dévonien au S.

Il semble ici que sa résistance relative à l'érosion, assez rare pour le Gothlandien, soit due à un "squelette interne", formé par un chevelu de filons microgranitiques émanant du massif de la Maladetta (fig.4).

Comme l'ont déjà fait remarquer Clin et Mirouse, il est extrêmement difficile d'établir une stratigraphie détaillée des formations gothlandiennes. Je donnerai néanmoins, à titre d'exemple (fig.2), une description synthétique établie à partir de coupes levées :

- dans la Sierra Negra
- dans la bande fossilifère du Pont de Cuberre (ou pont San Jaime) situé au confluent du rio Esera et du rio Astós
- dans la vallée de l'Aigueta de la Vall (affluent méridional du rio de Eriste).

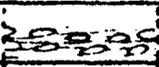
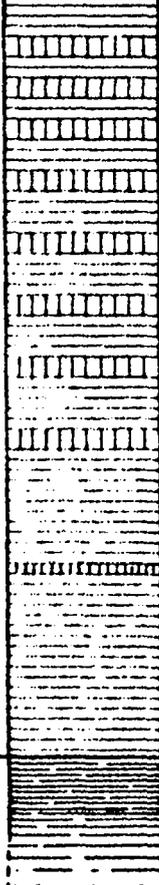
ETAGE	Paléontologie	Analyse pétrographique sommaire	Coupe
Base du Dévonien		Schistes noduleux	 200
GOTHLANDIEN	Wenlockien	Monograptus lotus M. flemingii M. mutiferus var. strigosus M. uncinatus var. tariccoi	 150 Pont de Cubarre
	Valentien ?	Monograptidés indéterminables	
Llandeilo - - Caradoc		Alternance de calcaires noirs et de schistes bleu-noir.	0

Fig. 2

STRATIGRAPHIE SCHÉMATIQUE DU GOTHLANDIEN
DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES

- dans la haute vallée du rio Astós et dans le lit du rio de Lliterola ainsi que dans la belle vallée du rio de Valli-
bierna, au niveau de sa confluence avec le rio Esera.

Ces exemples ont été choisis dans la partie médiane des Pyrénées centrales espagnoles car ils n'y paraissent plus nets que les affleurements gothlandiens situés à l'W et à l'E de cette zone.

La stratigraphie de détail est assez simple; elle se limite à une alternance de schistes et de calcaires noirs, pyriteux, en bancs réguliers épais de 10 à 15 cm. La partie inférieure (Valentien ?) comprend quelques niveaux gréseux.

Le métamorphisme des schistes carburés se traduit toujours par la présence de nombreux cristaux d'andalousite, parfois microscopiques, souvent millimétriques et quelquefois de très grande taille, ce qui peut alors donner au schiste une allure noduleuse.

En ce qui concerne les conditions de formation des schistes carburés gothlandiens et des sédiments associés, il ne semble pas que l'on puisse ajouter grand'chose, dans l'état actuel de nos connaissances, aux conclusions auxquelles est arrivé Mirouse (1962). Le dépôt des formations gothlandiennes semble s'être effectué dans une mer calme, peu profonde, extrêmement riche en plancton. Le milieu de dépôt était extrêmement réducteur et permettait une genèse facile des sulfures métalliques. Il semble rappeler, à mon avis, le mode de formations des vases actuelles d'estuaire (Lombard, 1956, p.171) caractérisées par un trio de constituants (sable, fraction pulvérulente, liant organique) qui n'est pas sans rappeler la composition des schistes gothlandiens.

La quasi-totalité des faunes que j'ai pu accessoirement trouver sur le territoire dont j'étudiais les sédiments carbonifères sont des faunes graptolitiques géantes. Le gisement le plus riche et, ce qui ne gêne rien, le plus facile à atteindre est celui du Pont de Cuberre (Pont San Jaime) quelques kilomètres en amont de Benasque.

J'y ai en effet trouvé, dans les schistes carburés, une faune graptolitique que Monsieur le Professeur Waterlot a bien voulu déterminer. Il s'agit d'une faune wenlockienne de type sarde composée de :

Monograptus latus Mc Coy

Monograptus flemingii Salter

Monograptus mutuliferus var. strigosus Gort.

Monograptus uncinatus var. tariccoi Gort.

qui caractérise la zone 30 (pl. 8)

Il est intéressant de noter, au passage, que le curieux gigantisme de certains graptolites de la zone 30, bien connu en Sardaigne, dans le Pays basque (G. Waterlot, 1944 et 1948) et dans le Llandovérien et le Tarannonien des environs de Porto (B. Waterlot, 1965) se retrouve ici, nettement caractérisé, sur le versant méridional des Pyrénées. Les échantillons présentent, en effet, de manière extrêmement nette, un accroissement de largeur du rhabdosome et une diminution assez spectaculaire du nombre de thèques.

Je pense que ce gigantisme peut être rapproché des conditions d'élaboration des schistes carburés qui se déposèrent dans un milieu riche en matière organique, ayant sans doute autorisé une "hypernutrition" des Graptolites et, partant, un assez grand développement somatique et, peut-être, génétique. Il est bien entendu que ces formes hypertrophiées devaient être génétiquement, prédisposées à ce gigantisme car elles peuvent, dans d'autres régions, voisiner avec des espèces normales.

2) ROLE TECTONIQUE DES SEDIMENTS GOTHLANDIENS

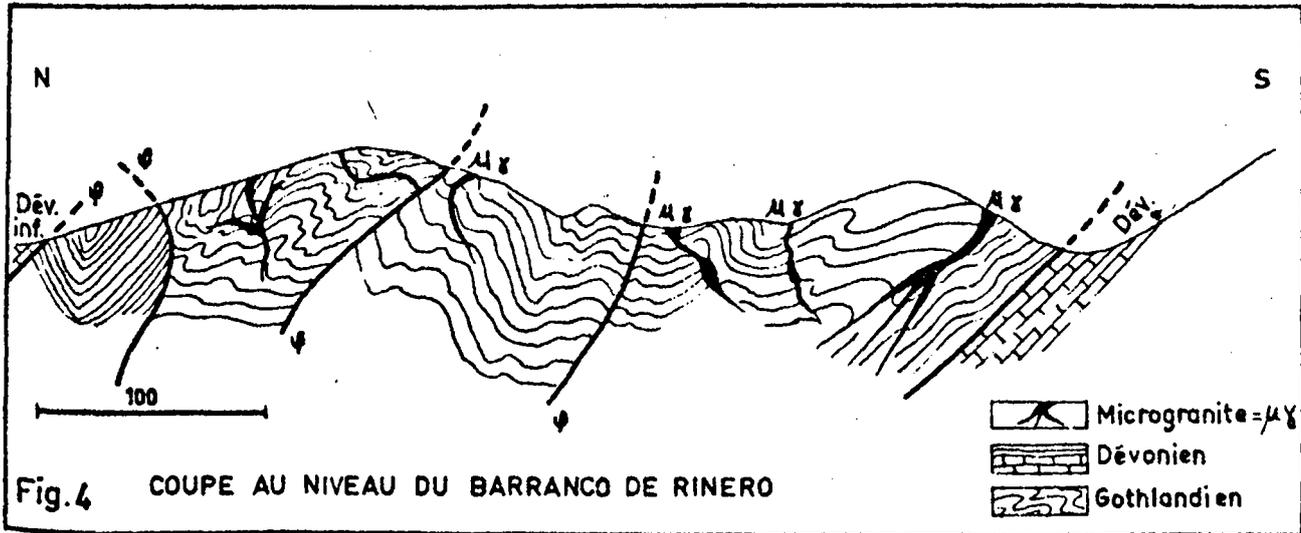
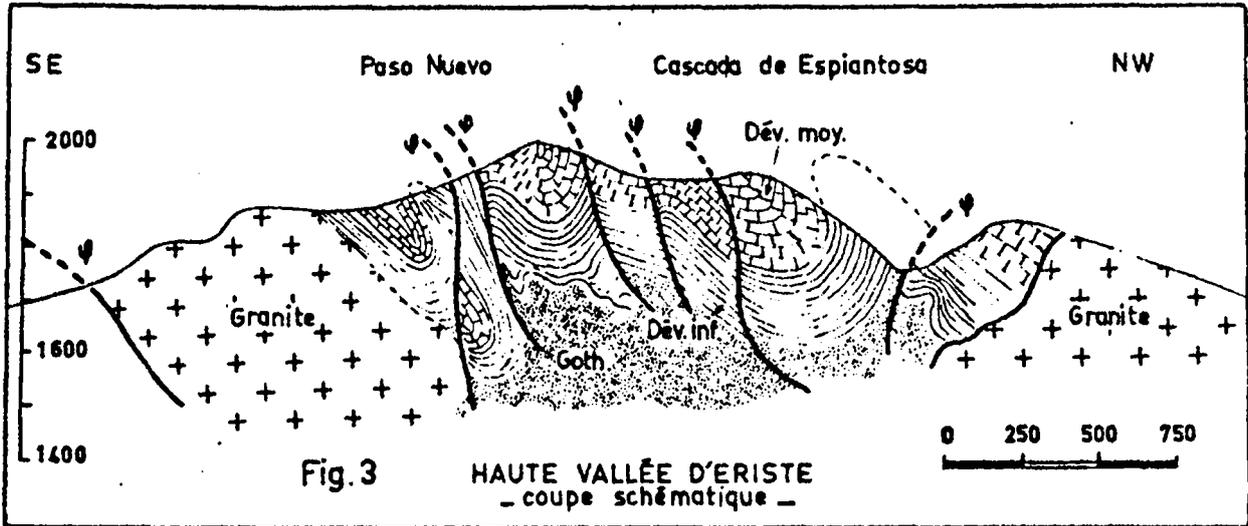
Il est maintenant classique de faire remarquer que le Gothlandien pyrénéen se comporte, tectoniquement, à la façon des marnes du Trias. En effet, la présence d'une formation schisteuse épaisse de 200 m, extrêmement plastique, peu cohérente, coincée entre le vaste ensemble antégothlandien, puissant, solide et le Dévonien compact, imposant, constitue une zone de moindre résistance idéale qui sera à l'origine d'une belle tectonique de décollement et de bourrage. Les figures 3 et 4 donnent deux exemples nets de ce style tectonique.

Le premier exemple (fig.3) est observable dans la vallée du rio Eriste, au niveau de l'ancienne usine de traitement de minerais.

Le Gothlandien du coeur des anticlinaux du Paso Nuevo et de la Cascada de Espiantosa s'insinue entre les failles, bourre les contacts et forme une masse chiffonnée dans laquelle toute stratigraphie devient illusoire. Les premiers sédiments dévoniens, schisteux, suivent un moment l'exemple du Gothlandien qui les entraîne dans sa tectonique plastique, tourbillonnaire, mais retrouvent bien vite leur belle passivité tectonique.

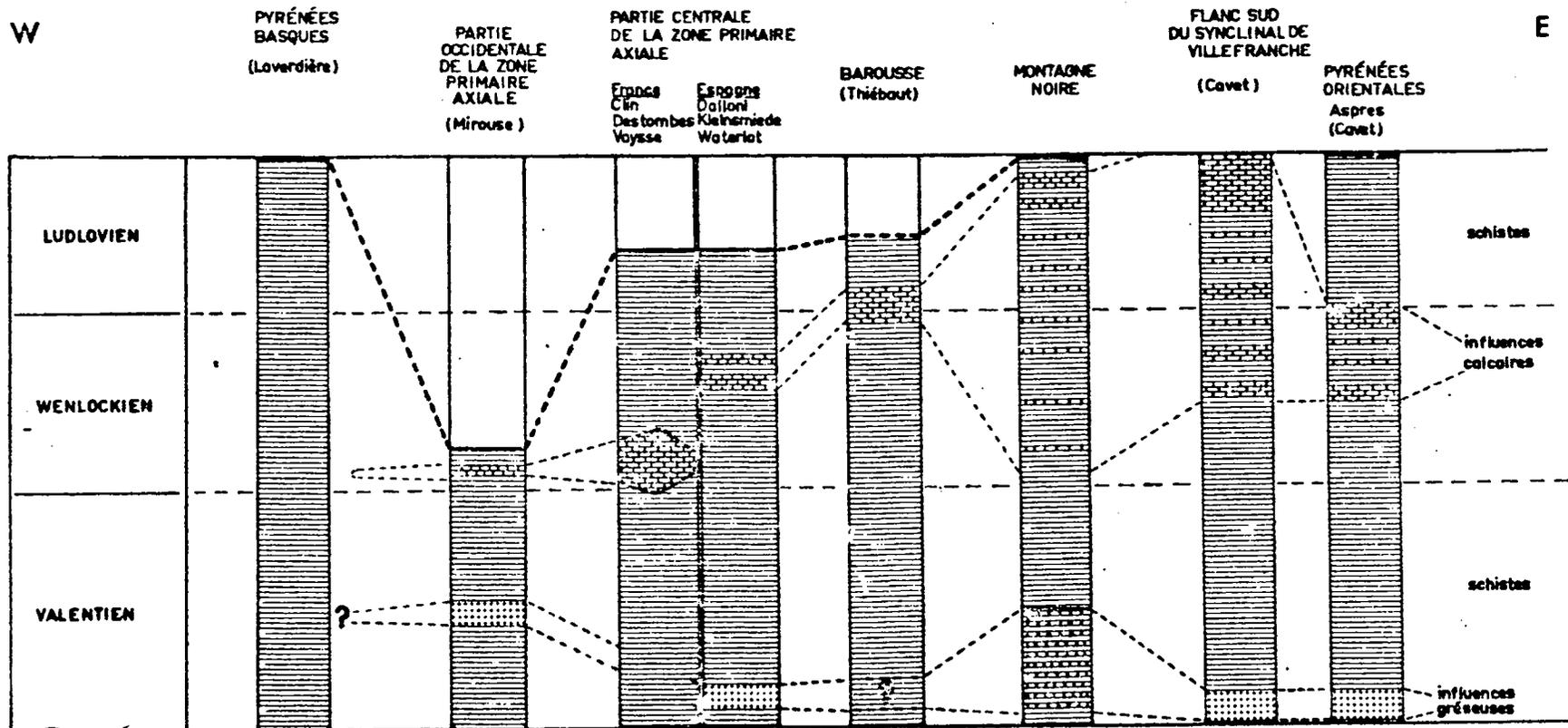
L'autre coupe (fig. 4) effectuée dans la partie occidentale de la Sierra Negra, au niveau de la vallée du barranco de Rinero, permet de schématiser le comportement tectonique du Gothlandien quand il affleure en grandes surfaces.

En conclusion de cette brève étude du Gothlandien, je donnerai un tableau de corrélations stratigraphiques (fig.5), entre le Pays basque et la Catalogne. En dépit de la grande homogénéité stratigraphique déjà soulignée, il sera possible de noter, sur ce tableau, une augmentation relative des faciès calcaires de l'E vers l'W, au sommet de la série; ces faciès calcaires peuvent même, localement, devenir



W

E



- 29 -

Fig. 5
317
502

TABLEAU SCHEMATIQUE DES CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES DU GOTHLANDIEN PYRENEEN

importants (région de Villefranche de Conflant, P. Cavet, 1957). Cette observation est évidemment à rapprocher du fait que les grès, eux, se trouvent plus volontiers dans le Gothlandien occidental.

Il y a donc là, au sein d'une masse schisteuse homogène, quelques veillées gréseuses à l'W et quelques essais de sédimentation calcaire à l'E.

En dépit de ces quelques variations locales, le Gothlandien des Pyrénées espagnoles correspond donc à une période de calme sédimentaire qui sera rompue par les apports détritiques du Dévonien inférieur.

3° - LE DEVONIEN DES PYRENEES ESPAGNOLES

1) INTRODUCTION

Je ne donnerai ici qu'un bref résumé de la stratigraphie dévonienne des régions comprises entre le méridien du pic d'Anie et les Pyrénées catalanes.

Le Dévonien constituant, bien évidemment, le support stratigraphique normal des sédiments qui font l'objet de ce travail, je serai amené, dans le chapitre II de cette seconde partie, à décrire, plus en détail dans certains cas, la stratigraphie des sédiments dévoniens quand leur connaissance me paraîtra utile à l'étude du Carbonifère.

Après le calme qui avait caractérisé le Gothlandien, la sédimentation détritique, conséquence de l'orogénèse calédonienne dont les effets plus directs se firent sentir plus au N, reprend dès le début du Dévonien.

Toutefois, comme le rappellent Clin et Mirouse (1966) "cette activité nouvelle s'organise déjà en bandes longitudinales sensiblement parallèles à ce que seront, plus tard, les directions dominantes des structures hercyniennes".

Cependant que se faisait cette accumulation détritique éodévonienne des masses calcaires importantes se déposaient dans certaines régions centrales apparemment insensibles à ces influences glyptogénétiques. J'aurai l'occasion, lors de l'étude du "soubassement" dévonien du Carbonifère du Plan des Etangs, de décrire quelques exemples de cet éodévonien uniquement calcaire.

2) LE DEVONIEN DE LA PARTIE ORIENTALE DES PYRENEES ESPAGNOLES

Le Dévonien de la partie orientale des Pyrénées espagnoles est assurément parmi les moins étudiés puisque, depuis les travaux de Dalloni (1930) et Boissevain (1934), seules quelques observations locales ont été imprimées.

Toutefois, la comparaison des observations de ces auteurs avec les récents travaux de Cavet (1957) en Catalogne française, indique une assez grande analogie stratigraphique.

Dalloni note la difficulté, dans de nombreux cas, de tracer la limite entre le Gothlandien et le Dévonien, les schistes du Dévonien inférieur ressemblant aux schistes carbonifères gothlandiens. Cette difficulté sera, de nouveau, soulignée par Cavet qui, dans sa thèse (1957), est amené à décrire un Gothlando -Dévonien, complexe, schisteux, n'autorisant pas de divisions stratigraphiques.

Parfois, cependant, dans le Pays catalan, le Dévonien, calcaire ou calcschisteux, est suffisamment fossilifère pour qu'on ait pu y distinguer le Gédinnien et le Coblencien. Je ne citerai pas ici le détail de ces faunes citées dans le travail de Dalloni (1930) sur les Pyrénées catalanes.

Le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur de la partie catalane des Pyrénées ressemblent à celui de la région d'Andorre que je vais décrire maintenant.

Ce Dévonien andorran, relativement peu connu jusqu'à ces dernières années, a été étudié très en détail par N. Llopis-Llado (1966). Dans la coupe que cet auteur donne du synclinorium de Cassamanya (Tor Syncline des auteurs hollandais), il décrit une série subsidente épaisse de 2000m, allant des schistes carbonifères gothlandiens au Famennien caractérisé. Malheureusement, l'absence de fossiles interdit, à l'intérieur de cette belle série, toute attribution d'âge

précis. L'analyse lithologique faite par Llopis-Llado, en dépit des inconvénients dus à la schistosité, l'amène à la description d'une alternance de schistes et de calcschistes contenant parfois des niveaux calcaires francs. Le sommet de cette série offre souvent un beau développement du faciès griotte.

Fort curieusement, il semble que la subsidence se soit arrêtée à la fin du Dévonien car il n'y a pas, là, la moindre trace de Carbonifère alors que les schistes de cet étage affleurent très largement au SW de ce bassin subsident, dans le synclorium de Espot-Andorre (Llavorsi syncline des auteurs hollandais).

Quelques mois avant la sortie du travail de Llopis-Llado, H.-J. Zwart (1965), décrivant le Dévonien de la principauté d'Andorre (Geological map of the Central Pyrenees. Sheet 6), ne lui reconnaît qu'une épaisseur assez limitée : "Bien que le Dévonien occupe de grandes surfaces sur la carte, en particulier dans ce synclinal de Tor (Cassamanya), sa puissance est assez limitée, comme on peut le voir dans le synclinal de Llavorsi. En de nombreux endroits, l'épaisseur des calcaires est augmentée par les plissements".

Donc Zwart, contrairement à Llopis-Llado, ne signale absolument pas de différences entre le Dévonien du Synclinal de Cassamanya et celui de Espot-Andorre. Pour lui, il semble que l'épaisseur, localement plus importante du Dévonien, ne soit pas due à une subsidence mais à des raisons tectoniques.

Continuant vers l'W l'étude du Dévonien, je récapitulerai brièvement ses caractères dans la région comprise entre le granite d'Andorre et l'extrémité orientale du Massif de la

Maladetta. Encore une fois, les conceptions de Llopis-Llado et de l'école hollandaise ne s'accordent pas quant à la puissance du Dévonien; le géologue espagnol accorde au Dévonien de Llavorsi une épaisseur de 800 m tandis que Zandvliet ne lui reconnaît qu'une épaisseur de 350 m, tout en étant amené, dans ses représentations graphiques, à augmenter quelque peu cette épaisseur.

Il me semble toutefois que l'épaisseur proposée par Llopis-Llado est plus proche de la réalité. En effet, j'ai été amené, dans l'établissement de mes coupes, à lui donner souvent une épaisseur de l'ordre du kilomètre comme je le montrerai dans l'étude détaillée du synclinorium de Espot-Andorre. Quoiqu'il en soit, cette série est composée de schistes, de calcaires et de calcéschistes. Dans de nombreux endroits, le développement des griottes est fort net.

3) LE DEVONIEN ARAGONAIS

Le Dévonien aragonais fut étudié, de manière synthétique, pour la première fois par Dalloni (1910). Cet auteur décrit, à la base, une série de schistes à Tentaculites, bien caractérisés au niveau du pic de Cerler (près de Benasque); il les considère comme équivalents des schistes à Tentaculites du S d'Ossés dans les Pyrénées occidentales.

Ces schistes noirs, luisants, sont surmontés de schistes terreux et de grauwackes à

Fenestelles
Spirifer pellicoi
Phacops potieri

Ce Dévonien inférieur est, pour Dalloni, surmonté d'un Dévonien moyen essentiellement calcaire composé à sa base de calcaires à Spirifer cultrijugatus sur lesquels reposent des griottes à Anarcestes et Agoniatites, des calcaires à Bronteus et le niveau classique à Polypiers siliceux sans doute givétien-

Le Dévonien supérieur est composé des calcaires de Renanue et du Pic Blanc, eux aussi fossilifères.

L'étude d'ensemble de Schmidt (1931) n'apporta pas, dans le cas particulier du Dévonien, de contribution notable à la stratigraphie. Toutefois, comme le rappelle Mirouse (1962) il rapporte au Dévonien supérieur les calcaires à Clyménies du fort San Antonio, près de la Station internationale de Canfranc.

Les études précises des géologues hollandais donnent maintenant une idée plus complète du Dévonien compris entre le pic d'Anie et la Noguera Ribagorzana. J'ai, personnellement, étudié le Dévonien des hautes vallées de l'Esera et d'Astós, support des formations carbonifères du Plan des Etangs dont l'étude m'intéressait particulièrement. J'en donnerai les résultats principaux lors de l'étude de ce bassin.

4) LE DEVONIEN DE LA PARTIE OCCIDENTALE DES PYRENEES CENTRALES ESPAGNOLES

Wensink (1961), étudiant le Paléozoïque des hautes vallées du rio Gállego et du rio Ara, décrit la série dévonienne que je schématise (fig.6) d'après le tableau II de son travail. Comme on le voit, il y a une très grande analogie entre ce Dévonien et en particulier le Dévonien inférieur et moyen, et celui décrit par Mirouse (1962) dans la partie occidentale française de la Zone Primaire axiale.

Plus à l'W, G.J. Van der Lingen (1960) décrivant le Paléozoïque de la région de Canfranc, met l'accent sur les complications tectoniques qui gênent l'analyse stratigraphique, notamment celle du Dévonien inférieur, et, partant, les reconstitutions paléogéographiques.

Famennien	Marbres griottes (25 m) Grès calcareux finement lités et schistes (400m)	
Frasnien	Calcaires récifaux (30 à 50 m) (<u>Phillipsastrea</u>)	Calcaires compacts gris en bancs (20m) (<u>Rhynchonella cuboides</u>)
Givétien	Calcaires récifaux gris clair, francs <u>Cyathophyllum hexa-</u> <u>gonum</u> <u>Heliolites porosa</u>	Calcaires lités compacts gris admettant des intercalations marneuses au sommet (max.400m)
Couvinien	calcaires grisâtres (10m) à <u>Goniatites subnau-</u> <u>tilinus</u> Calcaires gris brunâtre <u>Orthis eifeliensis</u>	<u>Favosites polymorpha</u> <u>Odontochile</u> à <u>Goniatites subnau-</u> <u>tilinus</u> (50m)
Coblencien	Calcaires grossiers à altération brunâtre (2à4m) <u>Spirifer cultrifugatus</u> Schistes, marnes et calcaires gris orangé (30m) à <u>Spirifer pellicoi</u>	Schistes argileux gris en plaques <u>Spirifer arduennen-</u> <u>sis</u>
Gédinnien	Schistes finement lités et grauwackes (400m) <u>Stropheodontes</u>	<u>Tryozoa</u>

Fig. 6 Dévonien des hautes vallées du rio Gállego et du rio Ara d'après les travaux de Wensink.

La partie visible de ce Dévonien inférieur est composée de schistes noirs et accessoirement de calcaires foncés souvent gréseux. Dans les meilleures conditions d'observation (confluence du rio Aragon et du Canal Roya) des niveaux calcaires ont pu fournir à Van der Lingen une série de fossiles complétant les observations de Schmidt (1931) et permettant de définir le Coblencien et, plus particulièrement, la partie supérieure de cet étage.

Le Dévonien moyen, dont l'épaisseur est de l'ordre de 300 m, est essentiellement calcaire et assez peu fossilifère.

L'on peut considérer, avec Van der Lingen, comme exceptionnelles des découvertes paléontologiques comme celle que fit Dalloni près de la Casa de Anglase où il rapporte la découverte de

Phacops potieri Bayle

Atrypa reticularis Linn.

Favosites goldfussi M. Edw. Haime

Favosites polymorpha Goldf.

Favosites reticulata Haime

Acervularia goldfussi Haime

Acervularia pradoana Haime

Cyathophyllum coespitosum Goldf. sp.

Alveolites sp.

formes classiques du Coblencien.

Van der Lingen décrit, par ailleurs, dans le Dévonien moyen, des brèches calcaires en "poches" dans les calcaires homogènes et leur attribue une origine sédimentaire. Rappelons que Mirouse (1962) range ces brèches à un niveau assez élevé du Viséen. Elles correspondent, selon lui, à des "manifestations tectoniques embryonnaires, correspondant à des conglomérats de même âge connus dans de nombreuses régions de l'Europe occidentale hercynienne".

Je me suis, dans mon étude de la stratigraphie du Carbonifère de cette région, rangé à l'avis de Mirouse mais la faible superficie et les difficultés tectoniques rendent difficile, comme je le montrerai plus loin, une étude correcte de ces niveaux bréchiques.

5) TABLEAU RECAPITULATIF DU DEVONIEN DES PYRENEES ESPAGNOLES

Ainsi, pour résumer, le Dévonien pyrénéen est marin mais de faible profondeur et offre des caractères sédimentologiques miogéosynclinaux.

Le tableau ci-joint (fig.7) schématise brièvement, de l'W vers l'E, les variations de faciès du Dévonien pyrénéen.

La sédimentation est, on le voit, essentiellement gréseuse, schisteuse et grauwackeuse dans le Pays basque et devient presque uniquement calcaire dans les Pyrénées orientales. Nous avons déjà noté cette répartition sédimentologique à propos des petites variations de faciès à l'Ashgillien et au Gothlandien.

La base du Dévonien subit, dans toute la chaîne, une influence détritique très sensible. Il s'agit sans doute là d'un écho de la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne qui ne se traduit ici que par un épandage détritique provenant de l'érosion de régions où cette phase a pu avoir un rôle orogénique. Cet épandage détritique était cependant moins sensible dans certains chenaux subsidents déjà orientés conformément aux futures orientations hercyniennes. Ces zones préservées donneront naissance à un Dévonien inférieur volontiers calcaire. Après une histoire mésodévoniennne essentiellement calcaire mais fertile en vicissitudes de détail, la sédimentation va se poursuivre au Dévonien supérieur par le dépôt de griottes dans certaines parties privilégiées de la chaîne. En effet, ce dépôt ne se fait que dans des chenaux

	Pays basque	Pyrénées occidentales	Pyrénées centrales	Pyrénées orientales	Montagne Noire
Dévonien supérieur	Grès et grauwackes	Faciès griottoux Pelites et grès	Calcaires griottes Schistes et calcschistes	Calcschistes (localement) Griottes	Calcaires et calcschistes Griottes Calcaires
Dévonien moyen	Grauwackes et schistes noduleux	Calcaires à polypiers Schistes et Calcaires	Schistes bleus Calcaires clairs	Calcaires gris magnésiens	Calcaires blancs Calcaires à polypiers
Dévonien inférieur	Schistes gréseux plus ou moins calcaireux	Calcaires et grauwackes Pélites calcaireuses	Calcschistes et calcaires Schistes noirs sub-ardoisières	Schistes calcaires à encrines Sch. gothlando-dévonien	Dolomie Calcaires gréseux

Fig. 7

DEVONIEN DES PYRENEES - TABLEAU RECAPITULATIF SCHEMATIQUE

obéissant aux directions hercyniennes classiques des Pyrénées et semble, en particulier, respecter un haut-fond ou une longue file axiale.

Cette répartition, déjà complexe, va se poursuivre au Carbonifère dont la stratigraphie, témoin et résultat des pulsations de l'orogénèse hercynienne, va maintenant être décrite à la faveur de l'étude systématique des différents bassins carbonifères anté-stéphaniens du versant espagnol des Pyrénées.

CHAPITRE DEUXIÈME

**DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS BASSINS
CARBONIFÈRES ANTÉ-STÉPHANIENS**

De manière générale, les différents bassins ont été décrits de l'W vers l'E.

Les bassins situés au N et au NE du massif granitique de la Maladetta ont été décrits avant les bassins situés au S de ce massif et avant ceux faisant partie de la Zone des Nogueras.

La localisation des différents bassins est précisée sur le dépliant A, carte d'ensemble au 1/500.000°.

I°) LE CARBONIFERE DES REGIONS COMPRISES ENTRE LE RIO ARAGON SUBORDAN ET LE RIO ESERA

I) LE SYNCLINAL D'ARAGON SUBORDAN (SYNCLINAL PENE BLANQUE PIC ROUGE)

A) Généralités et situation géographique

L'étude des formations carbonifères de cette région, déjà schématisée par Dalloni (1910 p.88) est reprise en partie par Mirouse (1962) qui, étudiant le synclinal houiller partant du ruisseau d'Anaye et descendant vers le S est amené à suivre en Espagne ce synclinal qui se continue, en prenant une direction NW-SE, dans la haute vallée du rio Aragon Subordan et dans la vallée de son affluent le rio Acherito qui descend des cimes du Quimboa alto.

La stratigraphie de cet ensemble, en forme de croissant à convexité dirigée vers le SW, est relativement simple. Il est toutefois intéressant de la détailler car le Carbonifère du synclinal Pene Blanque-Pic Rouge est le plus occidental des Pyrénées centrales et vient, dans la partie N, buter contre les contreforts du Pic d'Anie. La description qu'en a donnée Mirouse pour la partie septentrionale est, à quelques détails près, valable dans la partie méridionale de ce synclinal.

Quatre profils stratigraphiques, les deux premiers levés près du confluent du rio Aragon Subordan et Acherito, les deux autres schématisés d'après Mirouse, permettront d'asseoir, de manière plus précise, l'étude sédimentologique qui sera détaillée dans la troisième partie.

Je décrirai donc successivement les deux premières coupes levées en territoire espagnol et celles schématisées d'après Mirouse.

La stratigraphie de ce synclinal houiller est relativement homogène. Sur un substratum dévonien de plus en plus ancien au fur et à mesure que l'on descend vers le S, la série carbonifère commence par une masse calcaire d'une puissance de l'ordre de 100 m dont la base n'est pas ici soulignée par un niveau de lydienes. Cette série, en particulier sur le versant français, contient des faunes déterminables d'âge viséen. Au-dessus vient une alternance assez monotone de schistes et de grès admettant de nombreuses décharges irrégulières de poudingues. Ces poudingues sont toutefois plus importants dans la partie supérieure de la série. Les nombreux exemples de figures sédimentologiques que j'ai pu relever sur le terrain et en particulier dans la haute vallée du rio Aragon Subordan tendent à confirmer la direction NE-SW du mouvement transgressif carbonifère. Je donnerai le détail de ces observations et les mesures s'y rapportant dans la 3ème partie.

B) Coupe le long du chemin allant du Cuartel de Carabineros à la France par le col de Pau (Puerto del Palo). (Planche 2)

Ce chemin montant en pente raide depuis le refuge des Carabiniers, situé près du rio Aragon Subordan (fig.8), jusqu'au col de Pau, utilise la dépression carbonifère formant vallon entre le Dévonien du massif de Arralla de las Foyas et le r2 (série du Pic Baralet) du Pico Orristé (Pic Rouge). Il atteint, au niveau du col de Pau proprement dit, la base de la série carbonifère et, de ce fait, nous en décrirons la coupe du NE au SW. Le Dévonien du Col de Pau, ici représenté par des grès et pélites du Frasnó-Famennien, décrits par Mirouse sous le nom de série du Pic Lariste,

supporte en concordance un ensemble calcaire d'une centaine de mètres de puissance. Je n'y ai trouvé que les traces de quelques goniatites qui ne sont, par ailleurs, visibles que près du contact avec le Dévonien.

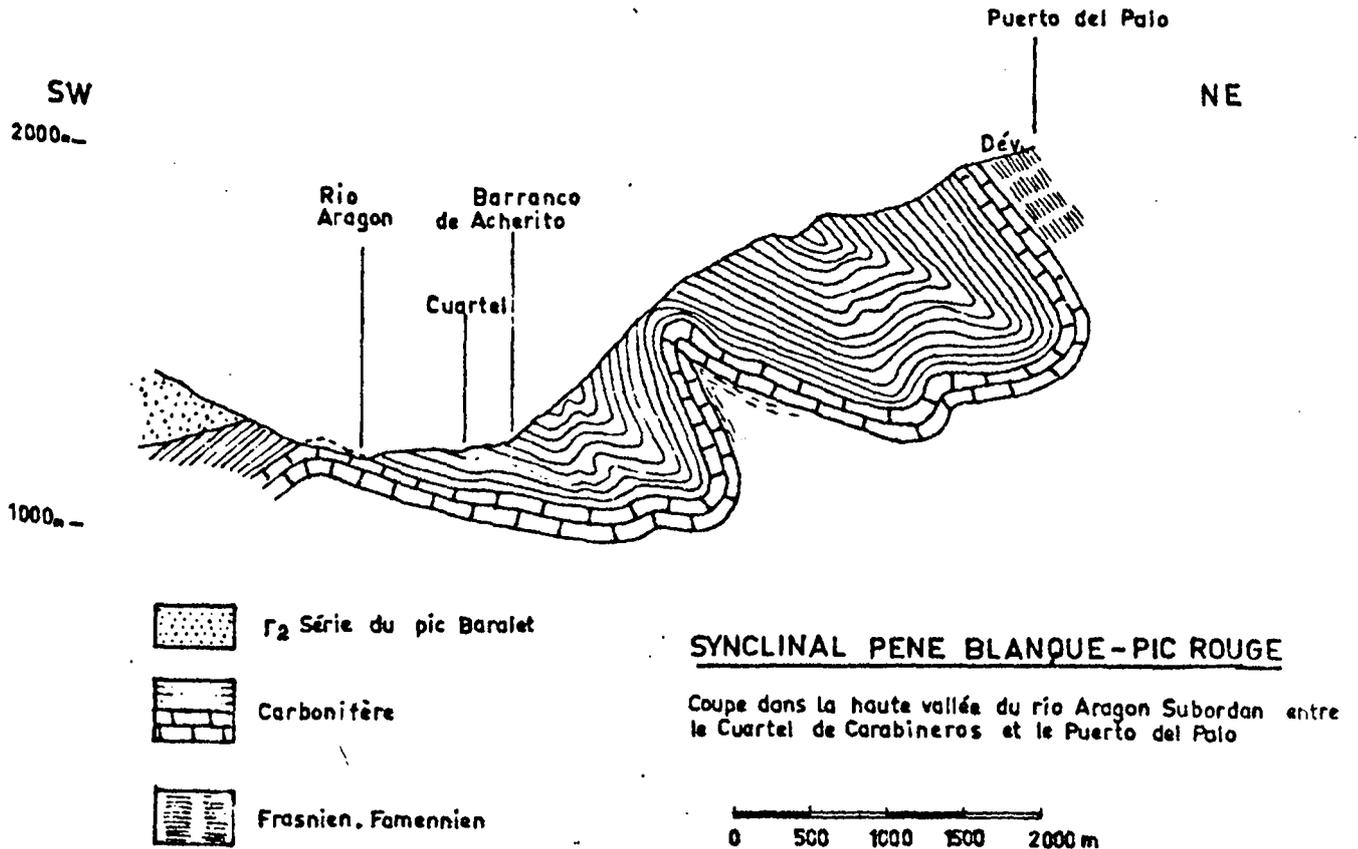


Fig. 8

Les premiers bancs calcaires sont, à leur base, assez riches en quartz détritiques bien visibles en lame mince; ce minéral provient probablement des grès dévoniens sous-jacents. Ces quelques bancs de calcaires gréseux sont surmontés d'une vingtaine de mètres de calcaires d'un roux sale contenant de nombreuses amygdales sigmoïdes; cette formation ressemble un peu à certains calcaires griotteux du Dévonien terminal.

Au-dessus vient un ensemble homogène d'une cinquantaine de mètres de calcaire d'un noir franc riche en matière organique et dont la partie supérieure redevient légèrement gréseuse avant de passer à un ensemble monotone d'une puissance de 400 m, relativement tendre, de pélites schisteuses et de grès quartzeux souvent grossiers recelant parfois des conglomérats lenticulaires. Ces conglomérats prennent parfois l'allure de véritables bancs continus. Je n'y ai pas trouvé de faune ni de flore déterminable si l'on veut bien excepter la présence de débris de tige de Calamites et de quelques vestiges végétaux indéterminables et dont l'extraction est pratiquement impossible. Vers le milieu de cette série, au niveau de la Casa de la Mina, on trouve un peu de houille qui était exploitée localement de manière très irrégulière et très archaïque (Fig.9).

L'absence de fossiles caractéristiques dans ce Carbonifère ne permet pas de le dater paléontologiquement mais la corrélation avec les formations décrites et cartographiées par Mirouse s'impose : la partie inférieure, calcaire, représente le Viséen et la partie supérieure pélitique et gréseuse, le Houiller (Westphalien + Namurien). En dépit des ressemblances nettes avec le Plan des Etangs, je n'ai pas découvert dans l'ensemble supérieur de Goniatites qui eussent pu affirmer le caractère marin de ces formations.

C) Coupe dans les contreforts du Pic Rouge (Fig. 9)

Au niveau du Pic Rouge, le Carbonifère est recouvert par les conglomérats et grès de la série du pic Baralet (r2). La structure synclinale nette de la bande carbonifère se traduit dans le revêtement de Permien par un léger synclinal également orienté NWW-SEE et ayant le lac d'Arlet, en France, comme centre.

Une coupe effectuée du N au S, à partir de la vallée de l'Aragon Subordan vers le Pic Rouge, m'a permis de retrouver une série pratiquement identique à celle décrite précédemment. Il est toutefois opportun de signaler que l'abondance des poudingues s'accroît nettement vers le haut de la série, par rapport à la coupe précédente.

D) Description des coupes établies sur le versant français

J'ai schématisé sur la fig. 9 deux coupes établies par Mirouse (1962, p. 251-255). La première a été levée au niveau du pic Eillare, l'autre dans la région du Puerto de Acherito.

Selon Mirouse, dans ces régions, le Carbonifère ne semble débiter par des lydiennes que lorsque le support dévonien terminal est à l'état de griottes. La base du Carbonifère est formée d'un "ensemble calcaire de quelques dizaines de mètres" datés paléontologiquement du Viséen (Goniatites et Conodontes). Ces calcaires sont surmontés par un ensemble puissant de grès, de schistes et de poudingues. Cet ensemble a pu être daté du Westphalien par des débris végétaux. Le Namurien marin n'a pas été distingué ici.

Il est très important de noter que le Carbonifère "se caractérise par un mouvement de transgression qui l'a amené à recouvrir du NE au SW des termes de plus en plus anciens du système dévonien" (Mirouse, 1962, p. 255).

E) Tableau de corrélations stratigraphiques des formations carbonifères du synclinal d'Aragon Subordan (fig.9)

Ce tableau de corrélations résume les grands traits stratigraphiques décrits dans les paragraphes précédents. La série intitulée, par souci de simplification, Confluent Acherito-Aragon correspond à la coupe allant du Cuartel de

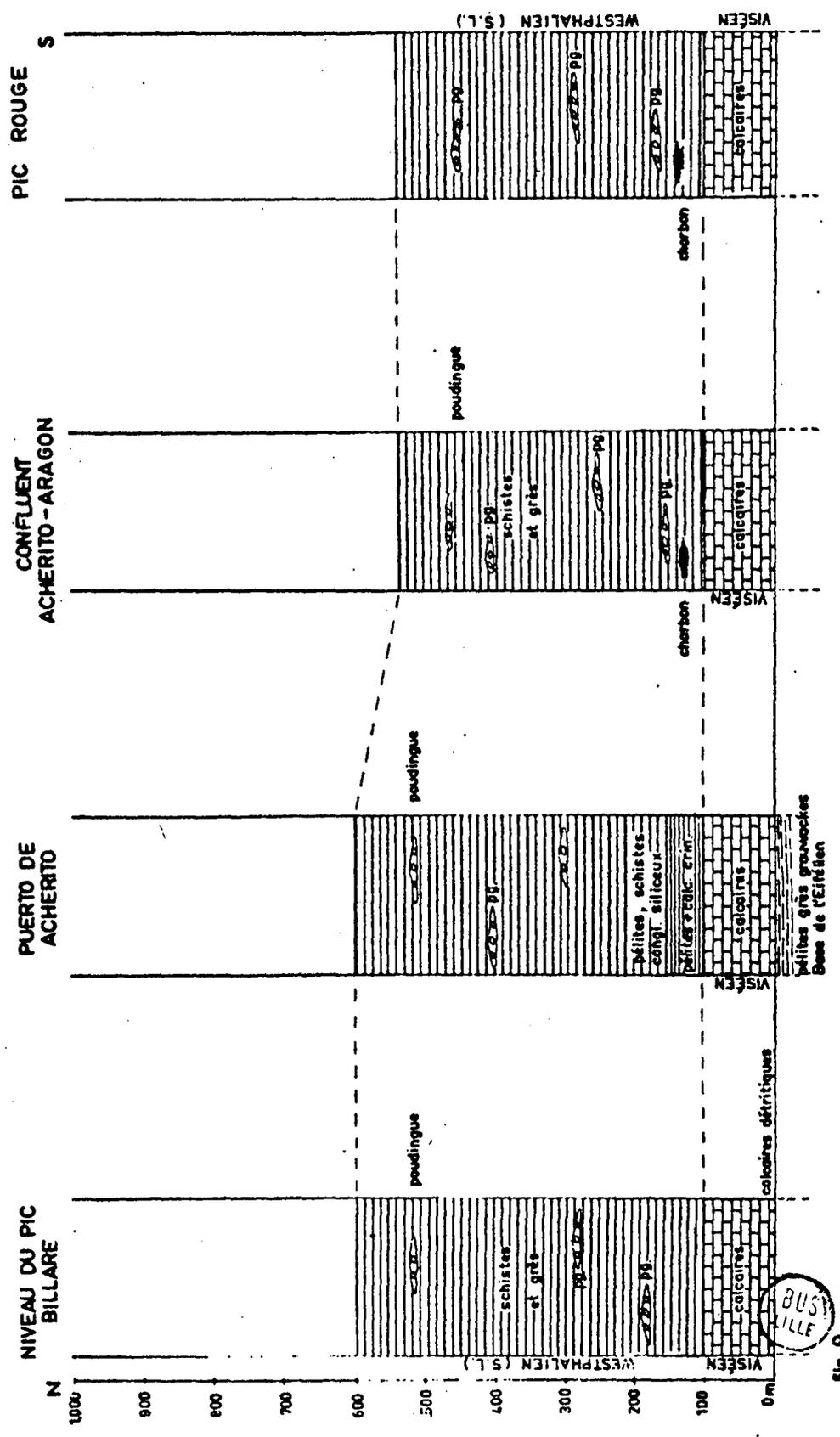


Fig. 9

Carabineros à la France par le col de Pau (p. 44, fig.8).

La série désignée sous le nom de Pic Rouge correspond à la coupe levée dans les contreforts de ce pic (p. 45). Les deux autres séries, correspondant au niveau du Pic Billare et au Puerto de Acherito matérialisent la description des coupes établies par Mirouse (1962) sur le versant français et que je viens de décrire très sommairement (p. 46).

2) TERMINAISON MERIDIONALE DU CARBONIFERE DU BASSIN D'URDOS

A) Généralités et situation géographique

Ce bassin constitue la terminaison méridionale d'un vaste ensemble commençant en France dans la région de Lescun, où sa partie septentrionale disparaît sous un important manteau glaciaire. Sa terminaison méridionale se fait en Espagne entre le col du Somport à l'W et le pic de Los Calcites qui domine le col du Pourtalet à l'E. J'y rattacherai, bien évidemment, deux affleurements "satellites", d'une part le bassin du rio Escarra, formant une bande W-E allant du niveau de la Station Internationale de Canfranc jusqu'au Pico de Los Tres Hombres qui domine le rio Gállego au dessus de Sallent de Gállego et, d'autre part, le bassin compris entre le granite de Panticosa et le granite de la Haute vallée d'Agua Limpia.

Dans sa thèse, Mirouse (1962) rattache, avec juste raison, le grand synclinal d'Urdos dont je me propose d'étudier les prolongements espagnols au synclinal Pene-Blanca Pic Rouge. On trouvera, dans le travail de Mirouse, un historique et une discussion des différents problèmes stratigraphiques que pose ce bassin carbonifère.

La terminaison espagnole fit, comme toujours, l'objet de recherches plus réduites.

Avant Dalloni (1910) seuls Mallada et, accessoirement, Seunes reconnurent la présence de terrains carbonifères dans la région de Somport et du col du Pourtalet. Avec Dalloni, nos connaissances sur la stratigraphie et la tectonique se perfectionnent. Schmidt (1931) précise les conclusions auxquelles était arrivé Dalloni et, ces dernières années, les beaux travaux de Van der Lingen (1960) et de H. Wensink (1962) constituent une excellente description du Paléozoïque allant de Canfranc aux Bains de Panticosa. Ces deux géologues hollandais précisent la stratigraphie et surtout la tectonique de la terminaison méridionale du bassin d'Urds et de ses "satellites".

Je vais, dans l'étude qui suit, détailler la stratigraphie, d'une part du Carbonifère compris entre les crêtes dominant le col du Somport et le col du Pourtalet en y englobant les affleurements du Canal Astún et du Canal Roya, le Carbonifère de Dos Calcites et le Carbonifère compris entre le granite de Cauterets et le granite de Panticosa et, d'autre part, du Carbonifère compris entre la Station Internationale de Canfranc et le pico de Los Tres Hombres. J'appellerai "Carbonifère du rio Escarra" cette dernière bande

B) Carbonifère compris entre les crêtes dominant le col du Somport et le col du Pourtalet

a) Généralités

Afin de permettre des comparaisons utiles entre les formations du versant espagnol et les séries décrites

récemment par Mirouse, je rappellerai les résultats obtenus par ce dernier dans l'étude de la stratigraphie du bassin d'Urdos (fig. 10).

Dans la partie septentrionale de ce bassin, la stratigraphie des formations carbonifères est assez spécifique de cette région ; elle est, en effet, essentiellement composée à la base de calcaires viséens, datés paléontologiquement par des Conodontes et des Céphalopodes, surmontés d'un ensemble schisto-gréseux détritique, d'une grande monotonie. Le caractère principal de cet ensemble stratigraphique, qui repose sur les griottes dévoniennes, est de débiter par un niveau de lydiennes et de schistes noirs à nodules phosphatés. J'ai schématisé sur la fig. 10 la succession stratigraphique de la région septentrionale du bassin de Lescun -Urdos. Dans les régions centrales et frontalières le Carbonifère garde une stratigraphie sensiblement identique. Toutefois deux faits très importants sont à signaler:

- les lydiennes ne sont plus représentées à la base de la série viséenne.
- les calcaires viséens reposent, dans la partie française du bassin d'Urdos, sur des terrains dévoniens de plus en plus anciens au fur et à mesure que l'on se rapproche de la frontière franco-espagnole.

Mirouse insiste, avec juste raison, sur la présence de poudingues et de brèches calcaires dans le Viséen supérieur. Ces formations détritiques qui ne s'accompagnent ni d'émersion ni de discordance traduisent une nouvelle pulsation de l'orogénèse hercynienne rattachable à la phase sudète.

b) Stratigraphie du Canal Astún et du Canal Roya

Pour compléter, par l'étude du versant espagnol, l'étude stratigraphique de Mirouse, j'ai été amené à étudier

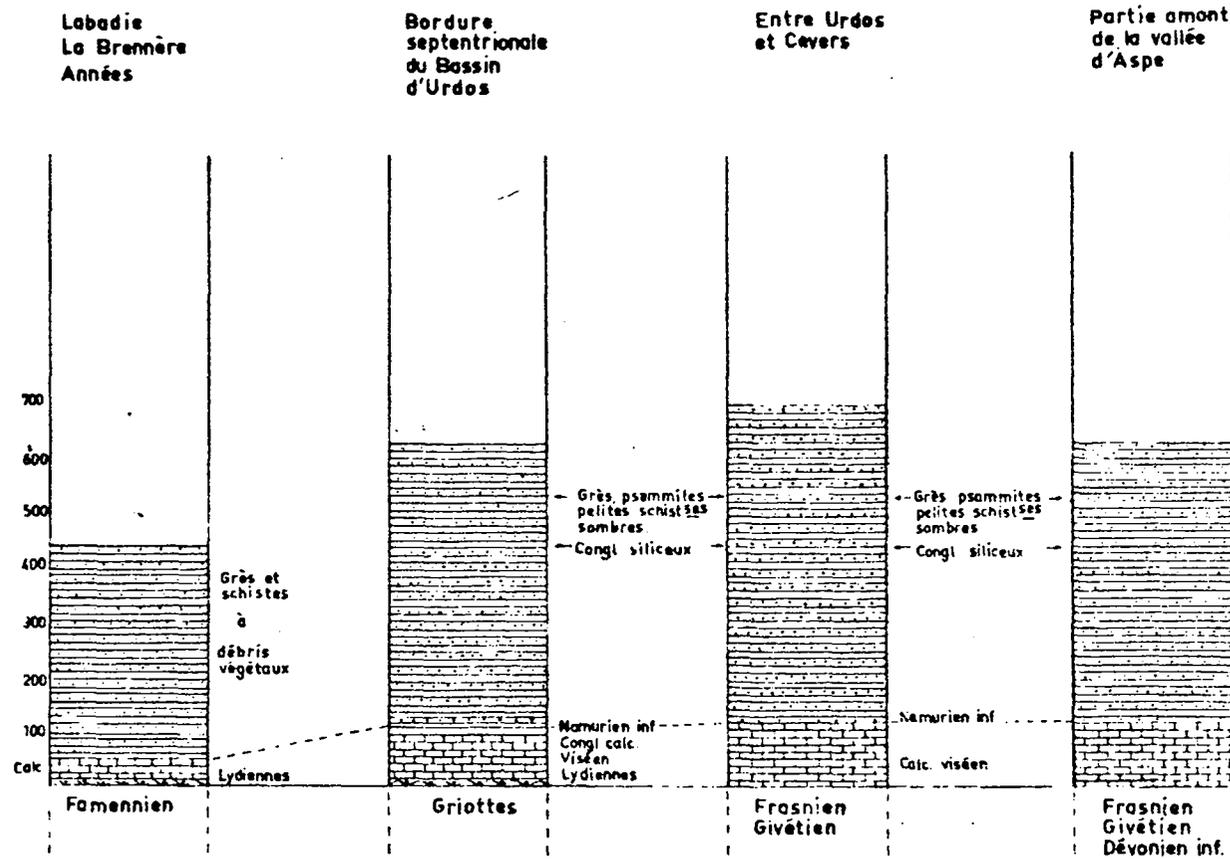


Fig. 10

CARBONIFÈRE DU BASSIN D'URDOS
(Mirouse 1962)

la stratigraphie de détail de la haute vallée du Canal Astún et du Canal Roya. J'ai, pour cela, effectué une série de coupes entre le Monte Astún et le Pico del Anayet.

L'importance de la couverture permotriasique dans cette région, soulignée par Van der Lingen (1960) masque, dans la région ci-dessus désignée, les calcaires viséens. Seule la région frontalière du N de la Rinconada (région du Pic d'Anéou) permet une étude des séries calcaires de base. Toutefois le contact entre les calcaires viséens et la série détritique sus-jacente est faillé: comme le montre la coupe schématique faite, à l'E de la Peña Blanca, entre le Pico del Anayet (2540) et le Pic (2363) (fig. 11).

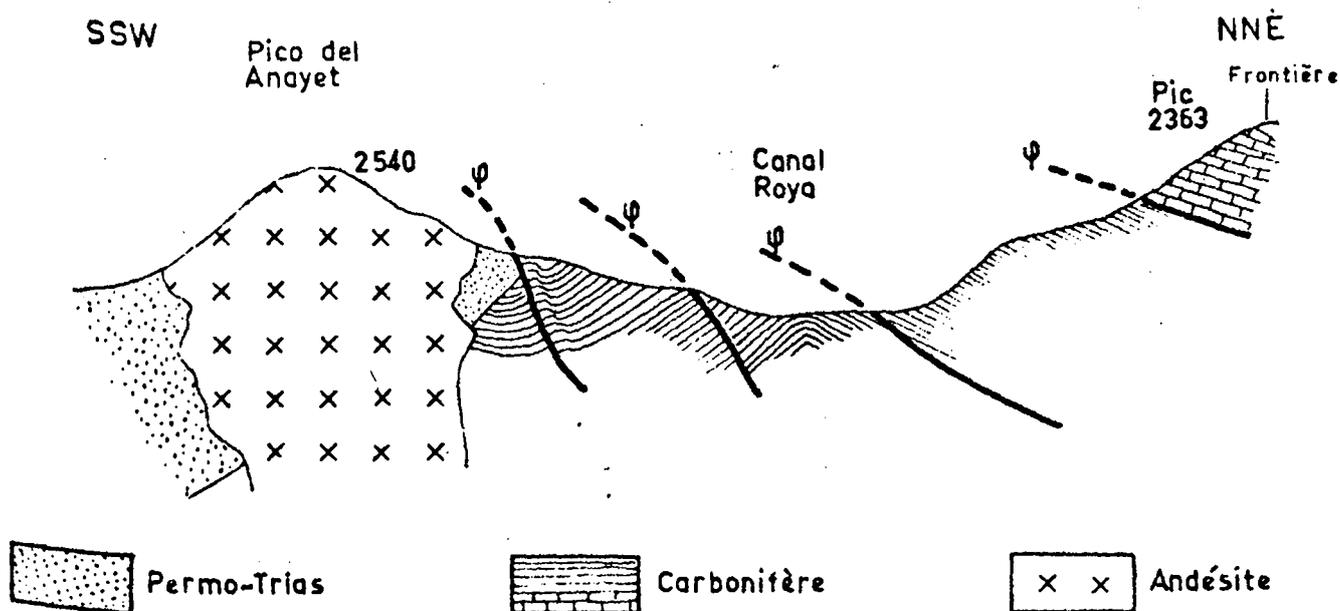


Fig. 11

COUPE SCHÉMATIQUE ENTRE LE PICO DEL ANAYET ET LA FRONTIÈRE

(longueur de la coupe : 3.000 m)

Une coupe stratigraphique détaillée de cette montagne frontière m'a permis de lever la coupe suivante :

Le contact avec les formations dévoniennes sous-jacentes, ici à l'état de calcaires détritiques et de granwackes du

Dévonien inférieur, se fait sans la présence de l'important niveau repère que constituent les lydiennes. Le Carbonifère commence par une dizaine de mètres de calcaires contenant assez souvent des débris des formations dévoniennes sous-jacentes, signe d'un certain déséquilibre dans la sédimentation. Ensuite on trouve une trentaine de mètres de calcaires noirs en cassure fraîche mais de patine gris-brunâtre. La texture de ces formations calcaires est sub-griotteuse et la perturbation sédimentologique caractéristique des niveaux inférieurs semble donc se poursuivre ici tout en s'atténuant. Une forte barre calcaire d'une puissance d'une trentaine de mètres, beaucoup plus homogène et plus compacte, vient ensuite. J'ai pu y trouver de nombreuses traces de Crinoïdes qui, malheureusement, s'avèrent pratiquement impossibles à dégager et sont indéterminables sur le terrain en raison de leur grande altération.

Dans les deux assises calcaires et en particulier dans l'assise calcaire à allure subgriotteuse, on observe de très nombreuses traces de Goniatites de tailles extrêmement diverses, allant de l'ordre millimétrique à l'ordre centimétrique, malheureusement souvent indéterminables en raison de leur mauvais état de conservation.

Rappelons que, dès 1931, Schmidt avait signalé la présence, dans cette région, d'une faune caractéristique du Viséen :

- Mexocanites applanatus Frech.
- Pronorites barroisi Karp.
- Muensteroceras (Beyrichoceratoïdes) castletonense Bis.

- M. (B). aff. delicatum Bis.
- " cf hodderense Bis.
- " cf micronotum Phill.
- Glyphio ceras asturicum Frech.

Le Viséen se termine par un niveau d'une trentaine de mètres de calcaires noirs, en dalles, parcourus par un lacin extrêmement serré de veinules de calcite secondaire.

Je rattache par analogie de faciès, grâce à la faune découverte par Schmidt et énumérée ci-dessus, l'ensemble de ces formations calcaires au Viséen.

En résumé, la partie inférieure du Carbonifère de la région du Pico del Anayet est classique. Elle repose sur le Dévonien inférieur, bien identifié, et se compose de calcaires d'une puissance totale de l'ordre de 80 à 100m. Ces calcaires sont fossilifères bien que les fossiles déterminables soient rares. Il y a, ici encore, absence des lydiennes.

L'étude de la partie supérieure du Carbonifère de cette bande est beaucoup plus aisée car il affleure plus largement.

Les contacts avec le Viséen calcaire, sont, on l'a vu, rares et faillés tandis que les bords du bassin sont recouverts, en discordance, par les formations permotriasiques. Comme toujours l'impression qui se dégage de l'étude de ces formations de la partie supérieure du Carbonifère est celle d'une grande monotonie.

Deux faits importants sont à noter :

- 1) présence de décharges de poudingues, irrégulières quant à leur étendue et leur position stratigraphique
- 2) la grande importance, déjà signalée par Van der Lingen, des fragments schisteux dans les grès grauwackeux, ainsi que l'augmentation vers l'E du pourcentage de schistes par rapport aux formations plus grossièrement détritiques. Ce phénomène, déjà net ici, sera particulièrement spectaculaire, nous le verrons au cours de cette étude, dans les bassins voisins du Plan des Etangs et du synclinorium de Esport-Andorre.

L'étude paléontologique s'est révélée décevante et il ne m'a été possible de découvrir, dans cet ensemble de grès et de schistes, que des empreintes fort mal conservées et inutilisables de :

Calamites sp.

Dalloni (1910, p. 93) rapporte la découverte qu'il fit dans cette région de :

Calamites Suckowi Brongn.

sans toutefois donner la position géographique exacte du lieu où il découvrit ce fossile.

c) Le Carbonifère de Los Calcites - Pic Soques

Ce petit affleurement, qui prolonge vers le NE le Carbonifère du Pourtalet d'Aneu, constitue, à l'E du massif andésitique du Pic du Midi d'Ossau, un prolongement du synclinal d'Urdos. Il se présente sous la forme d'une série de plis isoclinaux dont les plans axiaux sont orientés NW-SE.

Mirouse (1962) a étudié ce prolongement sous le Pic Soques, au SE du Caillou de Soques, dans la haute vallée du gave de Brousset et dans la vallée de son affluent le ruisseau Estremère.

J'ai abordé l'étude de ces formations sur le versant espagnol en remontant le cours du Barranco del Arrigal, affluent de la rive gauche du rio Gállego. La vallée de ce torrent est creusée dans les formations dévoniennes et l'escalade du flanc occidental de son bassin de réception même aux crêtes frontières sur lesquelles il est possible d'établir une coupe stratigraphique assez complète.

Le passage du Dévonien terminal, à l'état de calcaire à griottes, au Carbonifère se fait sans discordance et, pendant une quinzaine de mètres, des niveaux de lydiennes alternent avec des niveaux nets de schistes noirs très fins. Il est important de noter que les derniers niveaux griotteux contiennent, par endroits, des niveaux de grès et quelques passées de lydiennes.

La série carbonifère au-dessus de ces niveaux à lydiennes peut ensuite être divisée en deux grands ensembles :

- à la base 80 à 100 m de formations calcaires
- au-dessus 500 m au moins de grès et schistes monotones
- les formations calcaires

La fig. 12 ci-jointe, schématise la succession stratigraphique des formations calcaires de la base du Carbonifère, levée dans la haute vallée du Barranco del Arrigal.

Après les lydiennes subordonnées aux calcaires griottes du Dévonien terminal, viennent les premiers sédiments carbonifères. Ils sont à l'état de lydiennes très caractéristiques, associées à des niveaux de schistes noirs très fissiles, qui, localement, donnent naissance à de beaux phénomènes de tectonique de glissement et de bourrage.

Le passage de ces schistes et lydiennes aux formations calcaires se fait par le biais d'une dizaine de mètres d'une alternance de calcaires en petits bancs bien réglés séparés par des niveaux de calcschistes friables d'une teinte rousse.

Le Carbonifère calcaire franc commence alors et on observe une importante barre de calcaires massifs à cassure noire et à patine rousse qui, topographiquement, tranche fort nettement sur les formations sous-jacentes beaucoup plus tendres. La puissance de cette barre calcaire est de l'ordre d'une trentaine de mètres.

Ces formations massives sont surmontées par une dizaine de mètres de calcaires contenant des niveaux bréchiques à éléments homogènes ressemblant, en lame mince, aux calcaires sous-jacents. Ces brèches ressemblent assez fortement à celles que je serais amené à décrire lors de l'étude du Carbonifère de la Pista Grande. Dans cette dernière région les formations bréchiques sont toutefois beaucoup plus réduites.

Ces niveaux de calcaires, de brèches et de calcaires bréchiques, sont surmontés par une alternance, épaisse d'une dizaine de mètres, de calcaires massifs en gros bancs, dont la puissance peut atteindre deux mètres, à cassure noire et

à patine gris clair, séparés par des niveaux de calcschistes montrant de nombreux débris de Crinoïdes malheureusement non déterminables. Au-dessus de cette alternance vient un ensemble d'une trentaine de mètres de puissance de calcaires assez massifs dans lesquels une stratigraphie de détail est actuellement illusoire. Il faut toutefois noter que cette masse calcaire est interrompue à peu près en son milieu par un niveau de calcschistes de 4 à 5 m de puissance. Ces calcschistes, coincés entre deux gros bancs calcaires, contiennent de nombreux petits bancs de calcaires noirs parfois crinoïdiques.

Comme le schématise la fig. 12 les formations calcaires qui sont superposées à ce niveau de calcschistes sont massives, caractérisées au début par une patine rousse et ensuite par de nombreuses veinules et veines de calcite pure pouvant, par plaques, atteindre 4 à 5 cm de large et dans lesquelles la calcite se développe volontiers en beaux rhomboédres nets.

Après ces calcaires et pratiquement sans transition, commence l'épandage schisto-gréseux.

Je n'ai pas trouvé dans cette série calcaire d'autres fossiles que des traces de Goniatites et des Crinoïdes sans grand intérêt paléontologique. Toutefois, par comparaison avec les découvertes paléontologiques déjà faites par Bresson et Seunes sur le versant français, il paraît évident que l'ensemble de ces calcaires peut être rapporté au Viséen. Mirouse (1962, p. 234) a proposé une analyse critique des différentes listes fossilifères déjà publiées sur ce sujet par Bresson, Seunes, Dall'ni et Delépine.

= les grès et les schistes

Le passage des calcaires en gros bancs, que je considère comme appartenant à la partie terminale du Viséen, aux formations détritiques supérieures, se fait par quelques mètres de calcaires gréseux passant, avant les schistes francs, à des calcschistes gréseux. Les vingt premiers mètres de sédiments pélimitiques sont toutefois marqués par des récurrences calcaires qui se présentent sous forme de petits bancs de quelques cm. Ce type de niveaux calcaires a déjà été signalé par Mirouse dans le haut de la vallée de Bious-Artigues (vallon de Baigt de Houer). Cet auteur signale également des niveaux calcaires minces dans la partie supérieure de la série schisto-gréseuse ; je ne les ai pas retrouvés ici.

Les schistes sont toujours assez fins, micacés et parfois riches en débris de plantes dont de nombreuses empreintes de :

Calamites sp.

Les grès, en gros bancs, sont quelquefois psammitiques mais toujours fortement micacés, même lorsqu'ils sont assez grossiers. Ils passent parfois à des micropoudingues qui, localement, prennent des allures conglomératiques assez nettes. Un très mince niveau de houille, lenticulaire, d'une puissance maximum de 10 cm et d'une vingtaine de mètres de longueur à l'affleurement est situé sensiblement au milieu de la série. Il n'a aucune importance économique et n'a, bien entendu, jamais été exploité, même localement.

Par analogie de faciès avec les formations de même type déjà décrites à l'E, que je décrirai à l'W ou que les auteurs français ont décrit sur le versant septentrional des Pyrénées, je rattache l'ensemble grésoschisteux décrit ci-dessus au Westphalien.

Les caractères tectoniques du Carbonifère de Los Calcites - Pic Soques ne présentent pas d'originalité nécessitant la rédaction d'un paragraphe spécial et seront étudiés lors de la synthèse des grands traits tectoniques des bassins carbonifères de l'Aragon Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdos.

d.) Le Carbonifère compris entre le Massif granitique de Cauterets et le Massif granitique de Panticosa

Situé entre le granite du Massif de Cauterets et le granite du Massif de Panticosa, un petit synclinal carbonifère, dont l'âge exact fut longtemps méconnu, vient d'être étudié successivement par Wensink (1961) et par Clin et Bezançon (1965). Il se prolonge légèrement en territoire français, deux km à l'E du Port de Marcadau, là où se rejoignent les deux massifs granitiques.

Affleurant dans la haute vallée de . Aguas Limpias, torrent qui, à Sallent de Gállego, se jette dans le rio Gállego, il constitue le prolongement direct vers l'E du Carbonifère de Los Calcites - Pic Soques dont je viens d'indiquer les grandes lignes.

Quelques lambeaux carbonifères isolés constituent le relais entre ces deux ensembles et l'on peut, avec Clin, considérer comme composés en partie de calcaires carbonifères marmorisés les affleurements constituant la Peña Foratata et El Forata que l'on cartographiait, jusqu'à ce jour, comme appartenant au Dévonien moyen.

La stratigraphie des formations carbonifères est, dans ce petit synclinal, assez délicate à établir tant en raison de la proximité des massifs granitiques que de la fragmentation due à la tectonique.

Pour Wensink (1961) la succession stratigraphique est classique : " Dans la haute vallée de Aguas Limpias et dans la région de Campo Plano des calcaires fortement plissés sont recouverts par une alternance de grès quartzitiques et de schistes. Cet ensemble détritique peut être daté du Carbonifère supérieur".

De même Clin et Bezançon (1965) reconnaissent au lieu dit "Neufontanas", 2 km au S du Lago de Respumoso, la série de Sia, définie sur le versant français par Mirouse (1962), reposant sur un ensemble calcaire parfois d'allure griotteux, parfois en dalles, parfois bréchiques, qu'ils assimilent au Viséen terminal ou à la base du Namurien par comparaison avec les faciès décrits par Mirouse (1962, p. 236-237).

Le métamorphisme de contact quelquefois assez important subi par les calcaires de base rend illusoire toute tentative de stratigraphie plus détaillée.

L'épaisseur de cette base calcaire m'a paru être de l'ordre d'une centaine de mètres donc sensiblement la même que celle attribuée aux formations calcaires de la haute vallée du barranco del Arrigal (fig. 12).

La série détritique supérieure que je n'ai étudiée qu'en vue de l'échantillonnage des grès m'a paru avoir une épaisseur comprise entre 700 à 600 m. Outre la région de Neufontanas déjà signalée à propos des travaux de l'école

bordelaise, elle m'a semblé assez caractéristique et d'accès relativement facile dans la haute vallée du barranco de Pondiellos, torrent qui se jette dans le torrent de Aguas Limpias, 600 m en amont de Sallent de Gállego.

Comme ceux de Los Calcites - Pic Soques les caractères tectoniques du Carbonifère compris entre le Massif de Caunterets et le massif de Panticosa seront intégrés à la synthèse tectonique des affleurements carbonifères de l'Aragon Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdo.

C) Le Carbonifère du rio Escarra (Voir tableau récapitulatif fig. 17, p. 85)

a) Historique de l'étude

Ce Carbonifère est assez important au point de vue de l'histoire de l'étude des formations carbonifères des Pyrénées car la flore qu'y trouva Dalloni lui permit d'attribuer au Westphalien moyen les schistes et grès de cette région. Cette flore, déterminée par Zeiller, est composée de :

Sphenopteris obtusiloba Brongn.

Sphenopteris sp.

Nevropteris Schlehani Stur.

Alloipteris Essinghi (Androe) Potonie

Mariopteris acuta (Brongniart) Zeiller

Mariopteris cf. muricata, Schloth. sp.

Calamites cf. cisti Brongn.

Calaxites sp.

Sigillaria

Syringodendron

Lepidodendrée

Par comparaison de faciès, il attribua dès lors un âge westphalien à de nombreux autres affleurements dont la pauvreté paléontologique ne permettait pas de datation précise.

Toujours dans la même région, de la Sierra Condiana, Dalloni (1910) rapporte la découverte de :

Glyphioceras crenistria Phill

Orthoceras sp.

ainsi que la présence d'encrines, cette faune étant trouvée dans des calcaires dinantiens.

Dalloni était donc arrivé, dès 1910, à une conception exacte de la stratigraphie du Carbonifère du rio Escarra et avait reconnu la présence, en concordance sur le Dévonien, d'un Viséen calcaire et fossilifère surmonté d'une importante masse schisto-gréseuse au sein de laquelle il eut la bonne fortune de découvrir la belle flore westphalienne citée plus haut.

L'étude de cette bande carbonifère fut reprise par l'école hollandaise et fait partie des thèses de Wensink et Van der Linzen déjà citées plus haut. Ces géologues donnent une analyse fine de la tectonique de la région et reprennent les grands traits de la stratigraphie.

b) Localisation géographique

Le Carbonifère du rio Escarra forme un ensemble de douze kilomètres de longueur sur une largeur maximale de quatre kilomètres au niveau du Collado de Izas.

La bande carbonifère est particulièrement nette dans la partie orientale, au niveau du pico de Las Tres Huegas, tandis que la partie occidentale, abondamment morcelée par la tectonique, voit réapparaître de nombreux noyaux anticlinaux de Dévonien. De plus, le recouvrement secondaire allant de la Station Internationale de Canfranc au Campanal de Izas masque une grande partie des affleurements carbonifères.

Sur le plan local, cet ensemble carbonifère est connu depuis longtemps, par la présence d'un lit d'antracite utilisé dans la région de Sallent de Gállego. Ce gisement de houille, d'intérêt économique mineur, donne lieu, par périodes, à l'extraction quotidienne de quelques tonnes d'un combustible de qualité médiocre. Il avait déjà été signalé par Dalloni (1910, p. 94), mais cet auteur rattache cet affleurement au Carbonifère du col des Moines.

Notons, dès à présent, que cette partie productive du bassin est maintenant considérée comme stéphanienne (cf. p. 86).

Le Carbonifère du rio Escarra se poursuit vers l'W par le relais du Carbonifère de la Pista Grande sous le Monte Tobazo, pour rejoindre le Carbonifère de la région du Lac d'Estaens qui, lui-même, se poursuit vers le NW par le Carbonifère que j'ai décrit en premier lieu sous le nom de Carbonifère du Synclinal de Pene Blaque-Pic rouge. En conséquence, et par souci de simplification, je décrirai ici en

complément la stratigraphie de l'affleurement de la Pista Grande déjà citée ; le Carbonifère du rio Seta et celui de la Station Internationale de Canfranc, que seule une tectonique locale sépare de la bande carbonifère du rio Escarra proprement dite, étant absolument comparables.

c) Etude du Carbonifère de la Pista Grande

- Généralités

Dalloni ne mentionne pas ce petit affleurement. La première individualisation cartographique est faite par Van der Lingen (1961). Il représente ce Carbonifère, composé à la fois de calcaires viséens et de formations détritiques, conciné entre le Crétacé situé au S du Monte Tobazo, lui-même faillé, et le Permo-Trias du Candanchú, qui le surmonte à la faveur d'un contact anormal appelé chevauchement d'Izas. Cet auteur, de plus, donne à cette faille d'Izas une "semelle" de schistes westphaliens jusqu'au niveau du Canal de Izas, 6 km à l'E. La coupe (fig. 18 p. 91), extraite de son mémoire et légèrement modifiée, illustre cette conception tectonique. Mirouse (1962), sans se pencher particulièrement sur les problèmes posés par cette zone frontière, reconnaît la présence du Viséen calcaire au SE de Sansanet, deux km au S du ruisseau de Peyrénère célèbre dans la littérature géologique locale depuis la découverte par Beaujeu (1891) de :

Mariopteris latifolia

Le recouvrement alluvionnaire important cache, comme le traduit la carte de Mirouse, les formations détritiques du Westphalien et il faut se déplacer un peu vers le NW pour retrouver le Carbonifère supérieur dans la région du Fond d'Aspe.

Ces deux auteurs sont donc entièrement d'accord sur la présence, dans la région de la Pista Grande, de formations carbonifères.

= Stratigraphie détaillée du Carbonifère de la Pista Grande

Les calcaires viséens sont ici d'une importance relativement faible et il ne m'a jamais été possible d'en observer le contact stratigraphique normal avec le Dévonien. Il est loisible de penser, par comparaison avec les formations du rio Escarra proprement dites, que le niveau des lydiennes n'existe pas ici mais je n'en ai pas la preuve. Dans l'ensemble, les calcaires de base ressemblent assez aux calcaires du Dévonien sous-jacent.

J'ai pu lever une coupe stratigraphique détaillée de cet affleurement le long des flancs du Monte Tobazo.

Les calcaires du Carbonifère inférieur ont une puissance de l'ordre d'une centaine de mètres ce qui est d'un classicisme sans surprise, tandis que l'épaisseur des formations détritiques sus-jacentes n'a pu être évaluée avec précision en raison de la présence de nombreux accidents tectoniques dénaturant les contacts.

La première partie de l'ensemble calcaire, observable sur une dizaine de mètres, est constituée par un calcaire assez grossier, contenant de nombreux grains de quartz détritiques pouvant parfois atteindre une taille de l'ordre du millimètre. Ce caractère détritique provient probablement, comme je l'ai fait observer précédemment et comme Mirouse l'a déjà fait remarquer au sujet du Carbonifère du

Puerto de Acherito, du remaniement des formations sous-jacentes.

On trouve ensuite une vingtaine de mètres de calcaire à patine d'un gris terne, contenant les empreintes assez nombreuses mais mal déterminables de Goniatites. Les bancs de ce calcaire sont particulièrement bien nets et l'ensemble de ce niveau, bien que d'épaisseur assez réduite, est, topographiquement, bien individualisé. Au-dessus vient une trentaine de mètres de calcaires assez tendres en lits encore nets, mais dont la stratification est souvent marquée par de beaux joints stylolitiques. Ces joints sont d'ailleurs observables également dans certaines formations calcaires du Dévonien de la région.

Pour cette raison, par analogie d'aspect à l'affleurement, certains calcaires viséens avaient été confondus avec les calcaires dévoniens.

La série calcaire de base se termine par une assise de 30 à 40 m essentiellement composée de calcaires gris-noir assez bien lités. Il convient toutefois de noter une assez grande abondance de passées crinoïdiques pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur. Malheureusement la recherche de Conodontes dans cette roche à faciès prometteur n'a rien donné. Près du sommet de la série calcaire, on remarque un banc de puissance assez faible, de l'ordre d'une vingtaine de cm, d'une brèche calcaire manifestement formée sur place, commençant à sa base par un remaniement des bancs immédiatement sous-jacents. Cette manifestation de déséquilibre annonce, comme nous avons déjà eu l'occasion de le voir précédemment, "l'inondation détritique" qui suit l'épisode viséen calcaire.

Cette série détritique, que je vais décrire maintenant, est assez nettement visible, en dépit d'une couverture végétale relativement abondante, au SW du coude de la route qui conduit au sommet du télésiège du Monte Tobazo. J'ai indiqué, plus haut, les raisons tectoniques qui empêchaient l'étude de la série complète. Toutefois, dans leur partie observable, les formations sont assez caractéristiques de la région.

La série commence par 30 m de schistes calcareux noirs très friables déterminant dans la topographie un creux fort net. Ces schistes calcareux m'ont livré quelques empreintes inutilisables de Calamitinées de taille variable.

Au-dessus vient une importante barre gréseuse régulière dont la position au-dessus de la série calcschisteuse tendre décrite ci-dessus, entraîne, morphologiquement, la formation d'un surplomb que l'on peut facilement suivre sur les flancs de la vallée.

Surmontant immédiatement ce banc gréseux se trouve un ensemble schisto-gréseux noir, où, comme toujours, les divisions stratigraphiques précises sont délicates.

Il est assez important de noter que les grès, toujours feldspathiques, atteignent ici au moins 60 % de l'épaisseur totale mesurable. Il nous sera possible de voir plus à l'E une diminution assez rapide et nette du pourcentage des grès par rapport aux schistes.

En résumé, le Carbonifère de la Pista Grande est composé d'une centaine de mètres de calcaires viséens, où la présence de lydiennes basales n'a pu être mise en évidence, surmontés

d'une importante série détritique à dominante gréseuse.

Je ne décrirai pas dans le détail le Carbonifère des environs de la Station Internationale de Canfranc dont on pourra voir la succession stratigraphique schématisée sur le tableau stratigraphique d'ensemble du Carbonifère du Rio Escarra (fig. 17). J'illustrerai toutefois, par la fig. 13 , la morphologie de cette région.

Je passerai donc immédiatement à l'étude de la stratigraphie du Carbonifère anté-stéphanien de la région du rio Escarra sensu-stricto.

d) Etude du Carbonifère du rio Escarra sensu-stricto

- Généralités

J'ai, au début de ce paragraphe, en faisant l'historique rapide des études géologiques auxquelles le rio Escarra avait donné lieu, souligné l'intérêt des travaux de Dalloni et j'ai alors exposé brièvement ses conceptions stratigraphiques. Je n'y reviendrai pas et n'exposerai ici rapidement que les travaux de Wensink (1962).

Cet auteur souligne la réapparition, fort importante à noter, de l'horizon de lydiennes finement litées à la base du Carbonifère, et rattache au Dévonien supérieur les niveaux calcaires griotteux sur lesquels reposent les lydiennes dans la région du Pico de los Tres Hombres. Il attire l'attention sur la ressemblance de la série avec celle de Los Calcites.

VUE PANORAMIQUE DE LA VALLEE DU RIO ARAGON, AU NIVEAU
DE LA STATION INTERNATIONALE DE CANFRANC

-
- (4) Permo-Trias de la Raca
(3) Namurien et Westphalien. Schistes et grès feldspathiques de la Station Internationale de Canfranc.
(2) Dévonien supérieur et Viséen calcaire de la Forteresse de Canfranc.
(1) Dévonien moyen constituant, à gauche, les contreforts du Monte Tobazo et, à droite, le versant méridional de la basse vallée du Canal de Izas.
-

Vue, orientée W-E, prise un peu en aval de la Station Internationale de Canfranc.

Au tout premier plan, les pentes boisées, du Dévonien moyen, commençant immédiatement au S de la dépression dans laquelle est située la Station internationale.

Au second plan, les grès et schistes (3) de la partie supérieure du Carbonifère anté-stéphanien déterminant, dans la topographie, la dépression déjà citée.

Au troisième plan, les calcaires (1) du Dévonien moyen déterminant, par leur résistance plus grande à l'érosion, un ressaut net dans la topographie.

Au quatrième plan, le soubassement de la forteresse de Canfranc formé d'un anticlinal composé de sédiments calcaires du Dévonien supérieur et de la base du Carbonifère (2).

A l'arrière plan, les sédiments détritiques permo-triasiques (4) de la montagne de La Raca

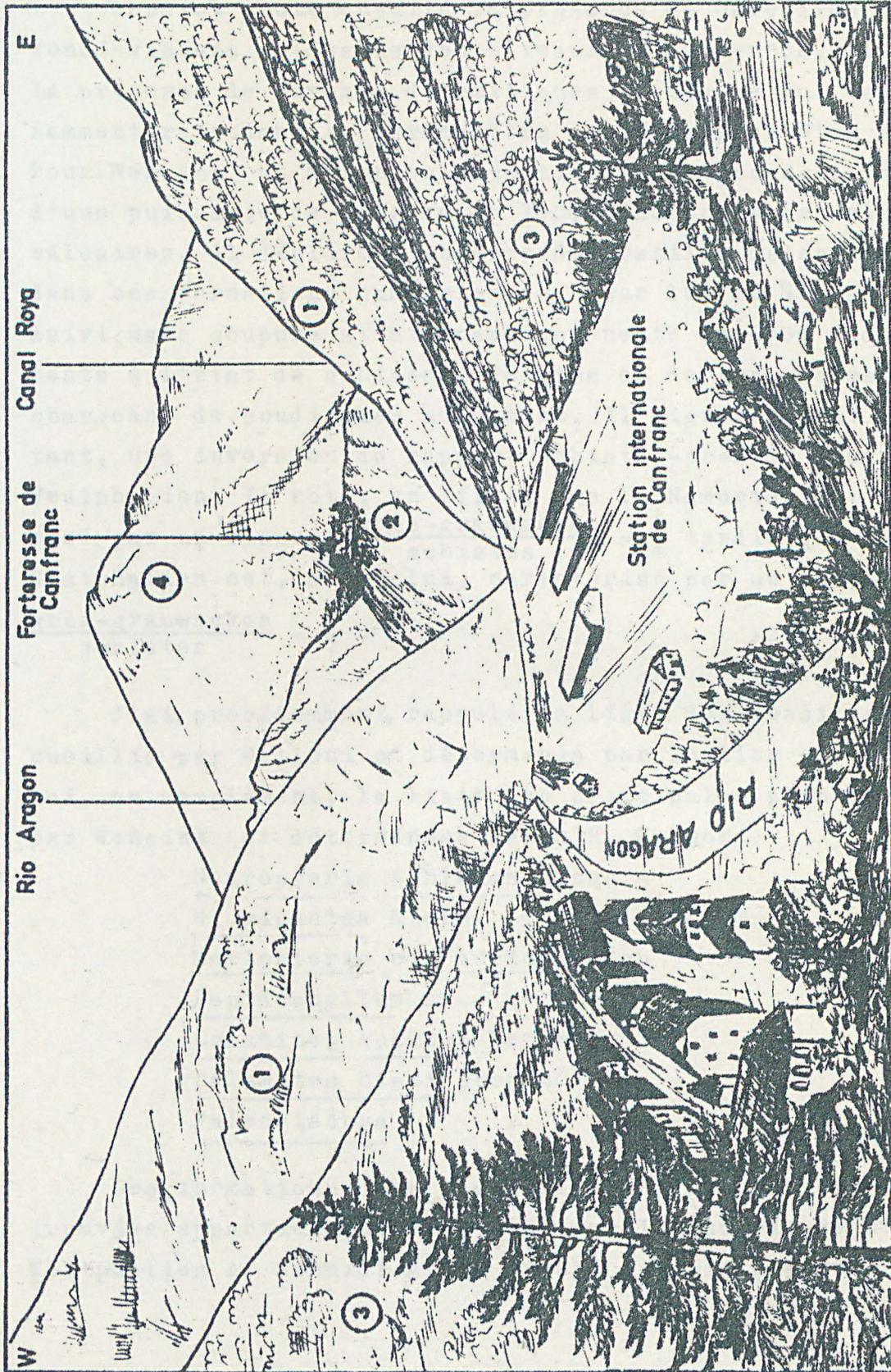


Fig. 13

US-
LILLE

Wensink note ensuite la présence de calcaires gris-foncé viséens au-dessus des niveaux de lydiennes. Il signale la présence de niveaux dolomitiques francs ce qui est suffisamment rare dans le Carbonifère pyrénéen pour être souligné. Pour Wensink un Namurien essentiellement grés-schisteux d'une puissance de l'ordre de 1000 m surmonte ces niveaux calcaires. Il déplore l'absence de fossiles déterminables dans ces formations namuriennes. Pour lui le Namurien est suivi sans coupure stratigraphique nette de 1000 m de sédiments à l'état de schistes, de grès et de grauwackes se chargeant de poudingues au sommet. Il signale, fait important, une inversion du rapport schistes-grès du Namurien au Westphalien. Il note, en effet, que le Namurien est caractérisé par un rapport $\frac{\text{grès-grauwackes}}{\text{schistes}} = \frac{6}{4}$ tandis que le Westphalien est, selon lui, caractérisé par un rapport $\frac{\text{grès-grauwackes}}{\text{schistes}} = \frac{3}{7}$.

J'ai, précédemment, rappelé la liste des fossiles recueillis par Dalloni et déterminés par Zeiller et je donne ici, en complément, la liste des principales plantes trouvées par Wensink et déterminées par R.H. Wagner.

Neuropteris schlehani Stur
N. gigantea Stern
Mariopteris cf. muricata Sch
Lepidophyllum sp.
Calamites suckowi Brongn
Calamites cisti Brongn
Paleostachya

Les formations dans lesquelles ces plantes ont été trouvées appartiennent donc à la partie supérieure du Westphalien A. Schmidt avait établi une liste paléobotanique

sensiblement identique et rapportait en outre (p. 61), à l'W du même Collado de Izas, la présence de faune marine intercalée aux flores terrestres. Si j'ai retrouvé pratiquement tous les échantillons décrits par mes prédécesseurs je n'ai malheureusement pas apporté de contribution paléontologique nouvelle à l'étude de ces formations houillères du rio Escarra.

- Localisation des coupes

La coupe détaillée qui me servira de base à l'étude stratigraphique et sédimentologique a été levée dans la partie haute du bassin du rio Escarra. En effet, le recouvrement postérieur, qu'il s'agisse de Permo-Trias ou de formations actuelles, n'y existe pratiquement pas et les sédiments dévoniens et carbonifères y affleurent largement. La coupe que j'ai pu établir part de l'W de la Vuelta de las Negras, remonte vers le pico de las Tres Huegas, à la faveur du Barranco de las Blancas, passe par le sommet de ce pic, traverse la Sierra Condiana, immédiatement au S du pico de Los Tres Hombres pour aboutir, après avoir parcouru les pentes du Tosquera, au Dévonien du lit du rio Escarra avant sa confluence avec le rio Gállego. Cette première coupe me permettra de décrire, dans les pages qui suivent, la stratigraphie des calcaires de base et des formations détritiques superposées (fig. 14 et 15).

J'ai pu lever deux coupes complémentaires :

- l'une, levée dans la région dite Hoya de Balsera dans la partie méridionale de la haute vallée du rio Escarra, permettra une étude assez précise et détaillée des calcaires de base du Carbonifère
- l'autre, établie dans la haute vallée du barranco de Culivillas, en aval du recouvrement permo-triasique de Las Arroyeras.

Au point de vue géographique, l'ensemble des affleurements que j'étudie ici se trouve dans un trapèze situé au NE du Pico de Escarra qui est, lui, composé de beaux sédiments maestrichtiens. Cet ensemble est découpé par le rio Escarra qui prend la source à 600 m au S du sommet du pico de Escarra et qui descend vers le rio Gállego dans lequel il se jette au Puente del Diablo un peu en amont du hameau de Escarilla.

Le barranco de los Campos de Troya et le barranco de Culivillas, torrents descendant du SW vers le NE et se jetant eux-aussi dans le rio Gállego, un peu en aval de sa source située au niveau du col de Pourtalet d'Aneu, dissèquent le massif carbonifère de vallées très découpées, tandis que le lit du rio Gállego qui coule, en contrebas, dans le Dévonien inférieur est infiniment plus comblé et d'apparence sénile en dépit de la proximité de la source. Il faut sans doute voir là l'influence du modelé glaciaire qui, comme nous le verrons dans l'étude du rio Esera, divise souvent le lit des grandes rivières torrentielles des Pyrénées espagnoles en plans successifs, séparés par des verrous glaciaires. Un dernier torrent d'importance plus faible et orienté E-W entaille le recouvrement permo-triasique et alluvionnaire favorisant ainsi l'affleurement d'une bande de Carbonifère qui rejoint les affleurements de la région de Canfranc dont

je viens de synthétiser les grands traits stratigraphiques.

- Coupe de base (partie haute du bassin du rio Escarra)

La coupe complète que j'ai pu lever et dont j'ai donné plus haut la localisation permet de voir la succession stratigraphique suivante (fig. 14 et 15).

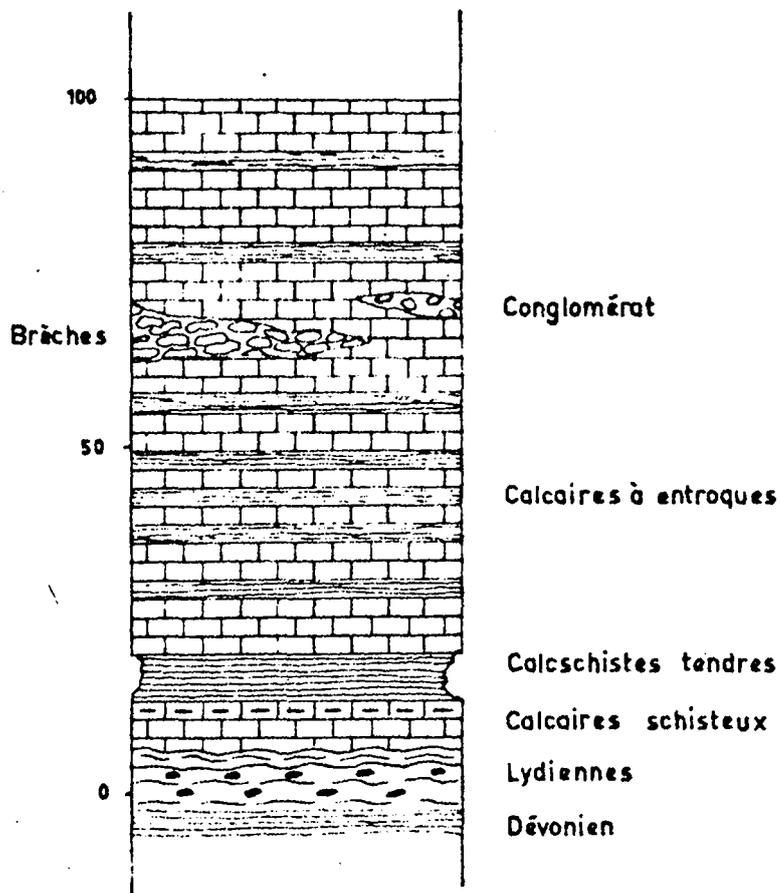
A la base, un niveau ayant au maximum 10 m, composé d'une alternance de lydiennes caractéristiques, de formations schisteuses noires, assez tendres par endroits et de phyllites noirs rubannés. En lame mince les lydiennes, quand elles ne sont pas tectonisées à l'excès, montrent des tests de Radiolaires rendus ovoïdes par les déformations tectoniques. Les formations schisteuses, qui ressemblent, en échantillons macroscopiques, aux schistes gothlandiens, sont assez friables. Elles sont relativement riches en quartz détritiques dont la taille peut atteindre 500 μ . Ensuite apparaît, sur une cinquantaine de mètres, un ensemble de formations calcaires de teinte claire, allant du rouille au brun-clair et que l'on peut décomposer comme suit, du bas vers le haut :

- des calcaires schisteux se délitant en larges plaques polygonales prenant souvent l'allure de carton
- des calcschistes tendres brun-clair, extrêmement friables et déterminant des ravinelements nets dans la topographie
- un ensemble un peu plus puissant de calcaires noirs, tendres, plus massifs, formant des lits d'une épaisseur de l'ordre de 50 cm souvent séparés par des niveaux de schistes grisâtres ou de calcschistes brunâtres. Ces calcaires contiennent souvent de nombreuses passées crinoïdiques, qui deviennent de plus en plus régulières au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Cet ensemble se

termine par un niveau calcaire à entroques particulièrement net et dont le niveau stratigraphique apparaît constant.

VISÉEN DU RIO ESCARRA

Fig.14



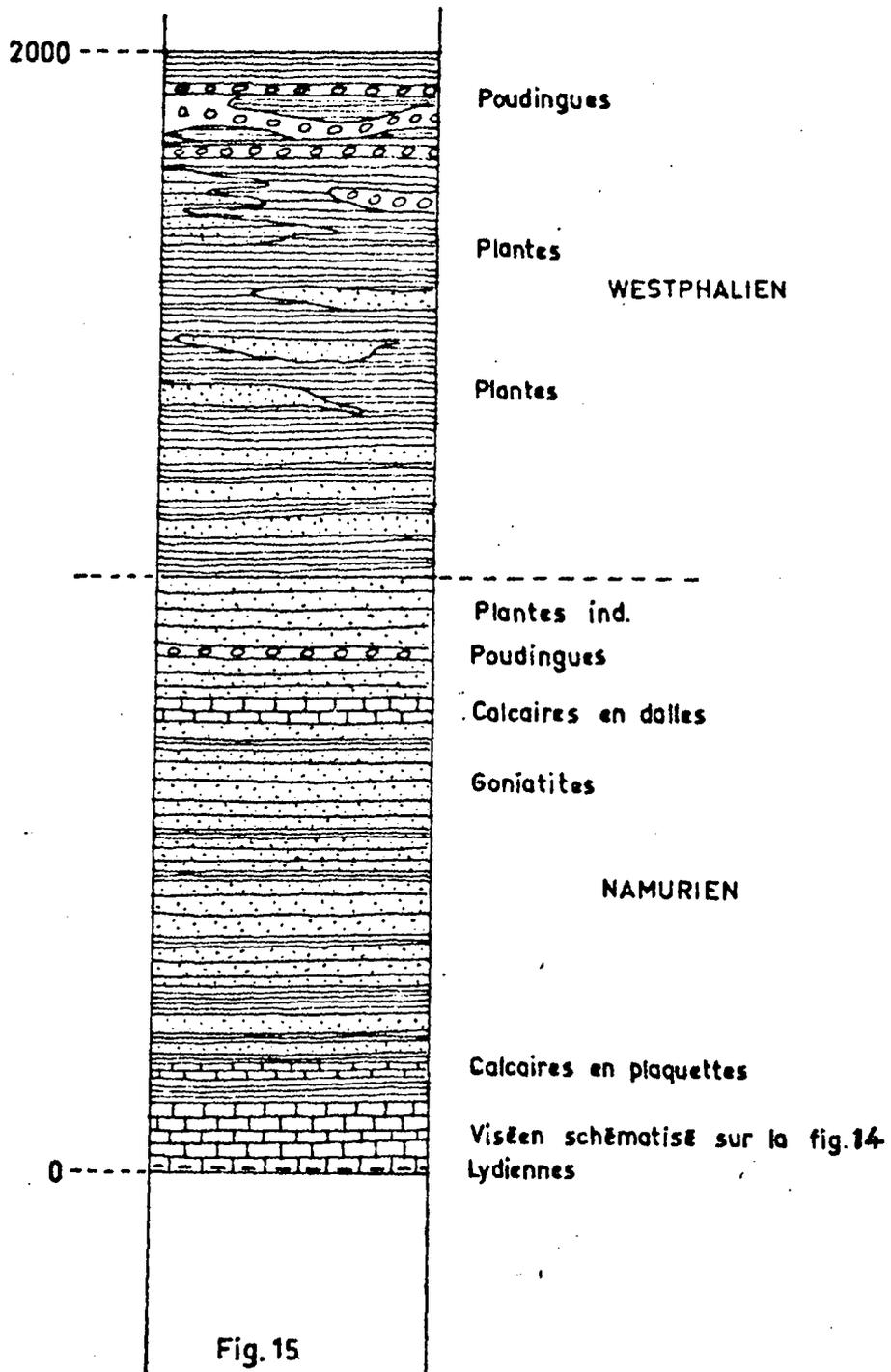
Notons en outre la présence, sous le niveau à entroques, de formations calcaires de type griotteux qui pourraient peut être correspondre aux conglomérats que décrit Mirouse (1962) dans le même horizon stratigraphique. Au-dessus de cet ensemble calcaire clair, dont je viens d'examiner les particularités, se situe une deuxième grande masse, du même

ordre de puissance mais que l'on peut facilement distinguer, sur le terrain, par sa couleur. Ces calcaires sont, en effet, de teinte beaucoup plus foncée et peuvent passer à des calcaires franchement noirs. L'ensemble de ces formations calcaires a une puissance de l'ordre de 100 à 120 m.

Au-dessus des niveaux calcaires décrits plus haut et qui sont assimilables au Viséen, vient une importante série détritique assez monotone, dont je donne (fig. 15) une description stratigraphique rapide sous forme de tableau stratigraphique commenté indiquant les niveaux repères. Il s'agit, nous le verrons, de quelques bancs calcaires et surtout de décharges de poudingues assez irrégulières quant à leur étendue et à leur puissance mais qui, en moyenne, m'ont paru assez stables stratigraphiquement. J'ai en outre rappelé, au début de cet exposé, la distinction faite par Wensink (1962) dans cet ensemble détritique, auquel il accorde une puissance de près de 2 km, entre un Namurien à dominante gréseuse et un Westphalien à dominante schisteuse, l'épaisseur de chacune de ces formations étant sensiblement identique donc de l'ordre de 1000 m. Le Namurien n'a pas été déterminé paléontologiquement de manière précise. J'ai toutefois observé de nombreuses traces de Glyphiocératidés dont les individus sont indéterminables génériquement. La présence de Glyphiocératidés ne signifie pas, bien entendu, qu'il s'agit obligatoirement de Namurien mais, dans cette région des Pyrénées, seul cet étage montre, à ma connaissance, de telles empreintes.

STRATIGRAPHIE DU CARBONIFÈRE
DU RIO ESCARRA

— SCHÉMA THÉORIQUE —



= Coupe dans la région de Hoya de Balsera

La région de Hoya de Balsera (feuille Sallent) appartient à la haute vallée du rio Escarra. J'ai déjà exposé comment certains torrents pyrénéens espagnols étaient dès leur source engorgés et apparemment sénilisés. C'est le cas, je l'ai dit, du rio Gállego et également de la haute vallée du rio Escarra. En effet ce torrent se perd en plans successifs dans sa partie amont, entre Hoya de Balsera, flanc septentrional de la ligne de crête allant de la Punta del Aguila à la Peña del Calcin, et la Balsera qui constitue le flanc sud-oriental du Pico de Escarra.

Ce "plan" de la haute vallée du rio Escarra isole deux zones bien distinctes. Au N la masse carbonifère importante dont je viens de donner une coupe détaillée et qui correspond aux zones d'affleurement de Collado de Izas, du Pico de Las Tres Huegas, du Pico de los Tres Hombres ainsi qu'à la Sierra Condiana composée de calcaires viséens.

Au S une bande de calcaire viséen qui rejoint, après passage du rio Escarra, la frange orientale des calcaires viséens de la masse carbonifère décrite précédemment. C'est cette bande calcaire qui fera l'objet de la série stratigraphique détaillée que je décris dans ce court paragraphe.

Il ne m'a pas été possible de mettre en évidence de contact stratigraphique normal entre les formations sous-jacentes et les niveaux carbonifères.

L'absence pratiquement toujours vérifiée des lydiennes dans cette zone peut donc apparaître beaucoup plus comme une conséquence tectonique qu'un fait stratigraphique.

phique. Mais le substratum est ici de Dévonien inférieur et il pourrait sembler que l'absence de lydiennes paraisse logique. Toutefois, non loin du contact entre la crête calcaire, carbonifère, et les formations secondaires du pico de Escarra j'ai observé de nombreux paquets de schistes noirs, laminés, coincés entre les formations du Dévonien inférieur et les calcaires carbonifères francs. Il semble donc que la présence de schistes noirs qui, en lame mince et en dépit de leur tectonisation extrême, ressemblent aux schistes noirs subordonnés aux lydiennes de la coupe précédemment décrite, puisse nous permettre de supposer la présence, avant la tectonisation, des formations à lydiennes à la base du Carbonifère.

L'épaisseur d'ensemble des formations calcaires est, ici encore, de l'ordre d'une centaine de mètres et la série ressemble assez fortement à celle que je viens de décrire dans le paragraphe précédent. Il est encore facile de distinguer une masse de sédiments calcaires et calcschisteux de teinte gris-roux ou parfois couleur de miel, d'un autre grand ensemble plus franchement calcaire de teinte beaucoup plus sombre. De plus, la masse inférieure se caractérise, à mon avis, par de nombreuses lentilles dolomitiques de teinte blonde.

Je vais reprendre le détail stratigraphique de ces deux grands ensembles et illustrer la description que je vais faire par une colonne stratigraphique idéalisée des formations de cette région (fig. 16.).

L'ensemble basal de teinte claire se compose, de bas en haut :

BASE DU CARBONIFÈRE
HOYA DE BALSERA

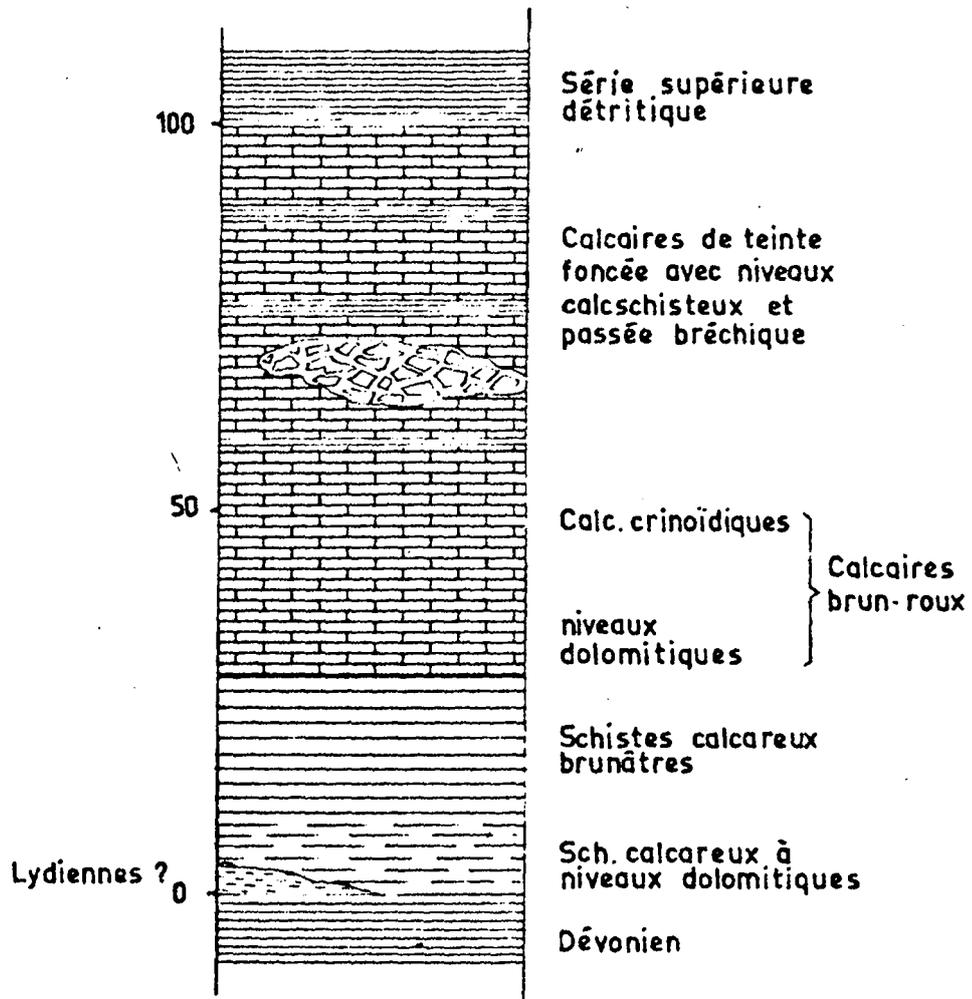


Fig. 16



- de schistes calcaireux à érosion en larges alvéoles et contenant de petits niveaux dolomitiques d'une fort grande netteté. La teinte d'ensemble de ces formations est brun-clair et leur altération leur confère une coloration encore plus atténuée

- de vingt mètres environ de schistes calcaireux brunâtres à délit microprismatique donnant à l'affleurement un aspect de schistes frites identiques à certains faciès du Dévonien ardennais.

- un niveau de calcaires brun-roux déjà plus foncés que les précédents et contenant des passées dolomitiques à la base et crinoïdiques au sommet. Un gros banc de calcaires à entroques peut d'ailleurs servir de niveau repère dans toute la bande d'affleurement considérée.

L'ensemble supérieur de teinte foncée ne subit pas, quant à lui, de modifications importantes par rapport à la coupe précédemment décrite. Une nouvelle description me paraît inutile et le lecteur voudra bien se reporter à la fig. 17 déjà citée, qui schématise la stratigraphie des formations carbonifères dans cette région.

- Observations dans la haute vallée du barranco de Culivillas

Le barranco de Culivillas se jette dans le tout jeune rio Gállego quelques kilomètres en aval du col du Pourtalet d'Aneu.



Fig. 17

Ce tableau récapitule la succession stratigraphique des formations carbonifères anté-stéphaniennes décrites, sous le nom général de Carbonifère du rio Escarra, des pages 63 à 86 de ce mémoire.

**TABLEAU RÉCAPITULATIF SCHEMATIQUE DE LA STRATIGRAPHIE DU CARBONIFÈRE
DE LA RÉGION DU RIO ESCARRA**

W

E

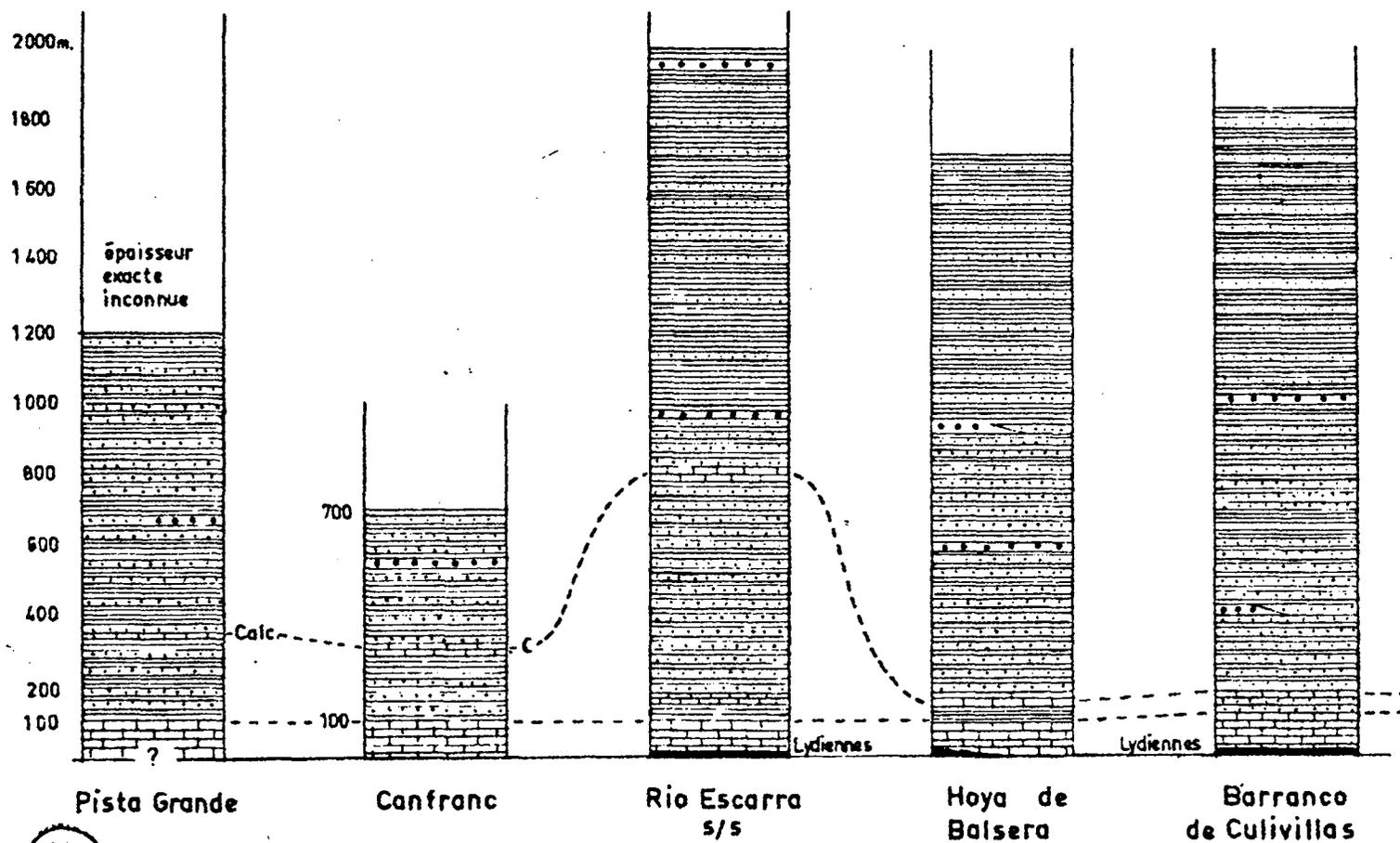


Fig. 17

Il prend sa source entre la Punta de la Garganta, crête qui se continue vers l'W pour se prolonger, après l'interruption due aux Ibones de Anayet, par le célèbre pico de Anayet dont j'ai parlé au début de cette étude et par la crête de las Arroyeras dont j'ai déjà cité le nom lors de la description de la coupe d'ensemble du rio Escarra.

L'école bordelaise (Clin, Müller, Roger) étudie actuellement en détail la géologie de cette région, proche du col du Pourtalet d'Aneu, tant au point de vue pétrographique qu'au point de vue microtectonique. Heddebaut, de plus, vient d'y faire de belles découvertes paléontologiques.

Il y a en effet trouvé, près de la mine de Campo de Troya, exploitation archaïque pratiquement abandonnée, une belle flore déterminée par Monsieur le Professeur Corsin, et qui indique un âge stéphanien.

Cet ensemble est parcouru par des venues andésitiques particulièrement nettes dans la région de la Punta de la Garganta où se développe une prismation caractéristique.

3) GRANDS TRAITES TECTONIQUES DES BASSINS CARBONIFERES DE L'ARAGON SUBORDAN ET DE LA TERMINAISON MERIDIONALE DU BASSIN D'URDOS

Le caractère structural le plus important de cette région, et qui entraîne les dispositions tectoniques les plus remarquables, est son ennoyage sous le recouvrement crétacé

du pic d'Anie. Dans cette zone les interférences entre les mouvements hercyniens et les manifestations orogéniques postérieures seront des plus nettes. Il est bien évident que l'ensemble paléozoïque, induré, amené à se ployer de manière importante, dans un espace assez réduit, ne le fera que grâce au développement conjugué de cassures subméridiennes et de failles longitudinales qui transformeront cet ensemble rigide en une mosaïque souple.

De plus les plis affectant le Paléozoïque de cette région verront leurs axes être sensiblement parallèles aux limites du recouvrement mésozoïque. Cette remarquable disposition vient d'être illustrée très clairement par Mirouse (1962, fig. 133).

Les grands traits de la structure du Carbonifère de ces régions vont refléter les tendances évoquées ci-dessous ; je vais exposer brièvement, dans cette étude tectonique, d'une part la disposition des plis et d'autre part les caractéristiques des failles les plus marquantes.

Tous les bassins carbonifères étudiés dans les paragraphes précédents peuvent être rattachés à deux grands synclinaux majeurs.

Le premier est un vaste synclinal en croissant dont la partie septentrionale est d'axe N-S et la partie méridionale NW-SE. Le changement de direction se fait au niveau d'une droite joignant le pic Lariste en France au Quimboa alto sur le versant espagnol.

Le Carbonifère de ce synclinal débute dans sa partie septentrionale à l'E du pic d'Anie et descend selon l'axe subméridien précité jusqu'au niveau du rio Acherito où son flanc occidental se double d'un petit synclinal annexe correspondant sensiblement à la région de la Gorreta de Los Gabachos et dont il est séparé par la remontée synclinale du rio Acherito. Cette remontée anticlinale s'atténue vers le S et ne se traduit plus que par endroits, en particulier un peu en aval du confluent du rio Acherito et du rio Aragón Subordan où le Carbonifère inférieur calcaire remonte en anticlinal au milieu des schistes et grès bien développés dans la région du Cuartel de Carabineros.

Après une disparition sous le recouvrement de grès rouges entre le Termino de Ansó en Espagne et le signal d'Espelunguère en France, le synclinal se manifeste de nouveau clairement par la présence de Carbonifère autour du lac d'Estaens.

Le synclinal, qui est maintenant d'orientation NW-SE, se poursuit sur le versant espagnol dans la région du Monte Tobazo par le Carbonifère de la Pista Grande. Vers le SE il se fragmente en une multitude de plis anticlinaux et synclinaux qui seront à l'origine des affleurements du rio Seta, du Carbonifère de la Station Internationale de Canfranc et ensuite, plus à l'E, du grand ensemble homogène que j'ai décrit sous le nom de Carbonifère du rio Escarra.

Le synclinal se mêle là, sous un revêtement de grès rouges, aux formations carbonifères du second grand ensemble synclinal, celui d'Urdos dont je vais maintenant rappeler les grands traits.

Le synclinal carbonifère d'Urdos, séparé du précédent par l'axe anticlinal à coeur dévonien allant du pic Billare au Bois de Bellonce est plus important et plus tectonisé.

Il commence lui aussi par suivre une direction N-S avant d'adopter un axe NW-SE.

En France, l'homogénéité de ce synclinal carbonifère est rompue, au N d'Urdos, par la remontée anticlinale du Fort du Portalet qui laisse affleurer des sédiments dévoniens et, plus au N encore, au-dessus d'Etsaut, par la remontée du Pont de Borce qui sépare le Carbonifère d'Etsaut du Carbonifère du Bois de Pedaing.

Vers le S et vers l'Espagne, ce synclinal se subdivise en deux bandes, l'une méridionale, l'autre septentrionale, séparées par une voûte anticlinale déterminant la réapparition du Dévonien du ruisseau d'Aneu et du col de Bious.

La bande synclinale méridionale constitue en France le Carbonifère du Col des Moines et, en Espagne, le Carbonifère que j'ai décrit sous le nom de Carbonifère du Canal Astur-Canal Roya. Cette bande rejoint, après le Pico del Anayet, le Carbonifère supérieur du rio Escarra dans la région du Campo de Troya au SE du col de Pourtalet d'Aneu.

La bande synclinale septentrionale, particulièrement nette au niveau du pic Moustarde, se prolonge, en France, après l'interruption due aux andésites du Pic du Midi d'Ossau, par le Carbonifère situé au N du granite de Cauterets et en Espagne par le Carbonifère allant de Los Calcites au Col du Pourtalet.

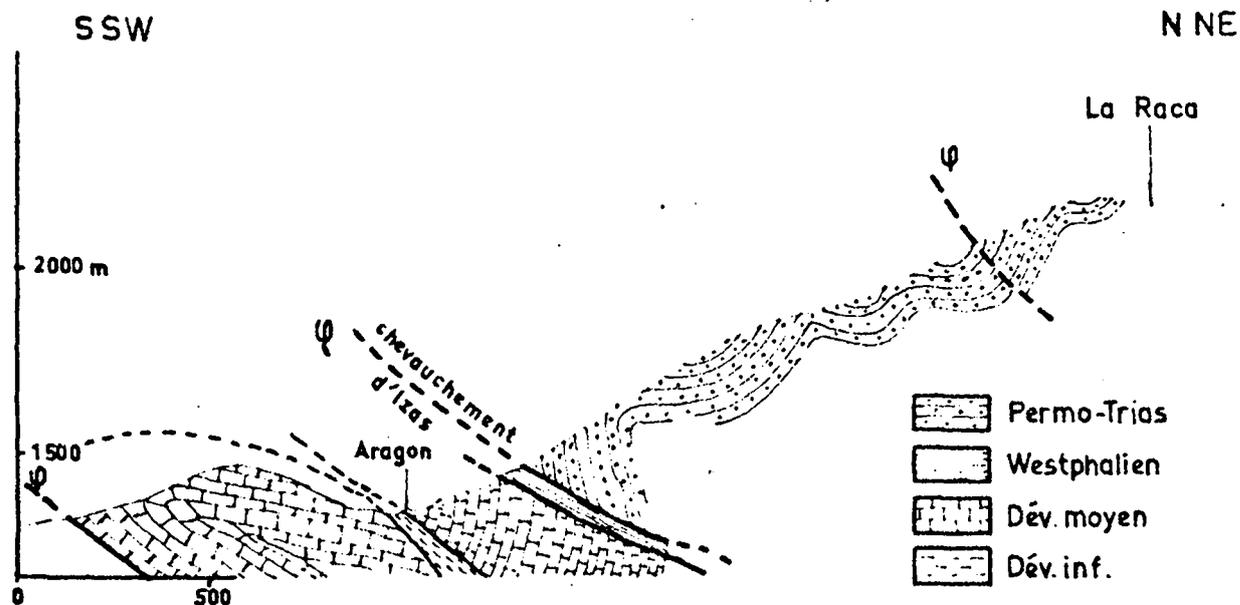
Là, les deux bandes synclinales se regroupent en entourant la partie sud-orientale de l'anticlinal du col de Biourrisseau d'Aneu qui les avait séparées. Vers l'E, le synclinal d'Urdoz se prolonge par les affleurements carbonifères de la Peña Forata et ceux compris entre le granite de Cauterets et le granite de Panticosa.

Les principales failles affectant les bassins carbonifères de l'Aragon Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdoz, sont, je l'ai déjà signalé, de deux grands types :

- des failles sensiblement parallèles aux grandes directions pyrénéennes classiques. Leur plan est souvent fortement oblique
- des failles subméridiennes de cassure.

Comme bel exemple du premier type d'accident, je citerai la faille d'Izas ou chevauchement d'Izas dont le tracé a été étudié récemment par Van der Lingen. J'ai, sur les fig. 18 et 19, rappelé ou indiqué les caractéristiques de cet accident important ; il débute, à l'E, au niveau du fond d'Aspe, limite au N le Carbonifère de la Pista Grande, recoupe successivement le Canal Astún et le Canal Roya et se dirige vers l'E pour constituer, d'après Van der Lingen et Wensink, la limite septentrionale du Carbonifère du rio Escarra. Il fait, tout au long de son parcours, chevaucher des terrains permotriasiens sur des sédiments carbonifères et dévoniens. De toutes manières le chevauchement se fait toujours à la faveur

d'une semelle essentiellement composée de schistes carbonifères qui servent de lubrifiant en se comportant comme le font si souvent les schistes carburés du Gothlandien.



COUPE GÉOLOGIQUE MONTRANT LE RÔLE TECTONIQUE DES SÉDIMENTS DÉTRITIQUES DU WESTPHALIEN. —

Fig. 18

Extrait de Van der Lingen - Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca

Si le tracé proposé par les auteurs hollandais et notamment par Van der Lingen m'a paru particulièrement précis et indiscutable dans la partie occidentale du Carbonifère décrit dans les paragraphes précédents j'avoue ne pas avoir toujours retrouvé le passage de cet important accident dans le Carbonifère du rio Escarra. Les études en cours des équipes de tectoniciens bordelais préciseront certainement le tracé de la partie orientale de cet accident.

Les failles subméridiennes d'effondrement, correspondant au second type d'accident, sont assez nombreuses dans

VUE PANORAMIQUE DE LA HAUTE VALLEE DU RIO ARAGON PRISE EN AMONT
DE L'ECOLE MILITAIRE ESPAGNOLE DE HAUTE MONTAGNE
(en partie d'après Van der Lingen)

- (1) Dévonien moyen
 - (2) Schistes et grès carbonifères
 - (3) Permo-Trias
 - (4) Crétacé
 - (5) Faille d'Izas
- (R.S.C.) Route du col du Somport à Canfranc
-

Au premier plan :

- au centre, la route descendant du col du Somport et, à sa droite, le rio Aragon
- à droite, les contreforts du Monte Tobazo constitué de calcaires massifs dévoniens

Au second plan :

- au centre, le passage de la faille d'Izas est souligné par un petit col dû à l'érosion des schistes et grès carbonifères pris entre le Permo-Trias et les calcaires dévoniens.

Au troisième plan :

- un anticlinal de calcaires dévoniens dont le flanc méridional descend vers la vallée du rio Aragon.

A l'arrière plan :

- Le Permo-Trias et le Crétacé de Las Menorias et de la chaîne située à l'E de Canfranc.

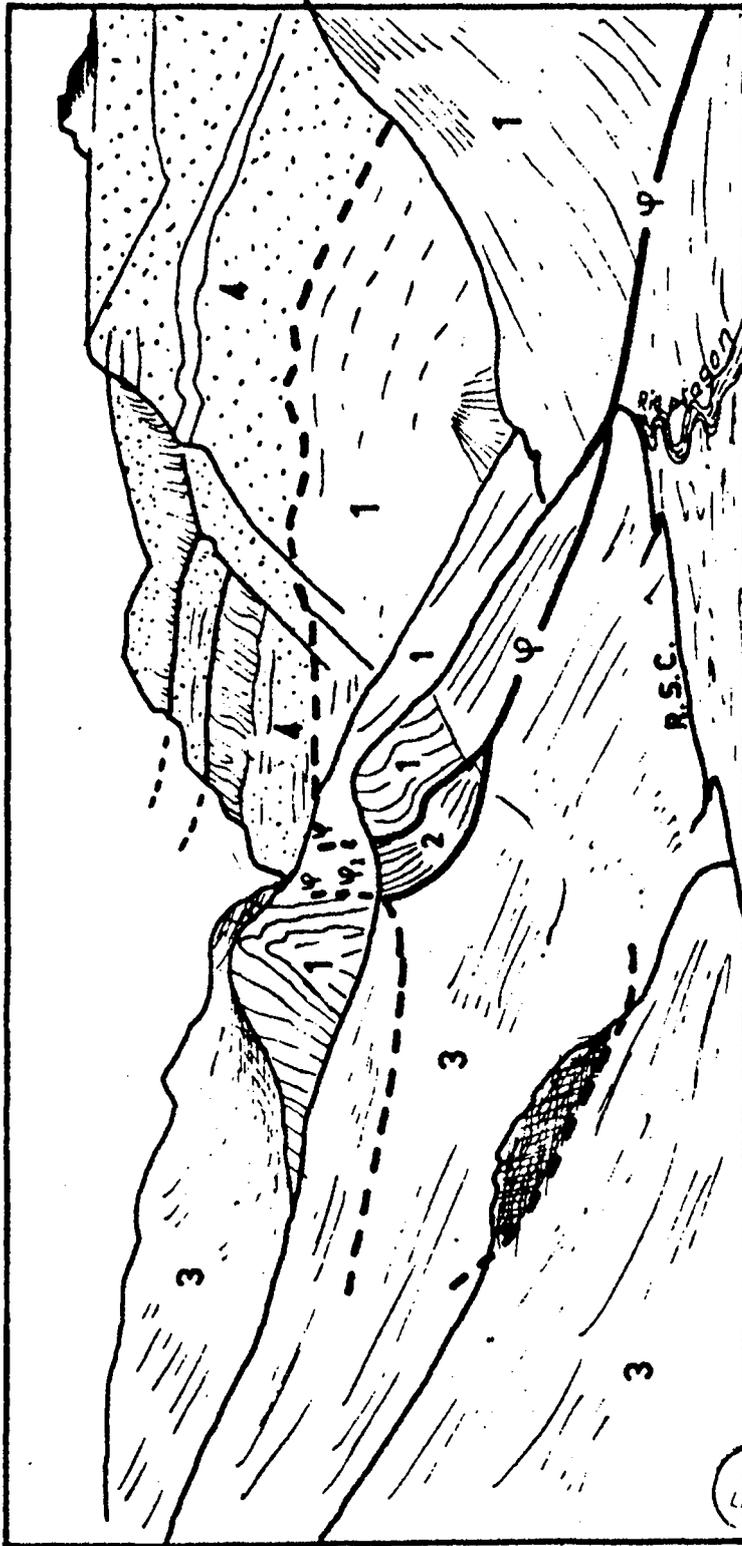


Fig. 19 VUE PANORAMIQUE DE LA HAUTE VALLÉE DU RIO ARAGON
Vue prise en amont de l'École Militaire Espagnole de Haute M9ne.

les différents bassins décrits précédemment. Leur importance cartographique est souvent très faible et, dans cette partie du versant espagnol, aucune ne me paraît digne d'une mention dans ces quelques lignes d'ordre général.

4) LE CARBONIFERE COMPRIS ENTRE LA VALLEE DE BUJARUELO ET LE RIO ESERA

A) Le Carbonifère de la vallée de Bujaruelo

Les formations carbonifères de la haute vallée de Bujaruelo s'étendent largement en France, d'une part dans la vallée du ruisseau de Holle et, d'autre part, dans les environs du Pic de Gabiet et du Pic de Lourdes. Dans ces régions, elles viennent d'être étudiées de manière particulièrement détaillée par Mirouse (1962) tandis que Wensink (1962) réalisait l'étude cartographique et tectonique du versant espagnol à la faveur des vallées de Otal, de Ara et de Lapazosa. Quant à moi, je n'ai rien eu à ajouter à la stratigraphie de ce petit ensemble carbonifère et je n'ai pu qu'adopter les remarquables relevés de mes prédécesseurs.

Je donnerai, en conséquence, une coupe (fig. 20) constituant le résumé des observations de Mirouse.

STRATIGRAPHIE DES TERRAINS CARBONIFÈRES
DANS LA HAUTE VALLÉE DE HOLLE _____
(d'après MIROUSE 1962)

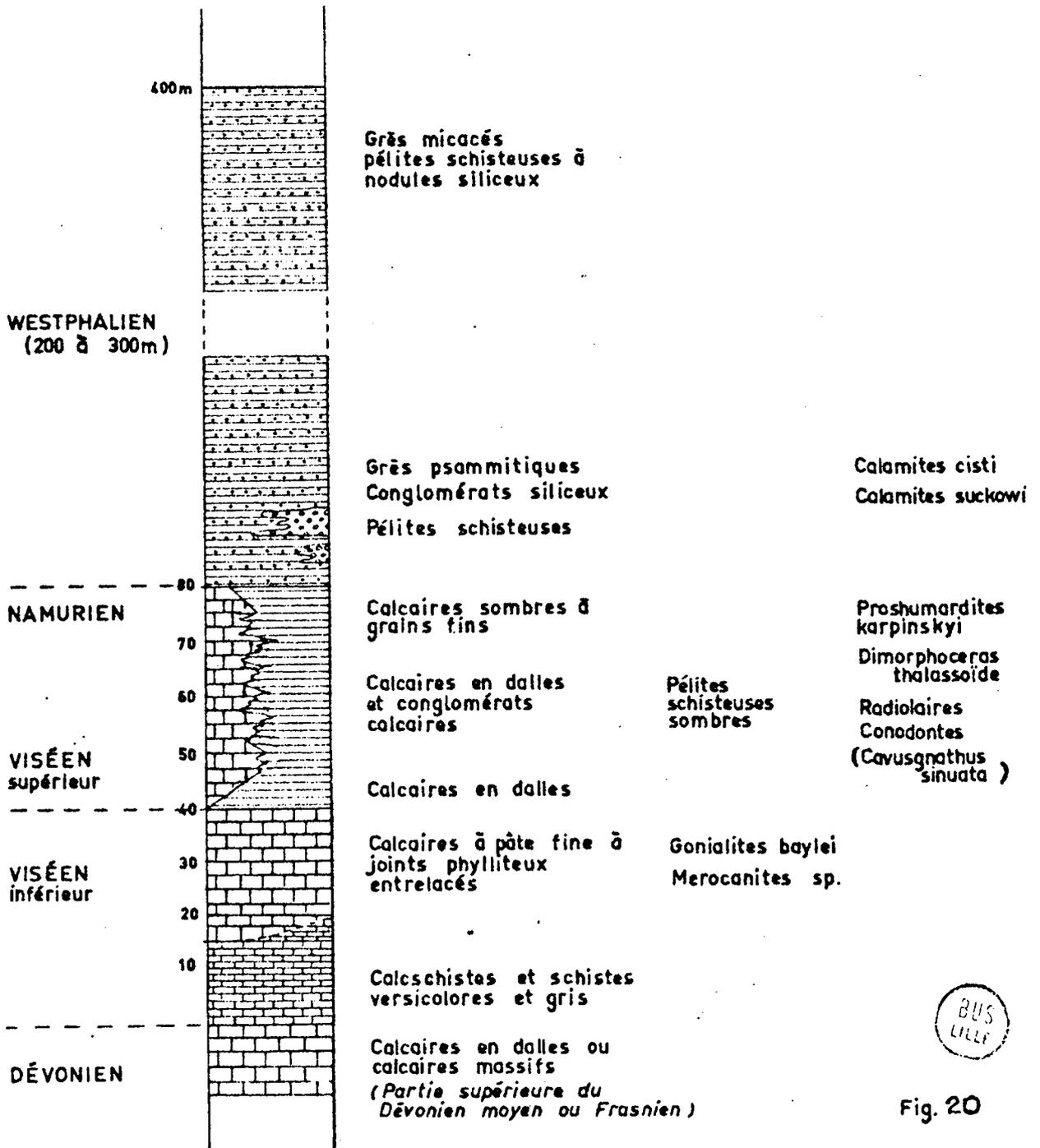


Fig. 20

Les séries décrites par Wensink. ne diffèrent de celle-ci que par leur caractère détritique plus marqué amenant cet auteur à décrire, à la base du Carbonifère, quelques niveaux de conglomérats à galets de quartz (vallée de l'Otal) et quelques niveaux gréseux (vallée de Lapazosa). De même, le sommet de la série se marque, sur le versant espagnol, par des lits gréseux plus importants que ceux décrits par Mirouse.

B) Affleurements situés à l'E de la vallée de Bujaruelo et à l'W du rio Esera

Entre la vallée de Bujaruelo et le rio Esera n'affleure aucun bassin carbonifère intéressant. Seuls quelques lambeaux décrits par Dalloni méritent une mention au moins historique (1910, p. 100). Il s'agit du Carbonifère du pic de Lary auquel Dalloni attribue une épaisseur de 250 à 300 mètres. Cet auteur rapporte la découverte, dans les calcaires qui sont à la base, de :

Phillipsia brongniarti, Fisch
Glyphioceras crenistria, Phill
G. Malladae, Barrois
Prolecanites sp.
Orthoceras giganteum, Sow
Poteriocrinus minutus, Roem

Quelques affleurements carbonifères, de superficie assez réduite, se trouvent dans la région du pic d'Astós et de la vallée de Lliterola. Ils sont actuellement étudiés par Wenckers de l'Institut géologique de Leyde dans le cadre de ses recherches sur la tectonique des vallées de l'Esera et d'Astós.

Nous n'étudierons pas particulièrement ces lambeaux carbonifères dont le faciès est identique à celui du synclitorium du Plan des Etangs que nous allons maintenant décrire comme premier grand bassin carbonifère situé en bordure du Massif granitique de la Maladetta.

I°) LE CARBONIFERE DE LA BORDURE NORD ET NORD-EST DU
MASSIF GRANITIQUE DE LA MALADETTA

Dans ce chapitre important, je me propose d'étudier les synclinoriums carbonifères du Plan des Etangs et de Espot-Andorre.

1) LE SYNCLINORIUM CARBONIFERE DU PLAN DES ETANGS (DEPLIANTS BetC)

Je ne développerai ici que la stratigraphie et ne décrirai que les grands traits structuraux de ce bassin, réservant à la troisième partie l'étude sédimentologique détaillée des belles formations gréso-schisteuses du Plan des Etangs.

A) Localisation géographique

Le Synclinorium du Plan des Etangs forme une ellipse allongée de l'W à l'E. Il borde, pratiquement en continuité, la limite septentrionale du massif granitique de la Maladetta. Sa longueur est de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres depuis le Rio de Valarties qui constitue, pratiquement, sa limite orientale jusqu'à l'Hospital de Benasque à l'W. Sa plus grande largeur, observable un peu à l'E du Trou du Toro, est de l'ordre de 5km. La superficie d'ensemble du synclinorium approche 50 km².

J'ai déjà fait remarquer (1965) que trois parties assez nettes pouvaient être distinguées dans la topographie de cet ensemble.

a) Le Carbonifère de la Haute vallée du rio Esera, tout d'abord, constitue la partie occidentale du Bassin. Les affleurements sont extrêmement découpés tant par la tectonique que par la topographie.

Le rio Esera, en effet, est formé par la confluence de nombreux petits torrents qui descendent du massif granitique de la Maladetta. Ces torrents subissent de nombreuses pertes quand ils passent du granite aux calcaires. Celles-ci se manifestent par des dépressions brutales, importantes, dans lesquelles s'engouffrent les eaux torrentielles. Ces dépressions, que les montagnards espagnols appellent Forats, sont ici très nombreuses et toutes les vallées secondaires qui aboutissent à l'Esera en sont perturbées. Le plus célèbre de ces Forats, est le Forat de Aigualluts plus connu dans la littérature hydrogéologique sous le nom de Trou du Toro. Il détermine, on le sait depuis les mémorables expériences de N. Casteret, la disparition du Torrent de Barrancs qui réapparaît au Güells del Jueu, près de 4 km au NE, dans la vallée de l'Artiga de Lin. Là, il se mêle aux eaux du canal de la Rivereta, descendant de la crête de la Pene Nere et du Pico Toro, pour former le rio de Jueu. Celui-ci se jette à Las Bordas (Val d'Arán) dans le rio Garona qui, après la frontière, deviendra notre Garonne.

On peut admettre qu'une faible partie des eaux du torrent de Barrancs, après la perte du Trou du Toro, puisse avoir un courant souterrain dirigé non pas vers le NE pour sortir au Güells del Jueu mais vers le NW pour alimenter l'Esera. De toutes façons, les eaux de l'Esera proviennent, pour leur grande majorité, de la réunion du torrent de Paderna et du torrent qui descend du Pico de Paderna pour rejoindre le Plan des Etangs (Plan dels Estanys). L'Esera ainsi formé, après un cours sensiblement E-W pendant deux km fait, au niveau de l'Hospital de Benasque, une courbe qui l'amène à la direction NE-SW qu'il gardera sensiblement jusqu'à sa confluence avec le rio Cinca un peu en aval de Graus. Cette uniformité de direction ne sera rompue que par le coude brusque dû à la présence de la Sierra de Chia, au niveau de Castejón de Sos.



Le Carbonifère de la haute vallée de l'Esera repose sur les calcaires marmoréens du Dévonien, eux-mêmes pris entre la terminaison orientale du massif granitique de Lys-Caillaouas et la terminaison occidentale du massif granitique de la Maladetta. C'est dans cette région que les découvertes les plus intéressantes ont pu être faites; une carte géologique détaillée au 1/25.000° de cette région permettra de se rendre compte de la complexité de cette partie du gisement (dépliant B).

b) La deuxième grande partie est constituée par l'importante crête de Salies qui, orientée sensiblement du N au S, sépare la haute vallée de l'Esera de la haute vallée du rio Negro qui appartient elle-même à la troisième partie du Synclinorium du Plan des Etangs.

Cette crête, qui forme une dorsale importante dans le paysage, est constituée par le massif entourant le pico de los Negros (2535 m) et par le pic de Salies (2573 m).

c) La troisième partie est formée par le tronçon compris entre la haute vallée du rio Negro et le rio de Valartiés.

Le rio Negro prend sa source à l'Estany Nere, immédiatement à l'E du Pico Forcanada et suit une direction assez uniforme du SW vers le NE. Après avoir coulé dans le lambeau de sédiments dévoniens qui s'enfonce dans le massif granitique de la Maladetta pour aboutir sensiblement au Tozal de Fontana, le rio Negro traverse, lui aussi, le massif de la Maladetta et aboutit enfin, par une large vallée, dans la bande carbonifère.

Le fond de la vallée est encombré par d'épais éboulis dont l'épaisseur, en certains points, peut atteindre 100 m. L'été, il arrive fréquemment que le niveau de l'eau descende nettement au-dessous des alluvions à la surface desquelles s'est développé le tapis végétal. La circulation des eaux

est encore très rapide; il s'agit ici d'un véritable torrent "sous-alluvionnaire".

Le rio Negro quitte les sédiments houillers sensiblement sous l'entrée septentrionale du Tunnel de Viella, et va ensuite, après avoir traversé une importante série dévonienne, se jeter dans le rio Garona à Viella. Le rio de Valartiés, que je prendrai comme limite orientale du synclinorium du Plan des Etangs, est relativement moins important. Il descend également du massif granitique de la Maladetta et, après avoir traversé l'apophyse granitique d'Artiés, se jette à Artiés, dans le rio Garona. Ce canevas géographique étant établi, j'aborderai maintenant la stratigraphie du Carbonifère du Plan des Etangs.

B) Etude géologique

a) Historique

L'ensemble des grès et schistes du Plan des Etangs fut considéré comme silurien par les premiers auteurs ayant étudié la région. Hebert et Leymerie, notamment, confondaient les grès et schistes du Plan des Etangs avec les schistes carburés du Gothlandien. Leymerie, lui-même, en dépit de ses vastes connaissances sur la géologie pyrénéenne, était amené à supposer une absence totale du Houiller dans les Pyrénées centrales. Ce géologue avait pourtant souligné la présence de "grauwackes à empreintes végétales".

Durocher (1844), à partir d'observations qu'il fit en 1841, range la plupart des gisements carbonifères dans le terrain de transition comme le montrent la carte et la

coupe de son mémoire.

Schmidt et Gourdon reconnaissent, quant à eux, l'âge carbonifère des formations schisto-gréseuses comprises entre le port de Benasque et le massif granitique de la Maladetta. La découverte par Gourdon de vestiges végétaux parmi lesquels Zeiller reconnut :

Sigillaria scutellata Brongn

Calamites suckowi

Calamites sp.

Lepidodendrée

Halonia ?

permet à ce célèbre paléobotaniste d'affirmer que "malgré leur petit nombre, des empreintes étaient suffisantes pour affirmer que les schistes du Plan des Etangs appartenaient au terrain houiller".

Dans sa thèse sur les Pyrénées de l'Aragon, Dalloni (1910) reconnaît l'extension géographique du gisement; par comparaison avec les schistes et grès de la vallée du rio Escarra où il avait découvert, comme je l'ai rappelé plus haut, de beaux exemplaires de :

Sphenopteris obtusiloba Brongn.

Neuropteris schlehani Stur.

Alloipteris essinghi (Andrae) Potonie

Meriopteris acuta (Brongniart) Zeiller

il attribue aux schistes et grès de la région du Plan des Etangs un âge westphalien. Pour Dalloni, cet ensemble est discordant sur le Dévonien sous-jacent.

En 1951, l'Ingénieur des Mines espagnol Juan de Lizaur y Roldan publie un travail détaillé sur les sources de la Garonne et du rio Esera. Il apporte ainsi de nombreuses précisions hydrogéologiques à l'oeuvre de N. Casteret. Toutefois il ne se livre pas à une étude stratigraphique des formations

carbonifères ce qui l'amène, dans la carte au 25.000° qui illustre son étude, à accorder une très large place au Silurien et à rapporter à cet étage de nombreux affleurements carbonifères.

B.G. Escher (1953) reprend les travaux de l'auteur précédent, les complète d'après les observations préliminaires de ses élèves de Sitter et Zwart et aboutit à un bloc diagramme destiné à montrer la trame géologique de la région du Trou du Toro et du Güells del Jueu. Il est intéressant de remarquer que ce bloc diagramme montre le Carbonifère en concordance absolue sur le Dévonien sans que l'auteur, dans son texte, souligne ce trait tectonique important.

En 1960 Kleinsmiede, de l'Ecole géologique de Leyde, s'attachant à l'étude détaillée de la géologie du val d'Arán, établit une série stratigraphique extrêmement précise et pousse très loin l'analyse de détail. Il arrive, comme il se doit à conclure au caractère paralic du bassin. Toutefois, comme Dalloni, il représente cette série grésoschisteuse discordante sur les sédiments dévoniens sous-jacents. Fait curieux, ni Dalloni, ni Kleinsmiede ne tirent de conclusions tectoniques de la discordance qu'ils décrivent. Cette discordance eut pourtant été une illustration inespérée des premières phases tectoniques de l'orogénèse hercynienne.

- b) Stratigraphie et étude géologique des formations voisines :
Anté-gothlandien, Gothlandien, Granite du Lys-Caillaouas,
Granite de la Maladetta, Dévonien.

Avant d'aborder l'étude détaillée de la stratigraphie du Carbonifère du Plan des Etangs, j'indiquerai, brièvement, les caractères principaux des formations voisines, qu'elles soient antérieures ou postérieures.

- Les massifs granitiques :

- + Le massif du Lys-Caillaouas. Cet important massif, dont la majeure partie se trouve en France, vient buter contre la partie occidentale du Plan des Etangs. La partie française a été étudiée récemment très en détail par Clin (1959) et le versant espagnol par Clin, de la Roche, Lelong et Poty (1963). Ces auteurs ont pu paralléliser la répartition des faciès ignés avec la "succession des principales unités lithologiques dans les séries paléozoïques granitisées". Cette observation, liée à une étude géochimique systématique, mettant en évidence les grandes ressemblances entre les faciès paléozoïques et les faciès ignés, conduit ces géologues à attribuer au massif du Lys-Caillaouas une origine synorogénique, par granitisation affectant les différents niveaux paléozoïques sans perturber leur ordonnance ni certains de leurs plus importants caractères chimiques.

Le massif de Lys-Caillaouas est coupé en deux par un accident important, la faille de Caillaouas et bordé sur une grande partie de sa limite méridionale par la faille de Consaterre, accident qui suit approximativement le thalweg du rio Astós.

La faille de Caillaouas se prolonge vers l'E, borde au N une grande partie du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs, et vient aboutir au début du synclinorium de Espot-Andorre.

- + Le Massif de la Maladetta. La pétrographie détaillée de ce massif est en cours d'étude et je ne donnerai ici que quelques indications géographiques destinées à éclairer

les relations de la roche éruptive avec le Carbonifère du Plan des Etangs.

Ce massif, cœur des Pyrénées espagnoles, est l'un des plus développés de tous les massifs granitiques des Pyrénées. Les plus hauts sommets des Pyrénées, Aneto et Maladetta, y sont édifiés; ce granite constitue en outre le berceau des plus grands glaciers pyrénéens.

L'extrémité occidentale du massif se trouve au niveau de la vallée de l'Esera et, en effet, seuls quelques mètres carrés de granite affleurent sur la rive droite du torrent. La limite orientale est située plus de 40 km à l'E, dans la région de San Maurici.

- Les formations anté-dévonniennes

J'ai déjà schématisé certaines de leurs caractéristiques dans le chapitre 1 de la deuxième partie. Elles se présentent ici sous leur faciès classique tant en ce qui concerne les formations anté-gothlandiennes que les schistes carbonifères du Gothlandien. Notons cependant que certains lambeaux gréseux carbonifères ont été longtemps considérés comme anté-gothlandiens. Je pense, en particulier, aux formations de la région des Baños de Benasque.

Je ne mentionnerai, à titre de curiosité, qu'un petit affleurement de schistes gothlandiens sous le port de Benasque, apparaissant, en anticlinal extrêmement aigu et faillé, au milieu des calcaires marmoréens du Dévonien. Cet aspect tectonique est clairement représenté sur la fig. 21, faite au niveau du Plan des Etangs proprement dit.

- Les formations dévoniennes (Pl. I)

Elles méritent, quant à elles, une mention particulière.

En effet, le Dévonien, dans le voisinage du massif de la Maladetta, possède une épaisseur légèrement réduite. De plus, il prend un aspect marmoréen blanc des plus nets et peut se présenter soit à l'état de plaquettes qui se délitent avec une extrême facilité, soit à l'état de marbres massifs bien représentés, par exemple, dans les environs des Baños de Benasque. J'ai pu dans ces formations, trouver un échantillon de :

Favosites eifeliensis Goldfuss

caractéristique du Dévonien moyen et particulièrement de l'Eifélien (pl. 8 phot. et r.). La comparaison de cet échantillon avec d'autres échantillons que j'avais découvert dans la vallée du rio Astós m'avait permis, en 1965, de paralléliser les "séries normales" avec la série dévoniennne voisine de la Maladetta.

Par ailleurs, un caractère assez important du Dévonien de cette région est la présence de nombreux tufs interstratifiés contemporains de la sédimentation. J'ai pu étudier ces roches en de nombreux endroits et en particulier entre les Bains et l'Hospital de Benasque ainsi que dans la vallée de la Escaleta. Dans tous les cas, je crois pouvoir rapprocher ces formations des schalsteins déjà décrits dans la région de la Lahn où ils sont couramment associés aux spilites et aux kéraatophyres givétiens. Ces roches furent ici, probablement émises à l'Eifélien et elles semblent être la conséquence de signes avant-coureurs d'une phase hercynienne précoce (phase bretonne) décelable par des manifestations nettement plus affirmées dans le territoire situé au N et étudié par Jlin (1959).

Je serai amené à poser, dans le chapitre deuxième de la Troisième partie de ce travail, le problème de l'âge de la partie supérieure de ces formations calcaires. Rien ne prouve, en effet, dans l'état actuel de nos connaissances, que les calcaires situés immédiatement sous les grès et les schistes ne soient pas déjà carbonifères.

Toutefois, pour ne pas alourdir inutilement le texte, je continuerai dans le courant de cette étude stratigraphique à rattacher au Dévonien cet ensemble calcaire.

c) Etude des coupes stratigraphiques détaillées

- Généralités et localisation des coupes

En général, la stratigraphie des formations sédimentaires du Plan des Etangs est assez simple. Leur puissance maximale est de l'ordre de 700 m, elles sont essentiellement constituées par une alternance monotone de grès feldspathiques en bancs souvent épais, séparés par des niveaux schisteux. La grande monotonie de cette série est, à divers reprises, interrompue par des passées calcaires de quelques mètres qui, sur le terrain, constituent d'intéressants repères cartographiques et par des décharges de poudingues assez irrégulières quant à leur étendue.

Afin de donner une idée aussi complète que possible des formations du Plan des Etangs, je décrirai une série de coupes levées dans l'ensemble du synclinorium. Ces coupes, orientées sensiblement N-S, sont situées :

- au niveau du Plan des Etangs sensu-stricto
- au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta
- au niveau du Forat de Aigualluts et du Pico de Pomero
- dans la vallée du rio Negro
- dans l'extrémité orientale du synclinorium.

= Coupe au niveau du Plan des Etangs sensu-stricto (fig. 21)

J'ai gardé à l'ensemble du synclinorium le nom de Plan des Etangs et j'appellerai Plan des Etangs sensu-stricto la région située sous le port de Benasque et nommée, en toponymie catalane, Plan dels Estanys. La fonte des neiges détermine là, des étangs assez importants qui, au cours des mois chauds, se résorbent pour ne laisser subsister que quelques mares permanentes.

Il est fâcheux que le Plan des Etangs sensu-stricto ait été l'endroit du synclinorium le plus étudié car le contact avec le Dévonien y affecte, de manière trompeuse, les allures de la discordance.

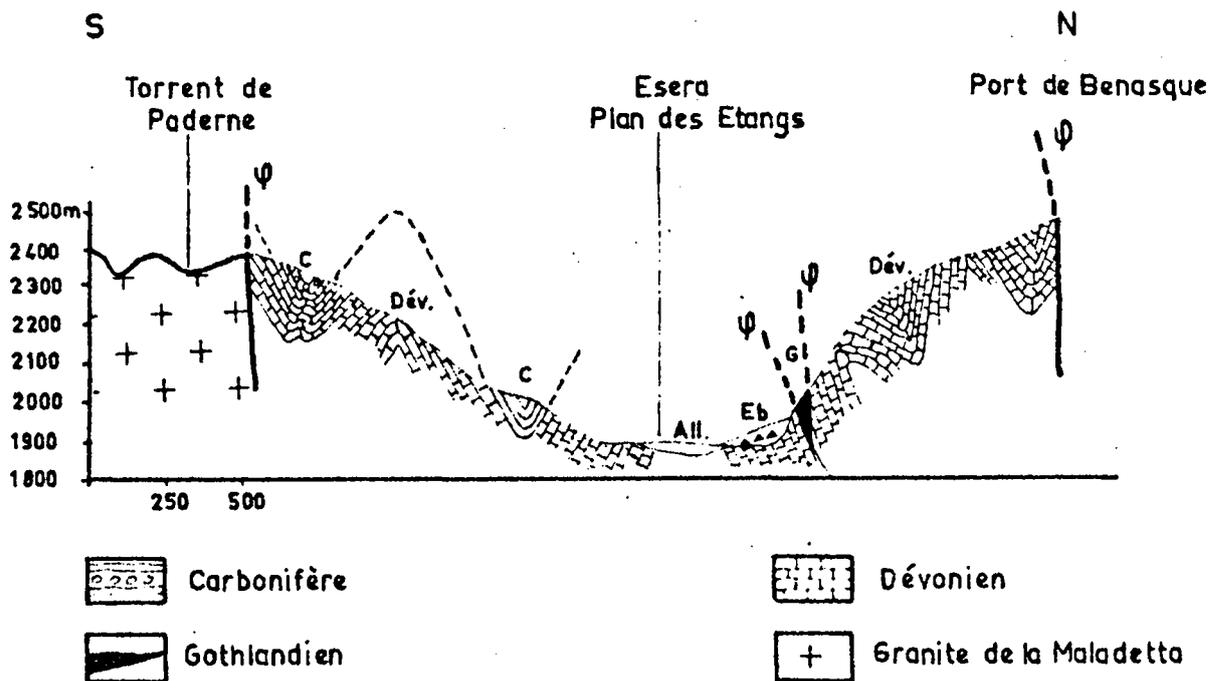
Cette illusion d'optique, déjà dénoncée (Delattre et Waterlot, 1963), est représentée fig. 24. J'y reviendrai lors de l'étude tectonique du synclinorium.

L'illogisme de cette discordance gêna particulièrement les tentatives de synthèse paléogéographiques du Carbonifère pyrénéen.

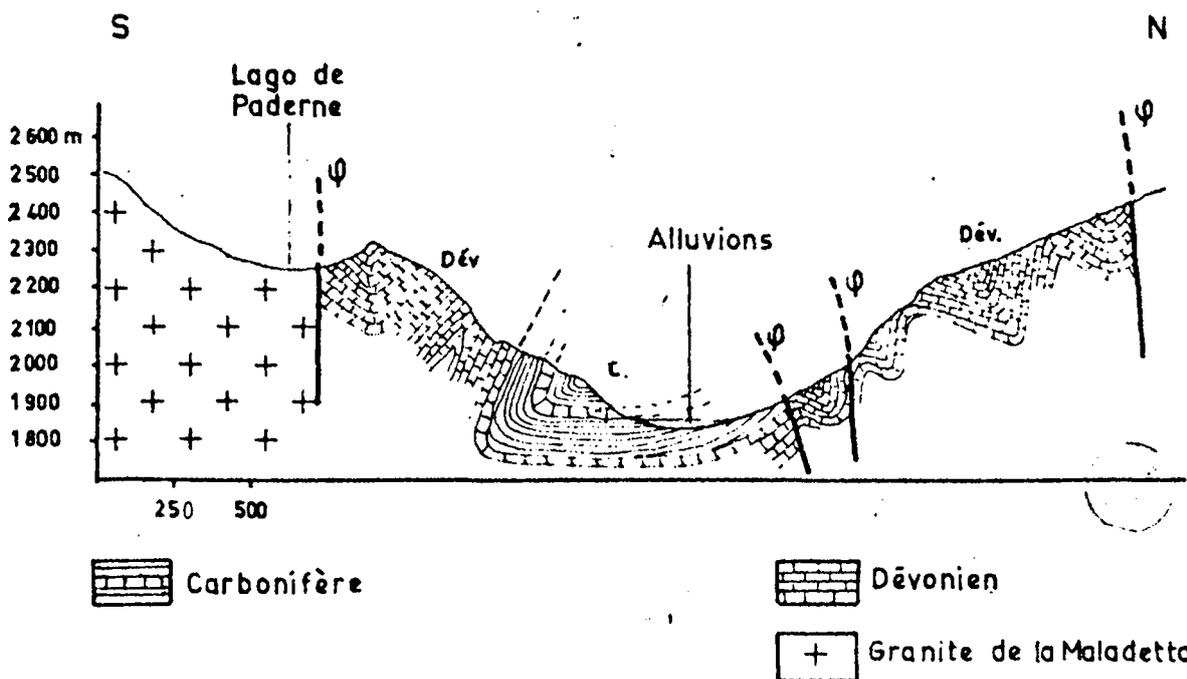
Le Plan des Etangs s.s est intéressant à un autre titre car il est pratiquement le seul endroit où il m'ait été donné de trouver des faunes déterminables m'ayant permis d'éclairer d'un jour nouveau l'âge des formations basales.

Une coupe au niveau du Lago de Paderne (fig. 22), une coupe au niveau du Plan des Etangs s.s (fig. 21) et le profil stratigraphique (fig. 23) appuieront la description détaillée qui suit.

Le Plan des Etangs s.s permet d'observer essentiellement le contact normal avec les formations dévoniennes ainsi que la première moitié de la série carbonifère.



COUPE N-S AU NIVEAU DU PLAN DES ETANGS (S. S.) Fig. 21



COUPE N-S AU NIVEAU DU LAGO DE PADERNE Fig. 22

STRATIGRAPHIE DU PLAN DES ETANGS S/S

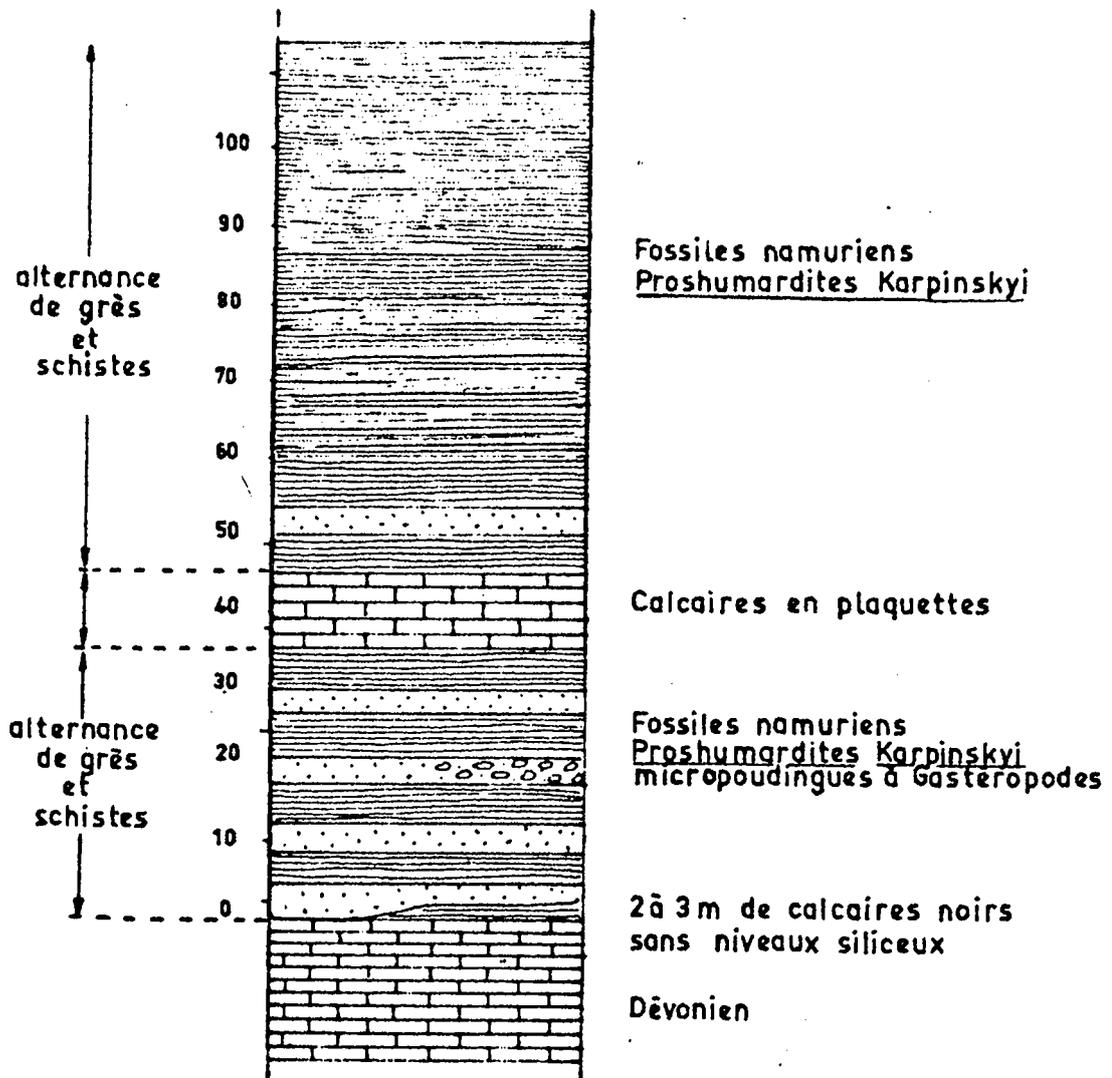


Fig. 23



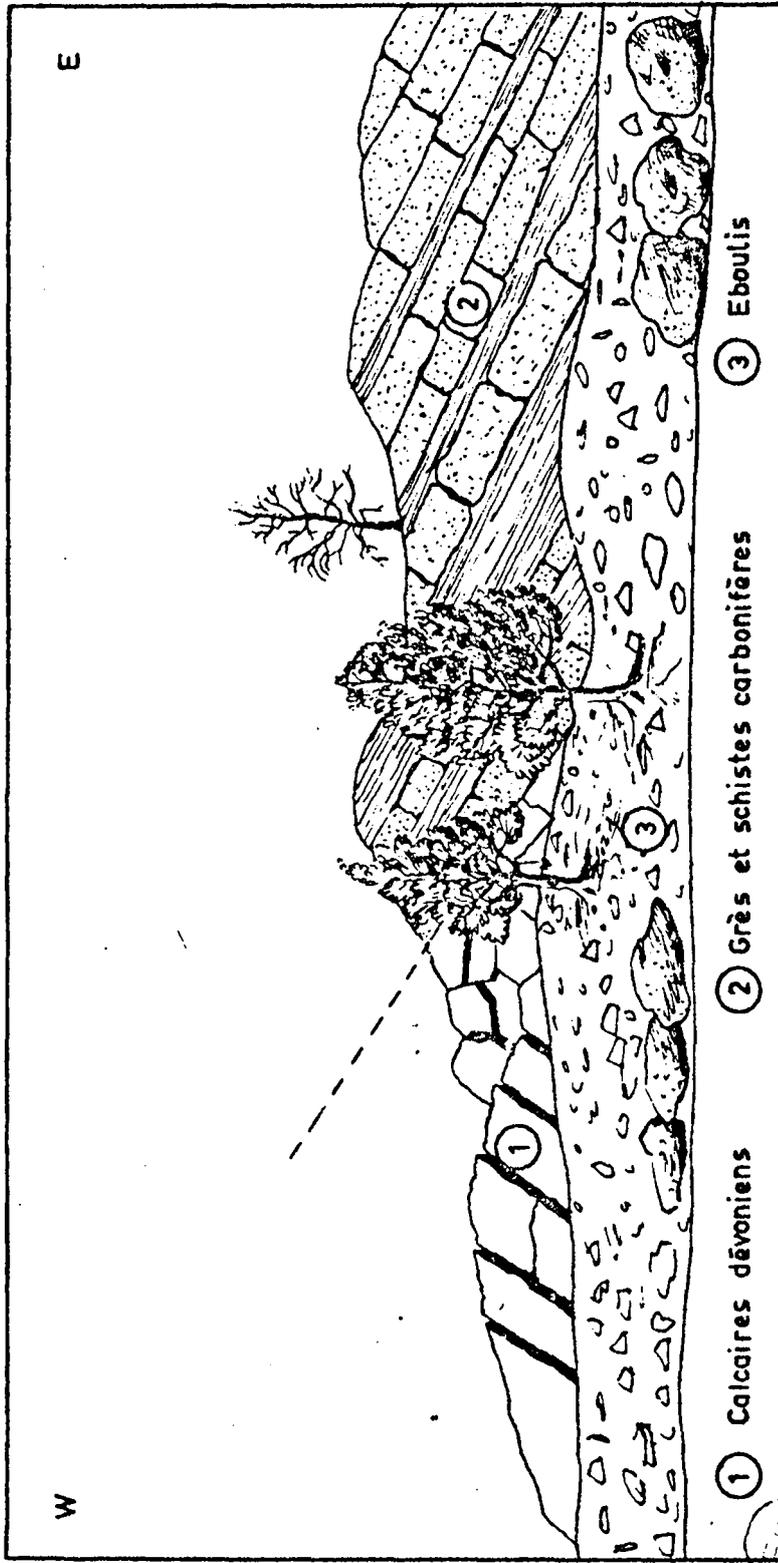


Fig. 24 PSEUDO-DISCORDANCE DU PLAN DES ETANGS

Sur les calcaires blancs en plaquettes du Dévonien se trouvent deux à trois mètres de calcaires noirs très finement lités dont la cassure est volontiers esquilleuse. Ces formations calcaires ne contiennent aucun niveau siliceux et supportent les premiers sédiments nettement carbonifères qui se présentent quelquefois à l'état de schistes, quelquefois sous forme d'un gros banc de grès feldspathique. De toutes manières, après ces variations de la base, la série devient vite homogène et offre une alternance régulière de grès feldspathiques et de schistes micacés grossiers. Un aspect de la base des formations carbonifères au Plan des Etangs s/s est schématisé sur la fig. 24, qui, outre la pseudo-discordance, montre les premiers niveaux carbonifères détritiques. Cette première série, grés-schisteuse, comporte quelques faibles passées de micropoudingues.

Les micropoudingues passent vers l'W et l'E à des poudingues nettement plus francs. J'aurai l'occasion d'en parler plus abondamment dans la description des coupes situées à l'E du Plan des Etangs. Toutefois, il est assez important de signaler à l'W du Plan des Etangs, un fort développement de ces formations conglomératiques visibles à la faveur des petits synclinaux carbonifères situés sous la crête allant du Pico de la Valleta au Pico de Paderna. Les poudingues y atteignent là une puissance de deux mètres et les galets, essentiellement quartzeux, peuvent mesurer de 2 à 3 cm. La fig. 22 rend compte de la présence de ces gros bancs de poudingue, un peu à l'E du torrent de Paderne. Par contre, dans les affleurements carbonifères situés encore plus à l'E, entre l'Hospital et les Bains de Benasque, je n'ai jamais observé de formations conglomératiques franches.

La première partie de cette série carbonifère se continue, après les microconglomérats, par des schistes grossiers et des grès feldspathiques surmontés par un niveau de calcaires rubannés, en plaquettes, d'une dizaine de mètres de puissance. La régularité de ce niveau lui permet d'être utilisé comme repère cartographique.

Il est particulièrement visible, par la dissection qu'en fait une cascade de l'Esera, dans un vieil enclos à bestiaux, au fond d'une reculée débouchant dans la partie SE du Plan des Etangs. Une découverte paléontologique heureuse m'a permis de trouver ici, sous les calcaires rubannés en plaquettes une faune de Goniatites que M. J. Chalard a bien voulu déterminer comme Glyphioceratidés, famille dont l'apogée a lieu à la base du Namurien. L'étude de ces faunes et leur comparaison avec les exemplaires décrits par Schmidt (1951) et Mirouse (1962) permettent de rattacher ces formes à ;

Proshumardites karpinskyi Rauser-Tschernoussowa

Les échantillons (Ph₁₉ et IO,Pl₈) sont tous aplatis et leur diamètre moyen est de l'ordre de 40 mm. Certains d'entr'eux, dont je possède le bord ventral, montrent clairement que la section de P. Karpinskyi devait être nettement arrondie. L'ombilic est toujours étroit, pratiquement punctiforme.

L'ornementation externe se compose de courbes subconcentriques au relief nettement accusé, aiguës, séparées par des stries en creux, aussi régulières.

Cette ornementation n'est interrompue que par endroits à la faveur de constriction importantes qui, toutefois, n'existent pas sur tous les échantillons. La ligne de suture n'est entièrement visible sur aucun des échantillons, mais une reconstitution synthétique permet de penser que le lobe ventral, net, est séparé par une selle médiane importante,

en deux lobes aciculés. La première selle latérale présente des caractères assez différents suivant la taille, donc l'âge, de l'individu. Le lobe latéral se partage en trois lobes secondaires. Je n'ai pas pu observer de manière satisfaisante la deuxième selle latérale en raison de l'état de conservation des échantillons.

La série primitivement considérée comme westphalienne apparaît donc plus complète. La découverte de Namurien inférieur à une trentaine de mètres au-dessus des sédiments dévoniens permet de penser que l'extrême base des formations carbonifères du Plan des Etangs pourrait être dinantienne. Je pense, en particulier, aux minces niveaux calcaires que l'on trouve parfois entre le Dévonien et les premiers niveaux schisto-gréseux. Une série namurienne de près de 80 m d'épaisseur suivrait alors.

J'ai en effet, découvert d'autres exemplaires de Glyphiocératidés à près de 100 m au-dessus des sédiments dévoniens, donc 70 m au-dessus des exemplaires décrits plus haut. Cette série namurienne supporte les sédiments westphaliens que je vais décrire lors de l'étude des coupes suivantes. Cette hypothèse est à rattacher à la remarque que j'ai été amené à faire, p. 107, sur l'âge éventuellement carbonifère de la partie supérieure des formations calcaires considérées, actuellement, comme dévoniennes.

= Coupe au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta
(Pl. 3, p. 3, fig. 25)

Le refuge de haute montagne de la Rencluse, construit, sur les calcaires dévoniens, à quelques dizaines de mètres

de leur contact avec le granite constitue une excellente base de départ pour l'étude de ces hautes régions pyrénéennes. La coupe (fig. 25) que je figurerai passe approximativement à 200 m à l'E de ce refuge, descend vers le Plan de Villamuerta et remonte ensuite vers le Puerto de la Picada.

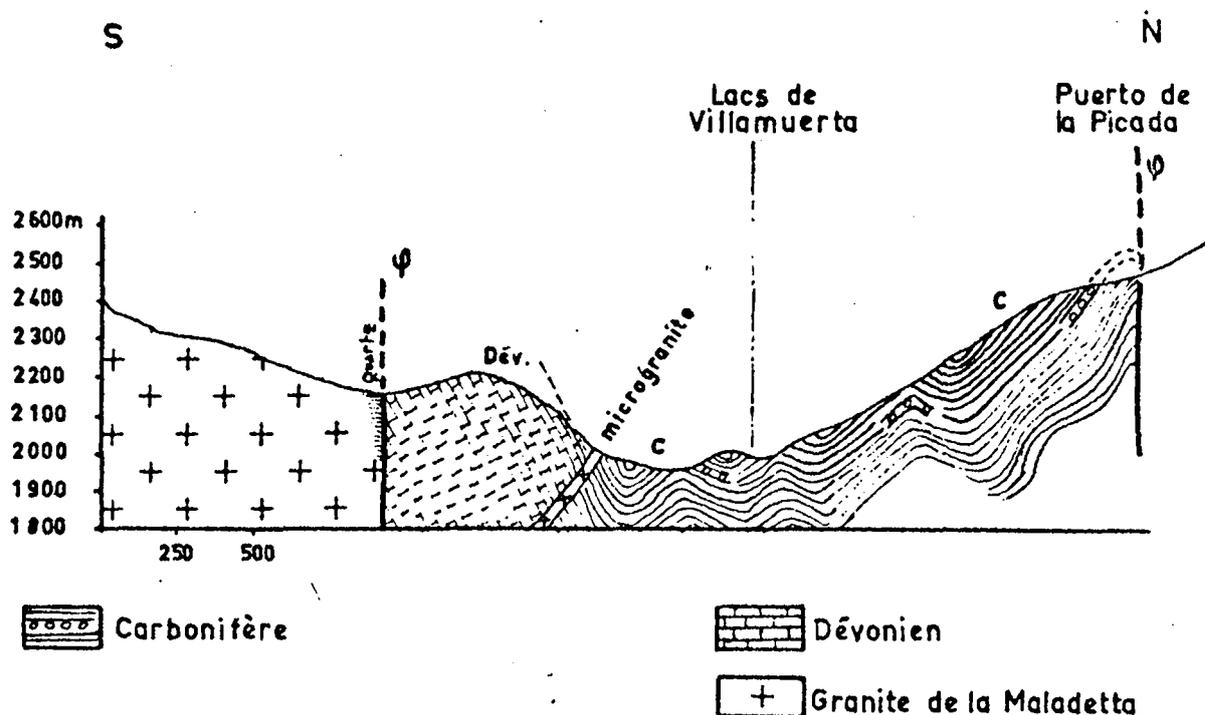


Fig. 25 COUPE N-S AU NIVEAU DES LACS DE VILLAMUERTA

A partir du granite de la Maladetta et en descendant vers la vallée on trouve un filon très important d'un très beau quartz laiteux dont la puissance peut atteindre deux à trois mètres par endroits et qui, sur plus d'un km, jalonne ici la faille séparant le granite des sédiments dévoniens. Ceux-ci présentent peu d'intérêt si l'on excepte la présence de nombreuses passées dolomitiques.

En continuant à descendre vers le fond de la vallée on aboutit à une petite dépression située sensiblement à l'endroit où le chemin qui descend de la Rencluse bifurque pour rejoindre d'une part la vallée de l'Esera et d'autre part, le val d'Aran. Cette dépression montre une coupe intéressante (fig.26) permettant d'étudier le contact du Dévonien et du Carbonifère. Ici, encore, le contact est manifestement concordant, comme le montre, outre la fig.26, la photo 2 de la planche 3.

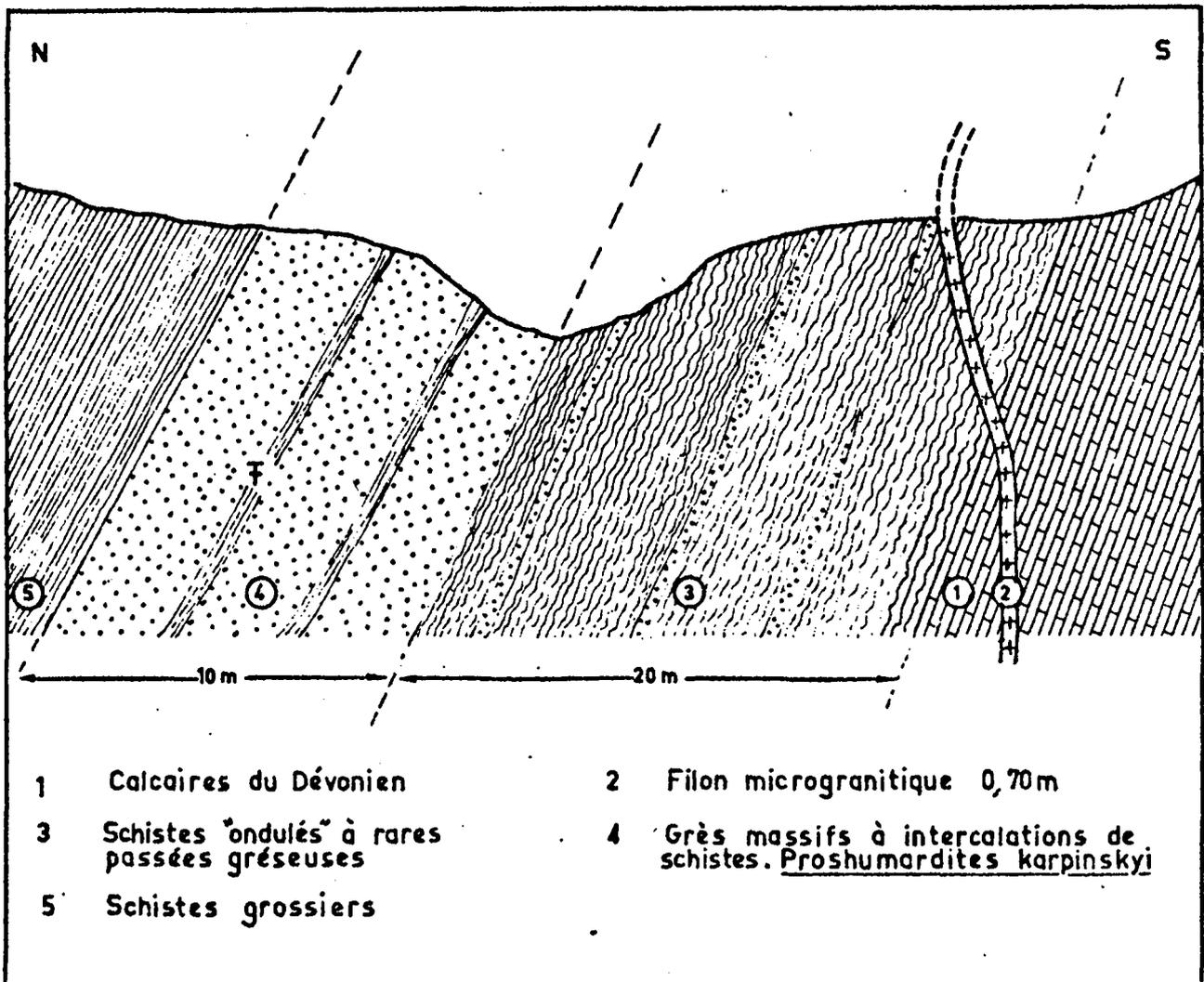


Fig. 26

Contact entre le Dévonien et le Carbonifère
Coupe levée entre la Rencluse et les lacs
de Villamuerta

Les premiers sédiments carbonifères constituent une masse d'une vingtaine de mètres de schistes noirs, assez grossiers ayant subi de nombreuses microdéformations qui leur donnent une allure ondulée. Quelques rares passées de grès mal cimentés viennent s'intercaler dans cette série de base. Il n'y a aucun niveau calcaire ici entre les schistes carbonifères et les derniers sédiments calcaires dévoniens (fig. 27).

La série se continue par de gros bancs grésos-feldspathiques atteignant 2 à 3 m d'épaisseur, séparés par des niveaux schisteux dans lesquels j'ai trouvé des exemplaires de :

Proshumardites karpinskyi

Au sommet de cette première série gréseuse, dans des niveaux très riches en débris de plantes, j'ai observé un exemplaire de Calamites malheureusement en assez mauvais état de conservation et dont l'extraction s'est avérée impossible.

Cet échantillon ne montre que la partie médiane d'un article et, en conséquence, le mode de relais des côtes d'un article à l'autre n'a pu être mis en évidence. Il nous est impossible de savoir, en conséquence, si nous sommes en présence d'une Archéocalamite ou d'une Calamite qui laisserait supposer que nous sommes déjà ici dans le Westphalien.

Ici localement, les niveaux calcaires observés au Plan des Etangs n'existent pas. Les niveaux que nous venons d'étudier se replient maintenant en un petit synclinal, bien visible sur la fig.25.

En remontant vers le N, on trouve immédiatement après ce synclinal une série de replis synclinaux et anticlinaux aux formes assez lourdes. L'ensemble vient buter, au niveau du Puerto de la Picada, sur le prolongement de la faille de Caillaouas qui met le Carbonifère en contact avec les formations anté-gothlandiennes. La partie septentrionale de la coupe apporte d'intéressants compléments stratigraphiques.

BASE DE LA SÉRIE CARBONIFÈRE
AU NIVEAU DE LA RENCLUSE ET DES
LACS DE VILLAMUERTA

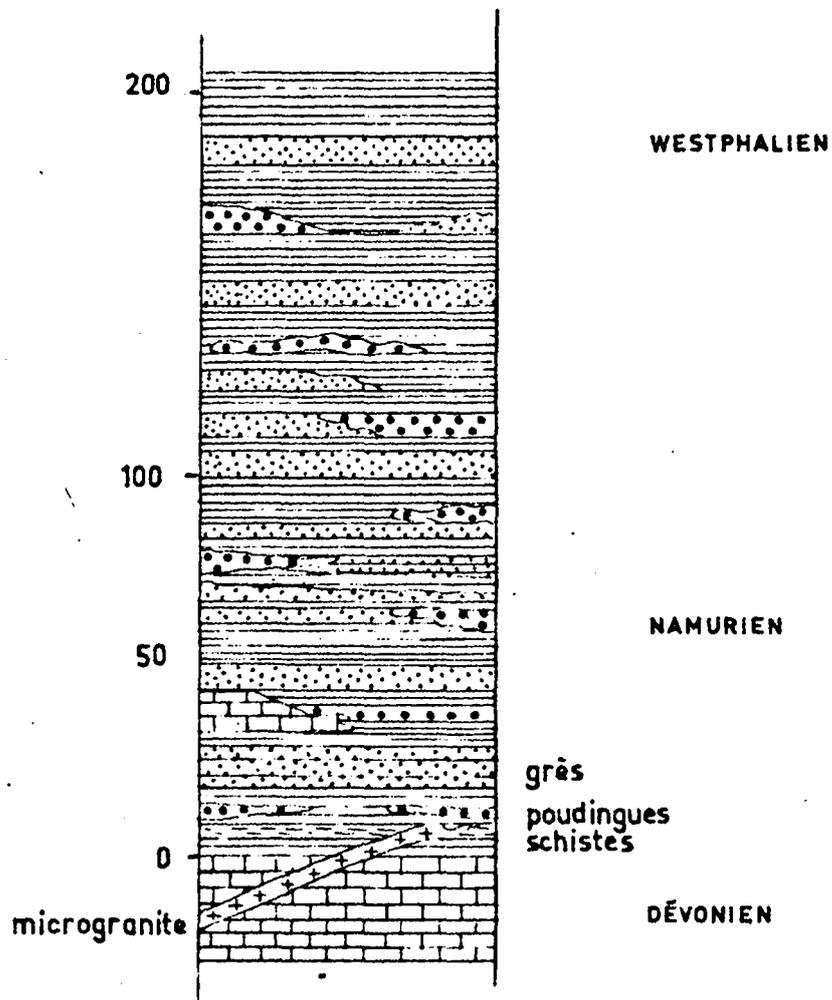


Fig. 27



En effet, non seulement elle permet de retrouver les calcaires rubannés en plaquettes que nous n'avions pas encore vu ici, mais encore elle offre de beaux affleurements des formations westphaliennes dont la description détaillée sera faite, à l'occasion de leur développement maximum au cours de l'étude d'une coupe passant par le Forat des Aigualluts (Trou du Toro).

Je signale toutefois la découverte d'un assez bel exemple d'une feuille de :

Cordaites sp.

La longueur de la feuille est de 25 cm et la plus grande largeur atteint 27 mm. L'état de conservation du fossile n'est pas assez bon pour une détermination spécifique mais, en de nombreux endroits, la structure est quand même suffisamment préservée pour qu'on y observe de belles nervures parallèles, continues et disposées tous les demi-millimètres.

- Coupes au niveau du Forat de Aigualluts et du Pico de Pòmero

L'ensemble du synclinorium commence ici à être de forme beaucoup plus massive. Les nombreux synclinaux qui, plus à l'W, se trouvaient au S de la masse carbonifère principale, sont maintenant coalescents. Cette disposition fait que, au niveau de la confluence entre la vallée de la Escalata et du torrent de Barrancs, par exemple, on observe, du S au N (fig.28) le granite de la Maladetta, une frange dévonienne, un premier synclinal, faillé, (représenté de manière détaillée par la fig.29), un anticlinal de Dévonien formant le massif de la Tuca Blanca, auquel fait suite un grand

synclinorium massif, lourd, dont le flanc nord se relève suffisamment pour laisser réaffleurer, par endroits, des calcaires dévoniens un peu au S de la faille de Caillaouas.

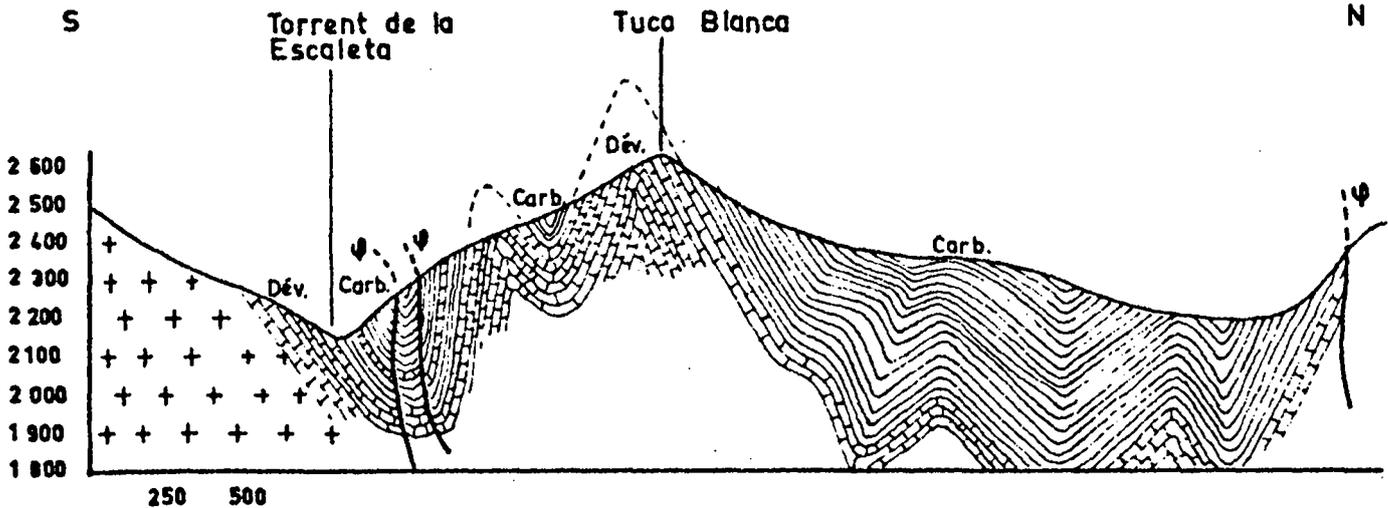


Fig. 28

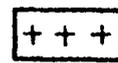
COUPE N-S AU NIVEAU DE LA
TUCA BLANCA (W du Pico de Pomeró).



Carbonifère



Dévonien



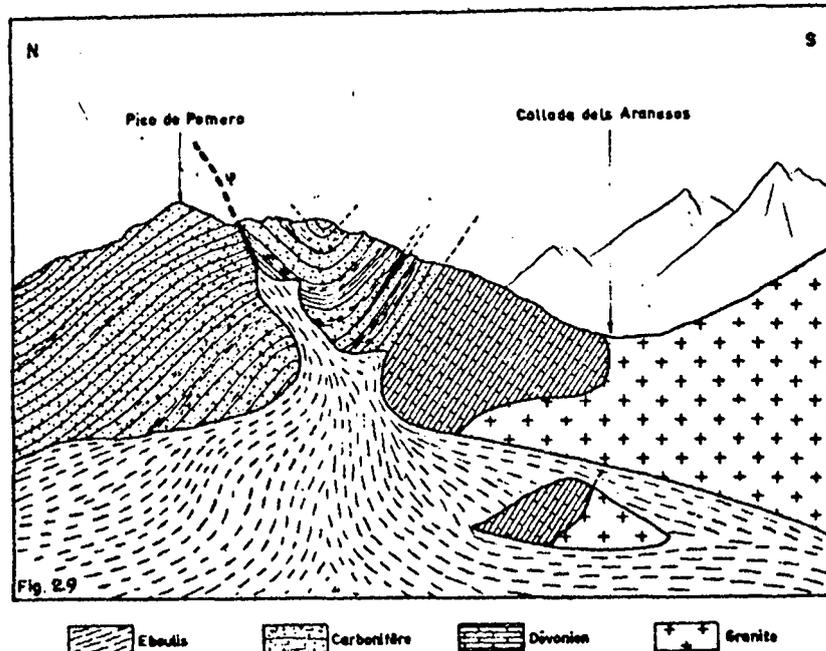
+++ Granite

C'est dans cette partie du synclinorium du Plan des Etangs qu'il est possible d'étudier à loisir les formations westphaliennes car elles y atteignent leur développement maximum.

Outre cette frange réduite signalée plus haut, le Dévonien, on le voit, est bien représenté au S du synclinorium entre le granite de la Maladetta et les sédiments carbonifères. La bande dévonienne que nous avons suivie depuis la Rencluse se divise en trois affleurements distincts. La partie septentrionale constitue, comme je l'ai dit plus haut, les flancs W et E de la Tuca Blanca, et se prolonge, après le sommet, pendant près de 3km avant de

s'envoyer, au-delà du Canal de la Rivereta, sous les sédiments carbonifères qui constituent les premiers contreforts de la crête de Salies.

Cette bande est séparée d'un autre anticlinal élémentaire de Dévonien que j'appellerai anticlinal des Aigualluts par un anticlinal carbonifère qui est le prolongement de celui que j'ai décrit sous la Tuqueta Blanca et au niveau du Pico de Paderna. Cette continuité est corroborée par la présence d'un petit noyau ^{synclinal} synclinal, long de 250 m, situé immédiatement en amont du Forat des Aigualluts, au coeur des formations dévoniennes. L'anticlinal de Dévonien des Aigualluts s'envoie très rapidement vers 2500 m d'altitude et laisse la place, de nouveau, au Carbonifère qui borde, au N, la Valleta de la Escaleta avant de constituer les cîmes massives du Pico de Pomero (Mall de l'Artiga) dont la structure est schématisée par la fig.29



Ce Carbonifère du Pico de Pomero est séparé du granite de la Maladetta par la bande dévoniennne de la Valleta de la Escaleta.

Vue orientée N-S du fond du Plan des Aigualluts (Fig. 30)

On remarquera, à droite, un synclinal carbonifère faillé, au centre un anticlinal couché de calcaires dévoniens reposant en contact anormal sur le Carbonifère. A gauche, de la vue de nouveau le Carbonifère constituant le flanc S d'un synclinal.

Vue schématique N-S du contact, au niveau de la Valleta de la Escaleta, entre la granodiorite de la Maladetta et les calcaires dévoniens. Fig. 31

- 1 - Granodiorite normale
- 2 - Granodiorite sombre, basique
- 3 - Marbres
- 4 - Cipolin massif
- 5 - Cipolin stratifié avec passage progressif aux calcaires marmoréens normaux
- 6 - Eboulis

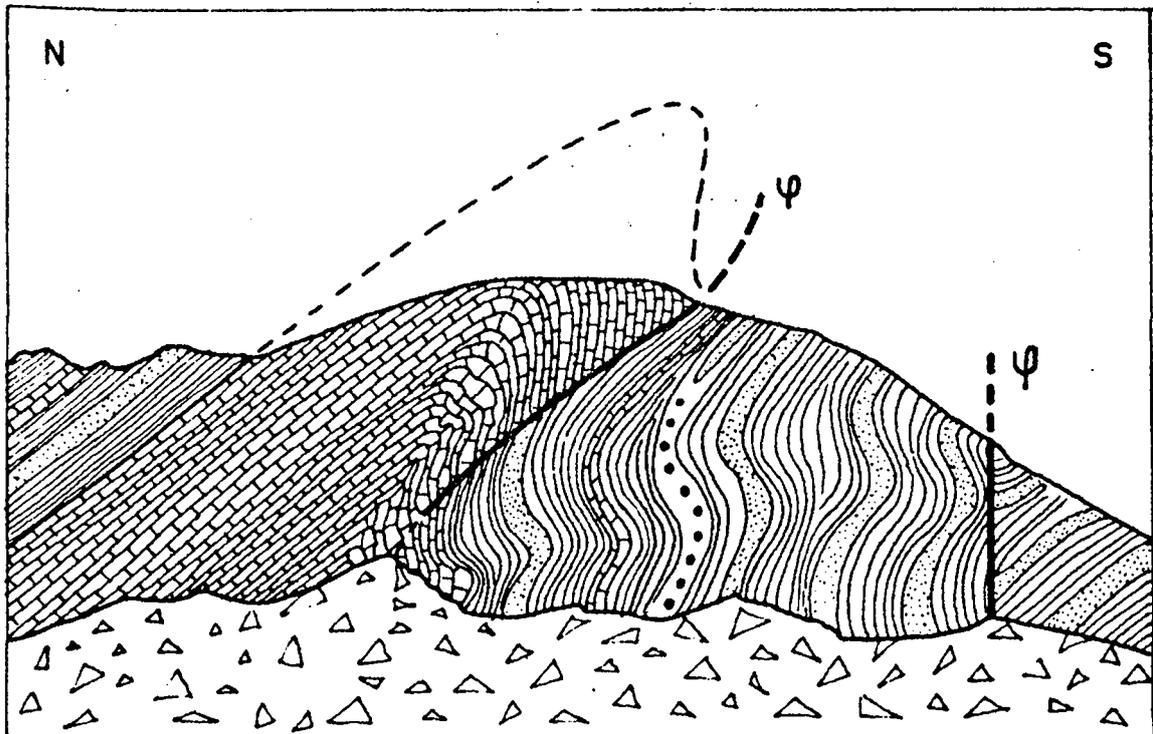


Fig. 30 VUE ORIENTÉE N-S DU FOND DU PLAN DES AIGÜALLUTS

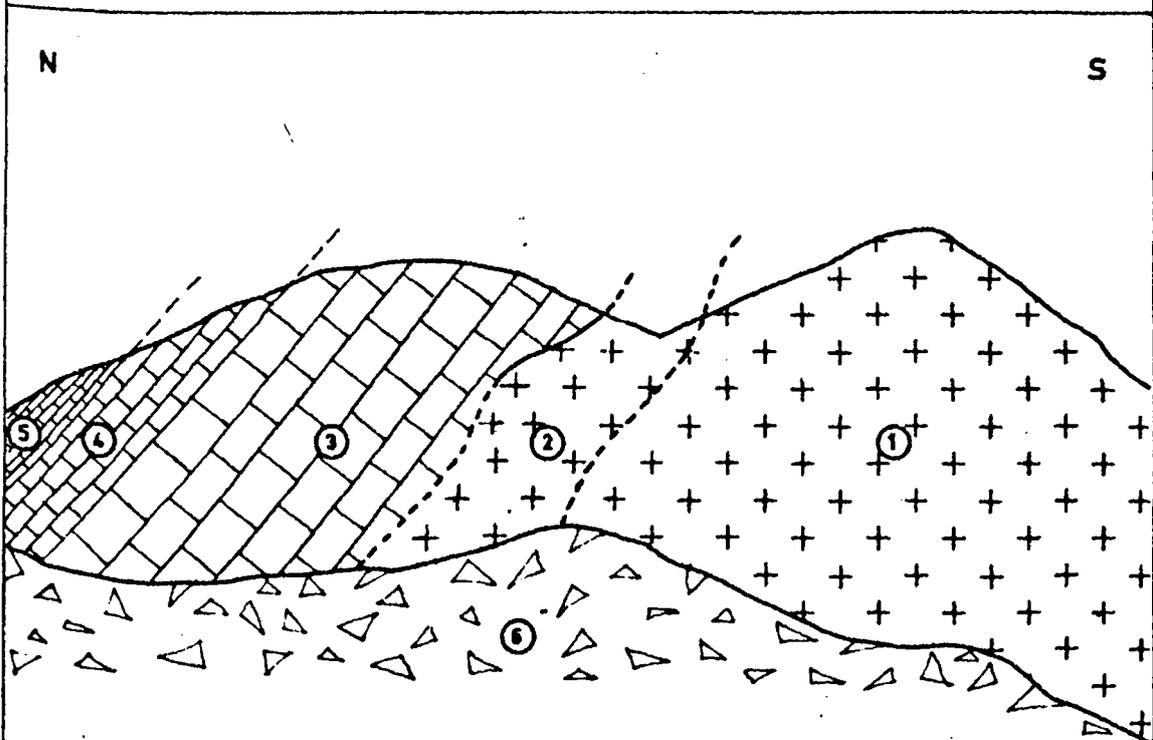


Fig. 31 VUE SCHÉMATIQUE N-S DU CONTACT, AU NIVEAU DE LA VALLETA DE LA ESCALETA, ENTRE LA GRANODIORITE DE LA MALADETTA ET LES CALCAIRES DÉVONIENS.

Dans cette vallée, le Dévonien, bien développé, est extrêmement riche en niveaux que j'ai définis comme étant des schalsteins (pl. I - Photo n° 3). A l'approche du granite de la Maladetta, on peut observer tous les stades de passage, par métamorphisme de contact, entre les calcaires et la granodiorite normale, ce qui montre qu'ici le contact entre le granite et les sédiments dévoniens n'est pas faillé. Un exemple de ce passage est schématisé par la fig. 31 dont la légende, explicative, rappelle les étapes de ce métamorphisme local. La grande pureté originelle des calcaires a empêché ici, localement, le développement des minéraux classiques de métamorphisme de contact de la séquence carbonatée. Il faut remonter un peu dans la Valleta de la Escaleta pour rencontrer des niveaux, assez nombreux, à allures de barrégiennes, tactites qui, on le sait, proviennent de la silicatisation des carbonates des marbres à partir des impuretés argileuses.

Les formations dévoniennes sont ici particulièrement riches en excavations karstiques de toutes tailles. Rappelons simplement la présence du Trou du Toro (photo 2, pl. 4) et signalons l'existence, dans la Valleta de la Escaleta de très nombreuses cavités souvent inexplorées au fond desquelles grondent les eaux descendant de la Maladetta.

Les sédiments carbonifères sont bien développés et leur succession peut être facilement établie (fig. 32).

Au-dessus du Dévonien se trouvent dix mètres de quartzites brunâtres, grossiers, en gros bancs, suivis de 6 à 7 m de grès schistoïdes à stratification souvent imparfaite, toujours mal caractérisée. Les niveaux calcaires que j'ai précédemment signalés au Plan des Etangs s.s n'existent plus ici à l'extrême base du Carbonifère. Après les premières formations détritiques grossières, on observe, avant les premiers niveaux de calcaires rubannés en plaquettes, environ 25 m de grès massif, parfois zoné, mais toujours en très gros

— LA SÉRIE CARBONIFÈRE AU NIVEAU DU PICO DE POMERO —

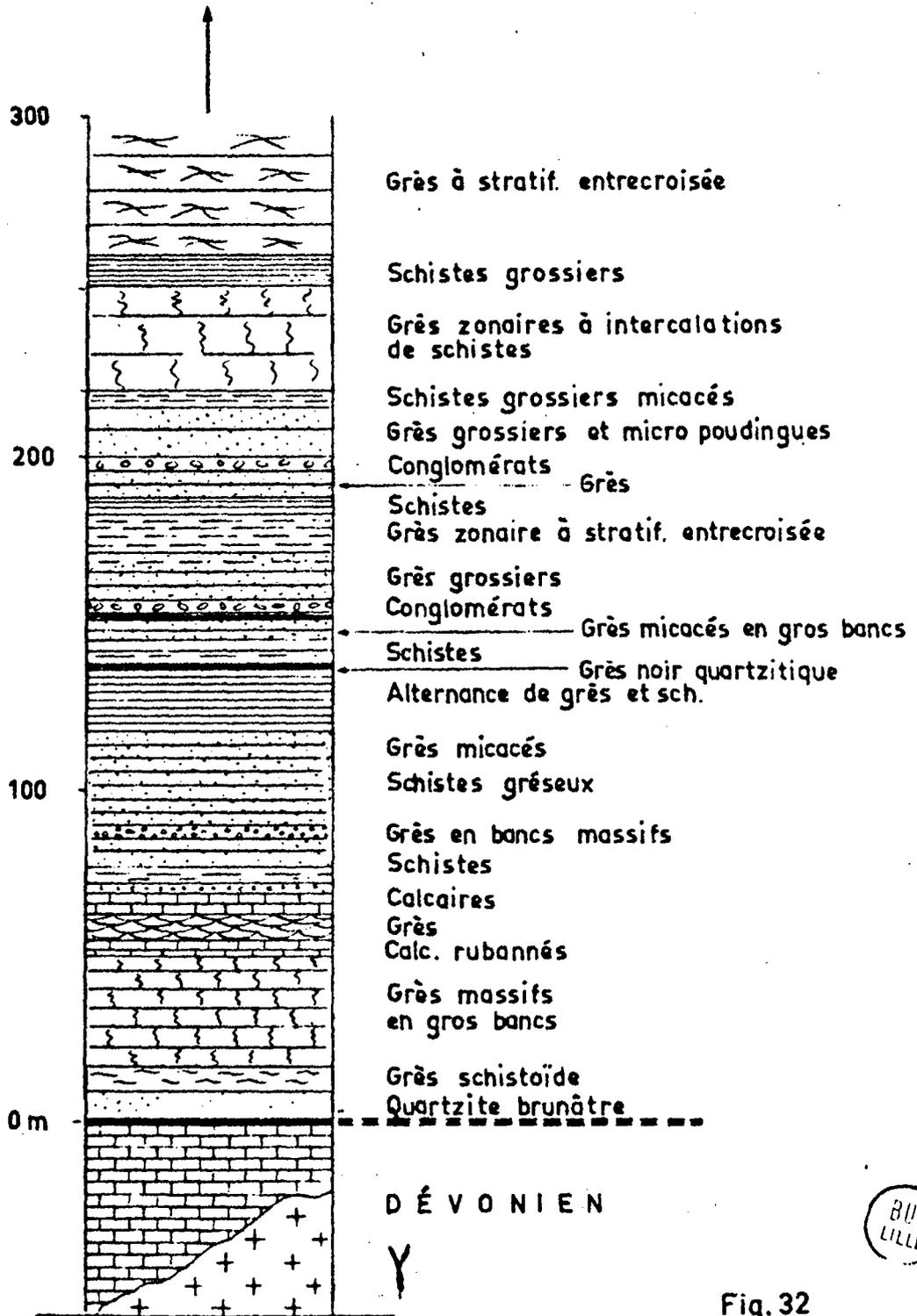


Fig. 32

bancs. Les niveaux calcaires sont ici peu épais et leur puissance est réduite à 3 ou 4 m. Toutefois, nous verrons dans un instant que ce niveau calcaire est double.

Au-dessus du premier niveau calcaire et après un passage progressif, sur 50 cm, allant de calcaires gréseux à des grès légèrement calcaireux, vient une masse d'une dizaine de mètres de grès zonaires, à stratification entrecroisée caractéristique, montrant de forts beaux exemples de "slumping structure". Le deuxième niveau de calcaires rubannés surmonte immédiatement ces formations. Il est, lui aussi, d'une puissance relativement faible puisque l'épaisseur la plus grande ne dépasse pas 4m. Il est utile de remarquer que l'épaisseur totale des calcaires est identique ici à celle consignée dans mes précédentes observations mais que le dépôt calcaire au lieu de se faire sans hiatus a été, au milieu de sa formation, interrompu par une décharge détritique à stratification entrecroisée. Dans la suite de la série stratigraphique cette instabilité se traduira de nouveau par le dépôt de poudingues. La coupe se continue ensuite par une série schisto-gréseuse dont les différents niveaux sont très variés puisque l'on trouve successivement :

- un banc de 50 cm de grès feldspathique grossier à dragées de quartz
- un mètre de grès feldspathique en petits bancs bien réglés de 5 cm d'épaisseur
- 3 m de schistes fins gaufrés, abondamment micacés
- 25 m de grès feldspathique en gros bancs massifs contenant parfois des niveaux très grossiers passant au micropoudingue
- 2 m de schistes gréseux bien lités
- 15 m de grès feldspathique micacé en gros bancs
- 10 m de sédiments montrant une alternance de grès zonaires en bancs de 50 cm et de schistes gaufrés en niveaux de 10 à 15 cm.

- 10 m représentés par une alternance qualitativement semblable mais dans laquelle les niveaux schisteux sont nettement plus fins et ne constituent que de minces intercalations entre les bancs gréseux.
- 1 m de grès noir micacé fin., quartzitique.
- 2 m de schistes noirs, fins
- 5 m d'une alternance de grès feldspathique et de petits niveaux schisteux
- 20 m de grès feldspathique, grossier, micacé, en gros bancs

Cette série schisto-gréseuse, située immédiatement au-dessus du niveau calcaire, est recouverte d'un conglomérat de 5 m de puissance. Les éléments de ce conglomérat sont des galets de quartz, blanc laiteux ou de quartzites noirs très durs, enchâssés dans un ciment gréseux particulièrement résistant souvent même véritablement quartzitique.

Ce premier conglomérat est séparé d'une formation sensiblement identique, quant à l'aspect et la puissance, par une série schisto-gréseuse d'une trentaine de mètres d'épaisseur composée de haut en bas de :

- 3 à 4 m de grès feldspathique grossier
- 5 m de grès feldspathique à intercalations de schistes
- 10 m de grès feldspathique, zonaire ayant, par endroits, une stratification entrecroisée
- 5 à 6 m de schistes noirs souvent gaufrés toujours extrêmement micacés.
- 5 m de grès feldspathique grossier qui passe, au conglomérat par une transformation assez lente du grès grossier en micropoudingue dont la taille des éléments augmente jusqu'à former un véritable conglomérat aussi caractéristique que celui que j'ai décrit précédemment. L'épaisseur de cette formation conglomératique est de l'ordre de 4 à 5 m.

Ce second conglomérat se poursuit par une dernière série schisto-gréseuse composée successivement de :

- 15 m de grès feldspathiques grossiers contenant souvent des lentilles diffuses de micropoudingues. Si la différenciation en conglomérat est graduelle à son mur le passage aux grès grossiers est net et se fait même souvent par l'intermédiaire d'un niveau schisteux noir de quelques centimètres.
- 5 m de schistes grossiers micacés à nombreux débris de plantes
- 30 m de grès feldspathiques zonaires à nombreuses intercalations de schistes
- 10 m de schistes grossiers à schistosité toujours parallèle à la stratification mais extrêmement imparfaite
- 40 m de grès feldspathiques grossiers à stratification entrecroisée à la base sur quelques mètres
- 100 m d'une alternance monotone et régulière de grès feldspathiques à stratification souvent entrecroisée et de schistes micacés grossiers. Cette série contient quelques niveaux de micropoudingues.

En résumé, l'épaisseur des formations dans la région du Plan des Aigualluts et du Pico de Pomero est de l'ordre de 400 m. La série carbonifère, concordante sur le Dévonien, est essentiellement composée d'une alternance monotone de grès feldspathiques et de schistes. Cette série est, à 50 m de sa base, marquée par la présence de deux niveaux calcaires dont l'épaisseur totale n'excède pas 10 m. Par ailleurs, et plus tard, son caractère détritique est souligné par la présence de deux beaux niveaux conglomératiques. Cet ensemble

est donc, en majeure partie, détritique et renferme même deux décharges conglomératiques assez importantes.

= Coupe dans le Carbonifère de la Vallée du rio Negro

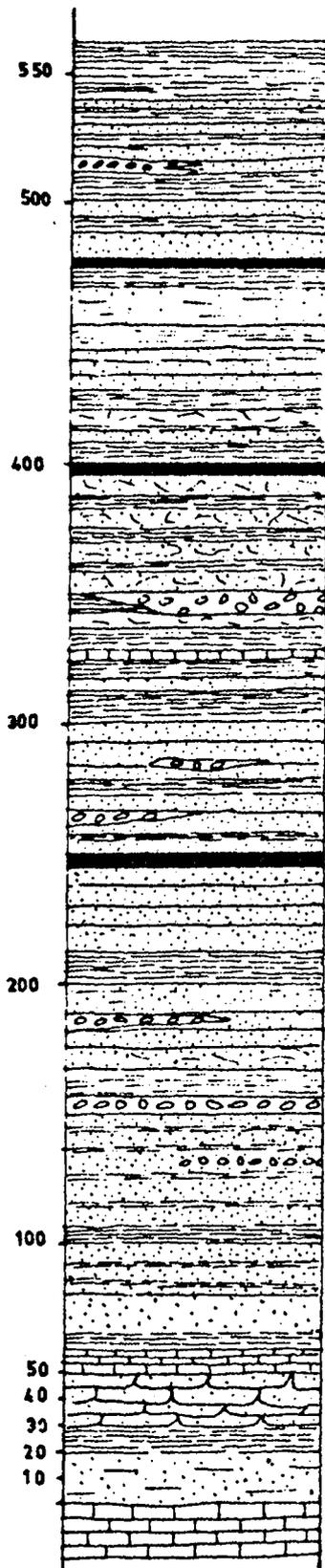
Je ne décrirai pas ici la série stratigraphique observable au niveau de la crête du pic Salies car cette série est, à quelques détails près, absolument identique à celle que je viens de décrire. Cependant, l'épaisseur totale des formations peut y atteindre par endroits, près de 700 m. Le sommet de la série ne présente aucune originalité et se compose d'une alternance de gros bancs gréseux séparés par des passées schisteuses recelant souvent des débris de plantes.

Après cette barre transversale, le synclitorium commence à devenir un peu plus étroit. Il s'amincira ensuite régulièrement jusqu'au niveau du rio de Val'arties, avant de disparaître.

Le rio Negro, en dépit des nombreux éboulis qui le caractérisent et du curieux mode l'alluvionnement dont j'ai évoqué plus haut les particularités, offre une excellente coupe dans le Carbonifère. Par ailleurs, une piste part un peu en dessous de la sortie du tunnel de Viella, longe le rio Negro, remonte ensuite à la faveur de la vallée longitudinale déterminée par le Dévonien, jusqu'au Plan des Aigualluts et, de là, vers la Rencluse. Cette piste, d'accès relativement aisé puisque ses premiers kilomètres constituent un chemin muletier, permet l'étude et la cartographie précise, d'une part des contreforts méridionaux du pico de Los Negros et du Pico de Pomero et d'autre part, du contact entre le Dévonien et le granite de la Maladetta.

La coupe du Carbonifère du rio Negro, dont je décrirai la série stratigraphique sous forme d'une colonne synthétique (fig. 33) ne se caractérise que par une augmentation relative

RIO NEGRO



Conglomérat et grès grossiers
Schistes

Grès noir quartzitique
Schistes noirs
Calamites F

Alternance de grès et de schistes

Grès à stratification entrecroisée

Alternance de grès et de
schistes noirs grossiers

Conglomérat

Calcaires

Grès
Schistes

Conglomérat

Grès noir quartzitique

Grès à stratification entrecroisée

Schistes

Grès zonaires

Grès grossiers et lentilles congl.

Grès à stratification entrecroisée

Schistes

Conglomérat

Micropoudingue-Alternance de grès
en gros bancs et de schistes grossiers

Schistes

Grès en gros bancs à nombreuses
passées schisteuses grossières

Grès

Schistes noduleux

Calcaires

Grès grossiers

Schistes

Quartzite grossier

Dévonien-Calcaires



Fig. 33

du pourcentage des schistes par rapport aux grès. Les calcaires et les poudingues y sont également observables sous les mêmes faciès et sensiblement les mêmes puissances que dans les coupes précédemment décrites.

J'ai pu reconstituer la série stratigraphique complète en effectuant mes levés pour une faible part sur les flancs très abrupts du pico de Los Negros, et, en majorité, sur la rive droite du rio Negro. En effet, au pico de Los Negros, l'étude d'une série complète est difficile en raison des nombreuses solutions de continuité provoquées par les failles, essentiellement verticales (fig. 34).

En revanche, les crêtes dominant la rive droite ne sont perturbées que par une tectonique assez calme (fig. 35). A partir du granite de la Maladetta, on rencontre, en se dirigeant vers le NNE, une dépression creusée dans les calcaires dévoniens pratiquement verticaux, c'est le Collado de Toro. Ces formations dévoniennes sont en contact faillé (failles nord-Maladetta) avec un anticlinal simple, affectant le Carbonifère, dont le flanc N est lui aussi faillé. Ce premier anticlinal est suivi vers le NNE par une série de plis anticlinaux et synclinaux très réguliers. Les formations conglomératiques du Carbonifère sont ici bien nettes. On peut également observer un filon microgranitique, formant dans la topographie un léger ressaut identique à ceux décrits précédemment; il dépend, comme eux, de la Maladetta.

Extrémité orientale du Synclinorium du Plan des Etangs

Après le rio Negro, vers l' E , le synclinorium carbonifère perd de son importance. Sa largeur diminue constamment et il finit par disparaître, au niveau du rio de Vallarties,

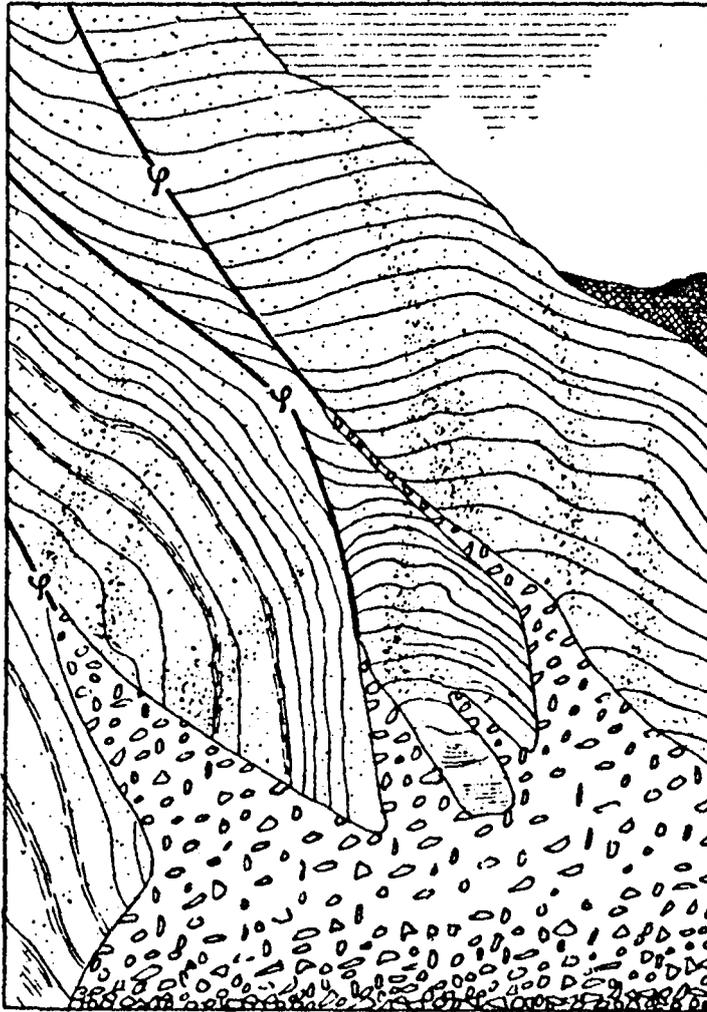


Fig. 34

Dessin, d'après photographie, du flanc oriental du pico
de Los Negros

Les formations carbonifères déterminent ici une haute falaise sub-verticale qui domine, en face du Collado de Toro décrit précédemment, la haute vallée du rio Negro.

La tectonique cassante est ici très nette; de plus des éboulis très importants masquent constamment la base des affleurements.

- Coupe le long de la rive droite du rio Negro (fig. 35)

Cette coupe, dont la base est masquée par des éboulis, montre du SSW au NNE :

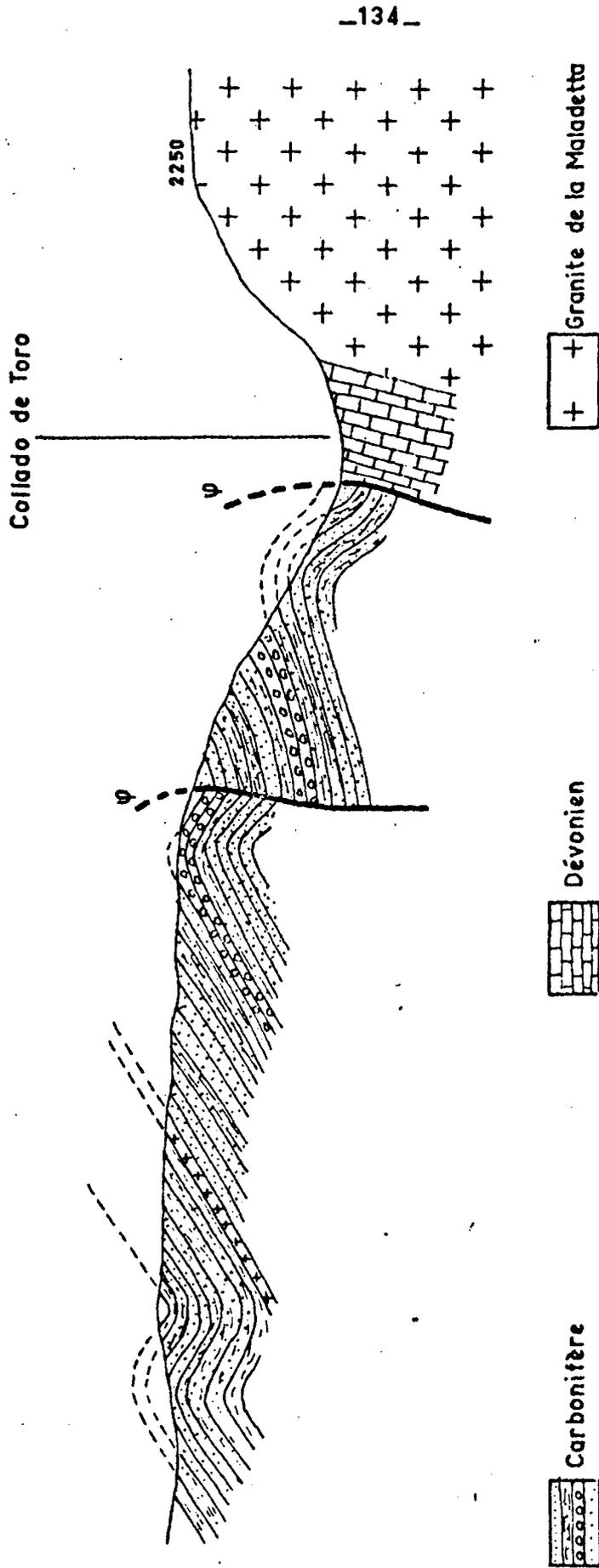
- le granite de la Maladetta
- les calcaires dévoniens dont la moindre résistance à l'érosion détermine la dépression du Collado de Toro. Le col rejoint le chemin qui va de l'Hospital de Viella à Viella et permet les communications entre la vallée du rio Negro et la Noguera Ribagorzana.
- un premier anticlinal simple faillé sur ses deux flancs par des accidents verticaux, le plus méridional de ces accidents appartient à l'ensemble des failles Nord-Maladetta.
- une série de replis anticlinaux et synclinaux simples, assez réguliers ainsi qu'un filon microgranitique.

(Pl. 4
ph. 1)

-133-

NNE

SSW



COUPE LE LONG DE LA RIVE DROITE DU RIO NEGRO

Fig. 35

BUS
LILLE

dans les puissants éboulis du granite de Tredós et de la Maladetta.

Un peu avant le rio de Vallartiés, la bande carbonifère est même interrompue par une bande dévonienne et ne réapparaît que sur les flancs de la vallée.

Kleinsmiede (1960) signale, au milieu des éboulis granitiques indiqués plus haut, un petit affleurement de Carbonifère, constituant le dernier jalon oriental du synclinorium. Je n'ai pas retrouvé ce petit affleurement probablement entièrement recouvert d'éboulis depuis le passage de cet auteur. Le synclinorium carbonifère vient donc se terminer ici, enchâssé entre le massif granitique de la Maladetta au Sud et les deux apophyses que constituent le massif granitique d'Artiés et le massif granitique de Tredós.

= Résumé de la stratigraphie du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs

La série stratigraphique du synclinorium du Plan des Etangs apparaît comme relativement monotone. Le contact avec les formations dévoniennes sous-jacentes est toujours concordant mais quelquefois faillé.

L'épaisseur observable de cette série est extrêmement variable selon les points d'étude puisqu'elle peut passer de 200 m au Plan des Etangs lui-même (Waterlot 1964) à près de 700 m au niveau du Pic de Salies.

Essentiellement composée d'une alternance de grès feldspathiques souvent assez grossiers et de schistes noirs, la série est, à différents niveaux, marquée par la présence

de décharges conglomératiques. De plus des niveaux calcaires, peu épais mais nets, peuvent servir de repères cartographiques.

Les découvertes paléontologiques permettant d'attribuer un âge précis à ces formations sont assez rares. Rappelons toutefois que la présence de Namurien a pu être établie en raison de la présence de Glyphiocératidés caractéristiques de cet étage.

Ces différentes observations permettent de conclure au caractère évidemment paralique de ce petit bassin.

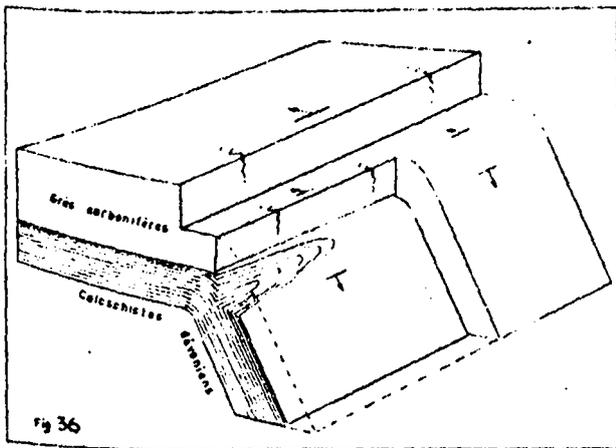
d) Les grands traits tectoniques du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs (Dépliants B et C)

- le contact entre le Dévonien et le Carbonifère

Les auteurs ayant précédemment étudié le synclinorium du Plan des Etangs et, en particulier, Dalloni et Kleinsmiède considéraient le Carbonifère du Plan des Etangs comme discordant sur les sédiments dévoniens sous-jacents.

Il est certain que dans cette région du Plan des Etangs s/s qui semble avoir été plus particulièrement étudié par ces auteurs, on observe souvent, entre le Dévonien à l'état de calcaires et de calcaohistés en niveaux minces très réguliers et les grès carbonifères en bancs assez épais, une disposition qui peut faire penser à une discordance. De fait, et nous avons déjà eu l'occasion de souligner ce trait tectonique (Ch. Delattre, M. Waterlot, 1963) (M. Waterlot, 1964), il

ne s'agit que d'illusions d'optique dues au mode de plissement du Dévonien et du Houiller. Sur les figures à petite échelle, on voit que les plissements qui affectent le Dévonien et le Carbonifère se font souvent en "marches d'escalier". La fig. 36 représente ce que l'on peut voir à l'échelle de



Pseudo-discordance du Plan des Etangs

l'affleurement et explique comment, sous certains angles, on peut croire, en toute bonne foi, à la discordance du Carbonifère sur le Dévonien.

Les grès houillers sont fortement diaclasés et, lorsqu'ils forment un pli comme celui représenté sur cette figure, la partie subverticale tend à s'ébouler. Il reste en place, dès lors, un niveau de grès feldspathiques subhorizontal paraissant reposer sur des formations dévoniennes subverticales. Le tapis végétal, les lichens et l'altération

concurrent alors pour diminuer la netteté primitive des contacts et accentuer une allure discordante trompeuse. Toutefois lorsque l'on examine la disposition relative des couches carbonifères et dévoniennes suivant l'axe des plis, il n'y a plus de doute possible. Par ailleurs, dès que l'on quitte la région du Plan des Etangs s/s tous les affleurements montrent bien une concordance parfaite entre les sédiments dévoniens et le Carbonifère. La photo 2 de la planche 3 et la fig. 26 montrent nettement cette concordance toujours vérifiée et qui s'accorde parfaitement avec les faits paléogéographiques dont nous reparlerons plus loin.

- Les principaux plis

La structure du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs est assez simple. L'ensemble, dont j'ai donné plus haut les dimensions et les caractéristiques géographiques principales, comprend une bande synclinale très allongée allant de l'Hospital de Benasque à Valarties.

Cette bande centrale se complique, au milieu de sa bordure septentrionale, d'un petit synclinal annexe, assez tectonisé et faillé, long de 4 km et large de 5 à 600 m, que j'ai appelé synclinal de Mompius. A l'W, il commence sensiblement à l'aplomb du Guells del Jueu, sa réunion à la bande centrale a lieu au niveau du rio Negro.

A l'E du Forat de Aigualluts, au S du grand anticlinal dévonien de la Tuca Blanca, se développe un pli important, le synclinal du Pic Pomero, faillé au N et au S, qui vient, sous le pic de Los Negros, rejoindre la bande synclinale centrale.

La partie occidentale du synclinorium est, à cause du relèvement d'axe vers l'W, morcelée en nombreux petits synclinaux élémentaires; quelquefois assez importants comme ceux traversés par la Valleta Blanca et la Valleta del Plan dels Estanys, ils peuvent être de très petite taille comme ceux situés dans la haute vallée de l'Esera ou aux environs du Trou du Toro.

Les plis constituant le synclinorium du Plan des Etangs sont en général de forme assez lourde, comme on peut le voir sur les différentes coupes proposées et sur la photo 1 de la planche 3

Dans la majorité des cas, leur plans axiaux sont dirigés vers le S et le coeur des synclinaux est dirigé vers la France.

• Les principales failles

La tectonique du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs est, outre les plis, commandée par un ensemble de failles NWW-SEE dont la principale est le prolongement vers l'E de la faille de Caillaouas. Cette faille se dirige vers le SEE, traverse la vallée d'Aiguamoix et disparaît, dans la partie occidentale du synclinorium de Espot-Andorre, au niveau d'Espot, dans les schistes carburés gothlandiens.

Entre le canal de la Rivereta et le rio Negro, cette faille se complique et se divise, localement, sur 3 km pour former un faisceau fusiforme de 3 failles limitant et divisant le petit synclinal annexe de Mompus. Dans le tunnel de Viella le passage de la faille se marquait, avant l'achèvement de l'ouvrage, par des venues d'eau assez importantes qui, quelque temps après les orages violents, transformaient l'entrée du tunnel en un véritable petit torrent.

La faille de Salvaguardia, située légèrement plus au N, vient se confondre avec la faille de Caillaouas au NE de l'Hospital de Benasque. Elle commence, rappelons-le, dans l'extrémité orientale du massif granitique de Lys-Caillaouas.

Entre les Peñas Blancas et les Etangs de Villamuerta court un accident assez important que j'appellerai faille des Peñas Blancas; elle est à l'origine de deux écailles de schistes carburés gothlandiens au milieu des formations dévoniennes. Cette faille se poursuit environ un km vers l'E et, par endroits, affecte des allures très légèrement chevauchantes (photo 1 pl. 3). Il est possible de la rattacher aux accidents de la Haute Esera très schématiquement représentés sur le dépliant B

Dans le prolongement de l'accident précédent et entre les vallées du rio Negro et du Canal de la Rivereta, se situe la faille de Los Negros.

Après la faille de Caillaouas, l'accident le plus important est bien évidemment, l'ensemble de failles que j'ai réunies sous le nom de Failles Nord-Maladetta. Cette importante zone faillée forme un arc de très grand rayon sensiblement orienté de l'W à l'E et à concavité tournée vers le N. Les accidents élémentaires qui la composent peuvent déterminer la limite entre le granite et les formations dévoniennes, c'est le cas de la faille de la Rencluse, située de part et d'autre du célèbre refuge de haute montagne; elles peuvent également mettre en contact les sédiments dévoniens et carbonifères, le granite et le Carbonifère ou même deux panneaux granitiques. Ces trois derniers types de contact se rencontrent, avec le maximum de complications, dans la haute vallée du rio Negro. J'ai déjà eu l'occasion de schématiser le résultat de ces accidents en décrivant la coupe de la haute vallée du rio Negro (fig. 35).

Les failles Nord-Maladetta rejoignent la faille de Caillaouas un peu avant l'intersection de celle-ci et du rio Valarties. Sensiblement au niveau de cette coalescence les failles Nord-Maladetta avaient été rejointes par la faille de Rius, accident débutant à l'E du lac de Rius et se dirigeant vers le NE, décalant d'une centaine de mètres vers le S la bande dévonnaise située entre le Carbonifère et le granite de la Maladetta et isolant de la masse principale les derniers lambeaux situés à l'extrémité orientale de celle-ci, au niveau du rio de Valarties.

La grande majorité des accidents est à pendage N très fort, de 60 à 90°. Toutefois, la faille de Caillaouas, admet parfois un pendage S et nous avons vu que la faille des Peñas Blancas affectait parfois une allure localement chevauchante.

Au pourtour du massif éruptif de la Maladetta, se sont développées, de manière classique, des failles verticales perpendiculaires à la limite du granite. Ces accidents, plus récents que les précédents, sont souvent de faible importance et sur les deux cartes qui illustrent cette étude, je n'ai représenté que les plus caractéristiques.

En résumé, le Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs, concordant sur son substratum dévonien, est replié en synclinaux et anticlinaux aux formes lourdes et cassantes dont le plan axial est à pendage S; il est découpé par un faisceau de longues failles faiblement inclinées vers le S, concourant vers l'E en un point situé au niveau de la Fuente de Estua, dans la vallée du rio Valarties.

Ces caractères de direction et de pendage différencient assez fortement le synclinorium du Plan des Etangs de celui de Espot-Andorre que nous allons étudier dans les pages qui suivent.

2) LE SYNCLINORIUM CARBONIFERE DE ESPOT-ANDORRE

A) Localisation géographique

Contrairement au synclinorium carbonifère du Plan des Etangs qui était relativement isolé et n'était traversé par aucun chemin important, le synclinorium de Espot-Andorre, d'altitude moyenne relativement faible, est sillonné de nombreuses routes qui permettent d'établir plus aisément des coupes sériees.

La longueur de ce synclinorium est de l'ordre de 40 km et sa plus grande largeur, observable au niveau du Pico Rosello (ou pic Rosell) approche 5 km (Dépliant D).

De même que le Carbonifère du Plan des Etangs se termine, nous venons de le voir, entre la masse principale du granite de la Maledetta et les apophyses d'Artiés et de Tredós, le Carbonifère de Espot-Andorre débute entre les deux apophyses granitiques de Saburo et Basiero qui constituent la limite orientale du même grand batholite. Sa terminaison orientale se fait au niveau du granite de Mont Louis-Andorre, après une interruption due au petit batholite situé à l'W de la masse granitique principale et séparé d'elle par le rio Valira.

La forme du synclinorium de Espot-Andorre est donc celle d'une bande allongée de l'W à l'E, à concavité tournée vers le N et traversée par de nombreuses rivières et de nombreux torrents.

Je ne citerai que les plus importants qui sont, d'W en E:
- le rio d'Espot, émissaire du beau lac de San Mauricio situé dans la dépression comprise entre les apophyses de Basiero et Saburo.

Ce rio, dont la vallée, est, comme celle du rio Negro, fortement encombrée d'alluvions et d'éboulis, descend d'W en E et va se jeter, après avoir traversé la petite station d'Espot, dans la Noguera Pallaresa, 3 km en amont de Escaló, au niveau du Pont de la Torrassa.

Les cartes topographiques espagnoles sont assez partagées quant à la dénomination de ce torrent et les termes suivants sont souvent employés : Ribera de Suar, Ribera de Llaunes. De plus, le nom de rio Escrita est parfois employé après la confluence du courant principal et du barranco de Sardiello-Berrade.

- le rio d'Escart qui prend sa source sous la crête qui joint le Coma Romadera au Cap de la Socarrada. Ce rio, perpendiculaire à la direction du synclinorium carbonifère, coule en contrebas du hameau isolé d'Escart et, après un cours assez bref, dans le Dévonien, se jette, à Escaló, dans la Noguera Pallaresa.
- le torrent de Bayasca, ayant la même direction que le rio d'Escart se jette dans la Noguera Pallaresa au niveau de Estaron, petit village perché dans le Dévonien, au pied de la falaise déterminée par les sédiments anté-gothlandiens.
- la Noguera Pallaresa qui, après avoir recueilli ces différents torrents, traverse à son tour les affleurements carbonifères, du NW au SE, permettant une belle coupe naturelle souvent perfectionnée par la route venant de France par Viella et le port de Bonaigua, puis rejoignant, par Llavorsi, la ville de Pobla de Segur.
- La Noguera de Cardós et la Noguera de Vall de Farrera qui se réunissent un peu en amont de Tirvia et traversent la bande carbonifère du NNE au SSW avant de se jeter à Llavorsi dans la Noguera Pallaresa.

- le rio Magdalena qui s'individualise, dans les formations anté-gothlandiennes situées au NE de Burch, sous le pic Cubil (2542), par la réunion du Torrente de Manega et du Torrente Sabollera.
- le rio Valira, pour terminer, qui traverse la principauté d'Andorre et recoupe la terminaison orientale du synclinorium carbonifère.

B) Etude géologique

a) Historique

Le manque d'intérêt économique du Carbonifère de Espot-Andorre a retardé son étude et il faut attendre les travaux de Dalloni, en 1930, pour que ce synclinorium soit décrit, tant au point de vue stratigraphique qu'au point de vue tectonique, sous le nom de "Carbonifère de la Haute Pallaresa Andorre".

Cet auteur décrit très sommairement la série stratigraphique composée de "schistes noirâtres, souvent psammitiques, accompagnés de grès et de poudingues, avec intercalations calcaires" et pense que la partie inférieure du "terrain carboniférien" est représentée dans ce synclinorium.

Dans les chapitres de son travail consacrés à la tectonique, Dalloni (1930, p. 313) propose une coupe NS du bassin sur laquelle il montre bien l'allure isoclinale du synclinorium. Cette coupe est malheureusement difficile à localiser sur les cartes modernes, en raison des imprécisions de la toponymie.

Bien que la carte géologique qui accompagne le mémoire de Dalloni représente une bande continue de Carbonifère,

depuis le Plan des Etangs jusqu'en Andorre, le texte indique (1930, p. 93): "A l'Est du rio Negro, ce synclinal se ferme et n'est plus constitué que par le Dévonien". Rien dans le texte de Dalloni ne permet de choisir entre les deux représentations qu'il propose mais nous avons vu que la deuxième version est plus conforme à la réalité.

Dalloni souligne bien l'étroite parenté entre le Plan des Etangs qu'il décrit en 1910 et ces formations. Toutefois il ne soulève pas le problème du mode de contact avec le Dévonien qu'il indique ici nettement concordant alors qu'il nota une discordance en 1910 dans l'étude du Plan des Etangs.

Almela et Rios (1947) synthétisent la géologie de la Province de Lerida à laquelle appartiennent, pour leur plus grande part, les formations qui nous intéressent ici. Ils ne décrivent pas particulièrement la stratigraphie de ce synclinorium et reprennent, à quelques détails près, les conclusions tectoniques de Dalloni. La carte au 1/200.000° qui illustre leur travail, range dans le Carbonifère, comme l'avait fait Dalloni, toute une série d'affleurements situés à l'W et à l'E du granite de Marimãña. Ces affleurements sont actuellement rattachés, à la suite des travaux de l'école hollandaise, à la partie supérieure de l'Ordovicien. De plus, ces géologues espagnols cartographient une bande carbonifère NWW-SEE dans le prolongement direct, de leur représentation du Carbonifère du Plan des Etangs. Cette bande passe par Valencia de Are, Esterrri de Aneu, Llaborre et disparaît au niveau de Lladros. Il semble que ces formations soient, en fait, un terme assez ancien de la série cambro-ordovicienne que les géologues de Leyde et, en particulier, Zandvliet, considèrent, à juste raison semble-t-il, comme surmontant immédiatement les niveaux correspondant à la série de Canaveilles définie dans les Pyrénées catalanes françaises.

Mes propres observations sur le terrain confirment pleinement ce point de vue; il semble bien, en effet, que le seul prolongement vers l'E du Carbonifère du Plan des Etangs soit constitué par le synclinal de Espot-Andorre.

Il convient toutefois de remarquer à ce sujet que la confusion est facilement faite, dans ces séries pratiquement isoclinales, entre des schistes noirs considérés comme cambro-ordoviciens, et des formations identiques que seuls des arguments géométriques permettent de rattacher au Carbonifère. Nous verrons, par exemple, au cours de l'étude de ce synclinorium, que la distinction est malaisée entre :

- certains niveaux carbonifères à l'état de schistes graphiteux
- le Gothlandien
- des passées schisteuses noires du Cambro-Ordovicien.

Seule l'absence de Dévonien et d'accidents tectoniques entre les schistes graphiteux et le Carbonifère plus caractérisé obligent, dans l'état actuel de nos connaissances, à rattacher ces formations au Carbonifère.

Zandvliet (1960) étudiant dans sa thèse la géologie de la Haute vallée de la Noguera Pallaresa, fait table rase des travaux antérieurs.

Outre une carte au 1/50.000^e, il établit des coupes du synclinorium qu'il nomme "Tirvia-Espot Syncline". Il s'agit, pour lui, d'un pli simple couché vers le S. Ce géologue hollandais accorde au Carbonifère une épaisseur de l'ordre de 550 m, déplore son caractère azoïque, souligne la diminution relative des quelques niveaux gréseux de l'W vers l'E et signale l'absence de lydienes à la base des formations carbonifères

qu'il décrit comme concordantes sur les formations dévoniennes sous-jacentes. Une série stratigraphique locale, décrite par cet auteur au NW du village de Espot, est la suivante, de la base au sommet :

- schistes bleu-vert à gris, pratiquement sans niveaux gréseux, contenant localement, dans la partie inférieure, des schistes calcaires brunâtres 150 m
- schistes bleu-noir contenant de nombreux petits lits gréseux très fins ou des lentilles gréseuses de quelques millimètres d'épaisseur. Vers le sommet, l'importance des niveaux gréseux augmente.
Puissance de ce niveau 200 m
- schistes gris-bleu avec d'assez nombreux niveaux gréseux de teinte claire ou de grauwackes de teinte plus sombre dont l'épaisseur varie de
10 à 80 cm 200 m

Zandvliet insiste, dans son travail, sur la difficulté d'établir une série stratigraphique précise et souligne même les problèmes qui se posent souvent sur le terrain, pour faire le départ entre la partie supérieure du Dévonien et les termes inférieurs du Carbonifère.

Les problèmes qui se posaient encore étaient donc les suivants :

- établir une série stratigraphique cohérente dans cet ensemble azoïque;
- analyser les relations sédimentologiques entre le synclinorium du Plan des Etangs et le synclinorium d'Espot-Andorre.

Dans le paragraphe qui suit, je vais proposer une série stratigraphique synthétique réalisée à partir de nombreuses coupes dans ce synclinorium.

b) Les grandes lignes stratigraphiques des formations antérieures au Carbonifère du Synclinorium de Espot-Andorre

* Le Cambro-Ordovicien et le Gothlandien

Ces formations ont été étudiées en détail par Zandvliet (1960) qui décrit un ensemble puissant, essentiellement schisteux et gréseux, contenant de nombreuses passées conglomératiques et quelques niveaux calcaires. Cet ensemble cambro-ordovicien dont l'âge avait souvent été discuté (Almela, Rios (1947), Autran et Guitard (1955) forme des masses importantes et monotones recouvertes d'un maquis assez dense.

Leur comportement tectonique manque souvent de souplesse et les ensembles réagissent toujours de manière très raide aux sollicitations tectoniques.

Inversement, par leur souplesse et leur plasticité, les schistes carburés gothlandiens, bien datés par des Graptolites, sont à l'origine des complications tectoniques majeures. Leur comportement capricieux fait que leur épaisseur exacte est difficile à préciser. Elle doit cependant être de l'ordre d'une centaine de mètres en moyenne. Quelques niveaux calcaires interrompent la monotonie des schistes noirs mais leur rôle stratigraphique et tectonique est insignifiant.

- Le Dévonien

Pour Zandvliet (1960) le Dévonien du synclinorium qui nous intéresse ici est composé comme suit :

- au sommet, des lits calcaires de 1 à 2 dm, jaunâtre ou d'un blanc sale ressemblant parfois aux griottes, alternant avec des niveaux schisteux gris-vert ou vert d'eau de 1 à 4 dm d'épaisseur. L'épaisseur d'ensemble de ce niveau est de l'ordre de 30 à 40 m. Vers l'W, la partie supérieure du Dévonien ne se distingue plus aussi nettement. Vers l'E, par contre, (région de Burch), elle est caractérisée par des teintes rouges et vertes et par la présence de nodules griotteux bien individualisés. Le reste de la série (300 m environ) se compose de haut vers le bas :
 - de 200 m de schistes assez foncés contenant des niveaux calcaires;
 - de 65 m d'un calcaire massif gris-bleu;
 - de 30 m de schistes gris contenant quelques niveaux de calcaires fins ou de calcschistes.

La succession stratigraphique ainsi proposée m'est apparue comme très satisfaisante.

Je considère toutefois que l'épaisseur proposée par Zandvliet est sous-estimée et, avec Llopis-Llado (1960), je serais tenté d'accorder à ces formations dévoniennes une puissance de l'ordre du kilomètre (cf. page 34).

L'épaisseur de ces formations augmente vers le NW et les faciès se diversifient fortement, je le rappelle, selon que l'on se trouve au N ou au S du granite de la Maladetta.

c) Etude des coupes stratigraphiques détaillées.

- Stratigraphie du Carbonifère le long du rio Cardós (coupe type)

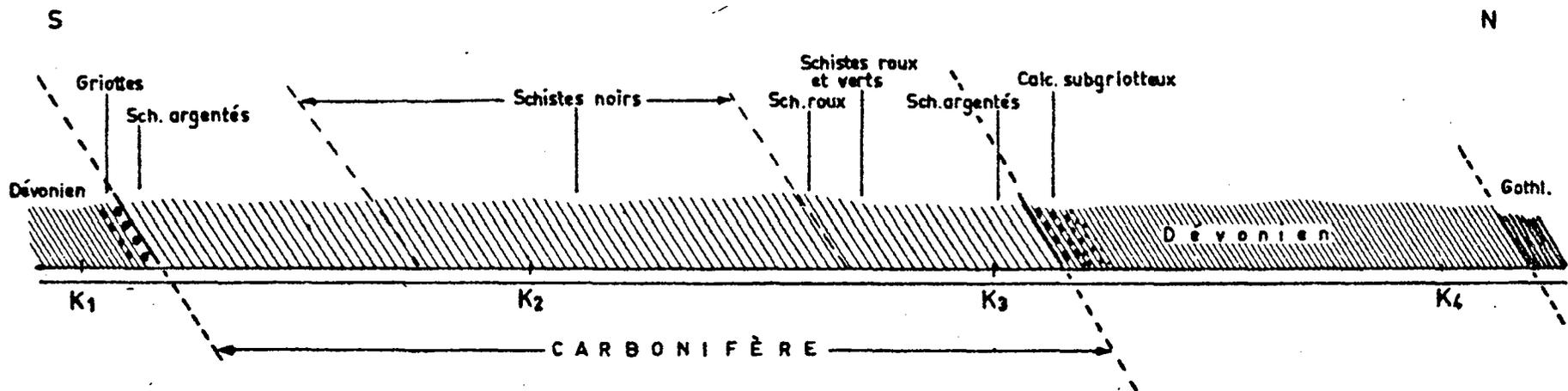
Avant de décrire une série de coupes stratigraphiques sériees choisies de l'W vers l'E, je crois opportun de commenter la coupe qui m'a servi de point de départ pour l'étude de ce synclinorium (fig. 37).

Il s'agit d'une coupe levée le long de la route allant de Ribera de Cardós à Llavorsi, le long de la vallée de la Noguera de Cardós. Cette coupe, assez représentative de l'ensemble du synclinorium, est d'une grande facilité d'accès et constitue donc une coupe-type des plus indiquées.

En partant du Gothlandien caractéristique qui se trouve sensiblement au niveau de la confluence de la Noguera de Tor et de la Noguera de Lladorre, un peu en amont du Km 4 (K 4 de la fig. 37) de la route, on traverse, en descendant vers le S , l'ensemble des sédiments dévoniens dont la puissance est ici de l'ordre de 800 m. Si la distinction entre le Dévonien et le Carbonifère est extrêmement aisée, de loin, grâce à la végétation (fig. 44 et photo 2 de la planche 5), il n'en est plus de même au niveau de l'affleurement.

Le Dévonien supérieur, en effet, est à l'état de calcschistes clairs, verts, jaunes ou roux, à allure griotieuse ou sub-griotieuse et le passage aux formations carbonifères se fait, de manière assez insensible, sur plusieurs mètres.

Les calcschistes sub-griotieux considérés comme étant le niveau le plus élevé du Dévonien, il est logique d'utiliser un niveau de schistes argentés de teinte gris métallique, par ailleurs fort caractéristiques, qui les surmonte, comme repère conventionnel de la base du Carbonifère.



-151-

COUPE SCHÉMATIQUE, RABATTUE DANS UN PLAN N-S, DU SYNCLINAL ESPOT-ANDORRE
LE LONG DE LA NOGUERA DE CARDÓS

Fig. 37



Les formations carbonifères, que je décris ci-dessous (fig. 38), sont visibles sur deux km. Au S, le passage Dévonien-Carbonifère apparaît plus nettement, le Dévonien supérieur y étant d'un type griotte plus franc. On recoupe de nouveau, avant le bourg de Llavorsi, toute la série dévonienne ainsi qu'un Gothlandien assez réduit, et tectonisé, avant de retrouver, au niveau du bourg lui-même, les puissantes formations anté-gothlandiennes constituant la retombée méridionale du synclinorium.

L'épaisseur totale du Carbonifère est de l'ordre de 600 m et les divisions stratigraphiques précises sont assez délicates. Cependant, un levé détaillé m'a permis de dégager de cet ensemble d'une grande monotonie les subdivisions suivantes qui se sont révélées d'extension géographique suffisante pour être utilisables.

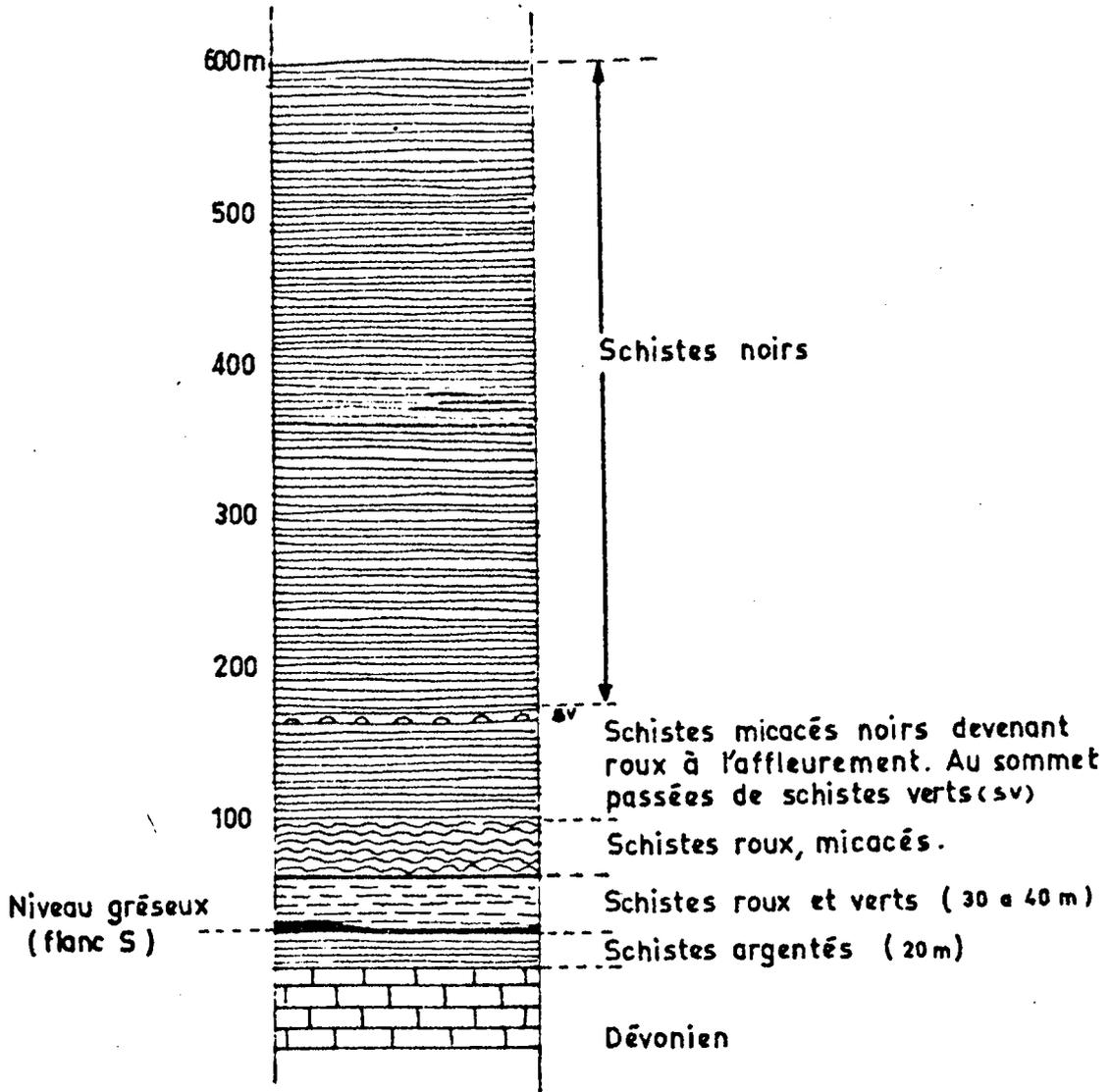
- à la base, 100 m de schistes clairs comprenant de bas en haut :

- 20 m de schistes argentés
- 30 à 40 m de schistes roux et verts
- 40 m de schistes micacés, roux, tendres assez riches en quartz. Formations souvent pulvérulentes à l'affleurement. Coloration rousse en profondeur.
- au-dessus de ces schistes roux viennent 70 m de schistes micacés gris-noir devenant roux à l'affleurement sur une épaisseur de plusieurs cm.

Au sommet de cette série, s'observent quelques belles passées vertes sub-ardoisières.

- La série se termine par plus de 400 m de schistes noirs monotones.

Ces formations constituent le coeur du synclinorium.



SYNCLINORIUM DE ÉSPOT-ANDORRE
SÉRIE CARBONIFÈRE DE LA NOGUERA DE CARDÓS

Fig. 38



En résumé :

La série carbonifère, concordante sur les sédiments dévoniens, ne montre pas de lydiennes à la base même quand les derniers sédiments dévoniens sont à l'état de griottes.

La coupe décrite ici, sensiblement au milieu du synclinorium, ne montre que des schistes à l'exclusion d'un seul petit niveau gréseux d'une vingtaine de cm visible dans la partie méridionale du synclinorium. L'épaisseur totale du Carbonifère n'a pu être établie; l'épaisseur observable ici est de l'ordre de 600 m.

La série est totalement azoïque. Les auteurs précédents avaient déjà souligné ce caractère et en dépit de recherches longues et systématiques, il ne m'a pas été donné de trouver la moindre trace de fossile. Toutes les tentatives pour trouver des éléments de microfaune se sont également soldées par des échecs.

Don Luis Ferrer Condal, Correspondant du Consejo superior de Investigaciones científicas, Medecin à Tirvia, dont les belles découvertes paléontologiques sont bien connues, a passé de nombreuses journées de recherche dans toutes les formations carbonifères de ce synclinorium sans jamais, non plus, observer le moindre indice (comm. orale).

= Localisation des autres coupes effectuées

Après avoir décrit cette coupe-type, je me propose d'établir quatre coupes stratigraphiques choisies de l'W vers l'E. La première sera établie à la faveur du rio d'Escart. Elle sera complétée par les observations faites entre l'extrémité occidentale du synclinorium et le rio d'Escart lui-même; la deuxième sera faite le long du torrent de Bayasca. Elle sera complétée, pour certains détails, par la série stratigraphique établie à l'occasion du passage de la Noguera Pallaresa au travers du synclinorium.

Entre la deuxième et la troisième coupe, prend place la série que je viens de décrire, comme coupe-type, au niveau du rio Cardós. La troisième coupe sera faite au niveau de Burch à la faveur des affleurements visibles entre Burch et le Cap del Bosch de Farrera.

La quatrième et dernière série sera décrite au niveau de Civis donc pratiquement à la frontière andorrane.

= Coupe géologique le long du rio d'Escart (fig.39)

La série paléozoïque est, ici, faillée par des accidents qui sont presque parallèles à la schistosité. Le synclinal que nous venons de voir le long du rio Cardós est compliqué en son centre d'une remontée anticlinale qui laisse affleurer les premiers sédiments carbonifères.

Deuis le confluent du rio d'Escart avec la Noguera Pallaresa et en remontant le rio d'Escart, on trouvera donc successivement :

- un paquet de schistes carburés gothlandiens fortement tectonisés, coincés entre le Cambro-Ordovicien et les sédiments dévoniens.
- un bel anticlinal et un petit synclinal de Dévonien à flanc N faillé.
- après cette faille, un panneau monoclinal de sédiments dévoniens cassé par deux failles dont la plus septentrionale est pratiquement parallèle à la schistosité tandis que l'autre lui est perpendiculaire.
- la série carbonifère débute nettement en aval d'Escart; elle est affectée, nous venons de le voir, par un synclinal et un anticlinal dont la retombée méridionale est faillée.

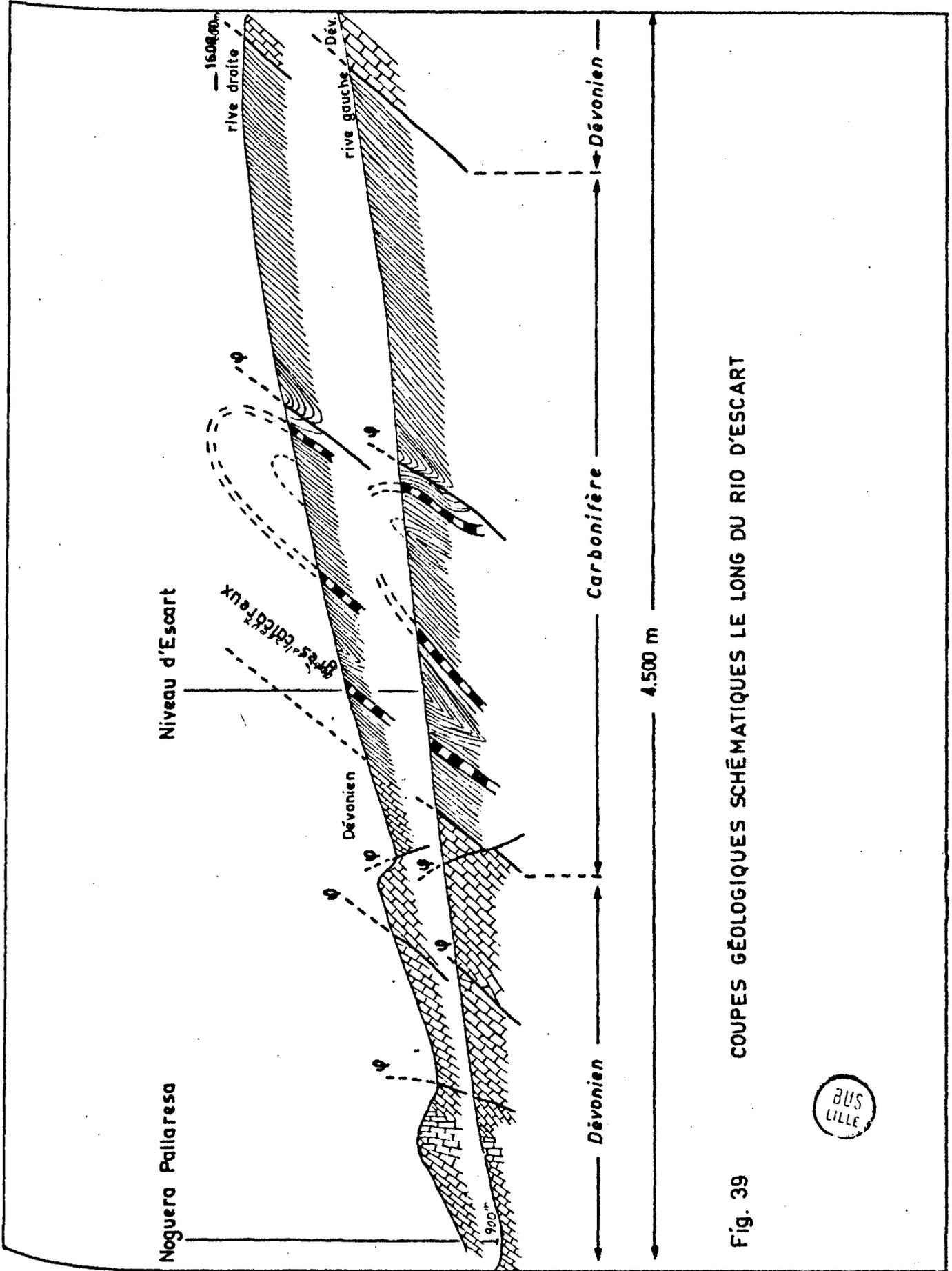


Fig. 39 COUPES GÉOLOGIQUES SCHÉMATIQUES LE LONG DU RIO D'ESCAERT

BUS
LILLE

- le bord méridional du bassin est composé ici d'un grand panneau monoclinel correspondant à presque toute la série carbonifère.

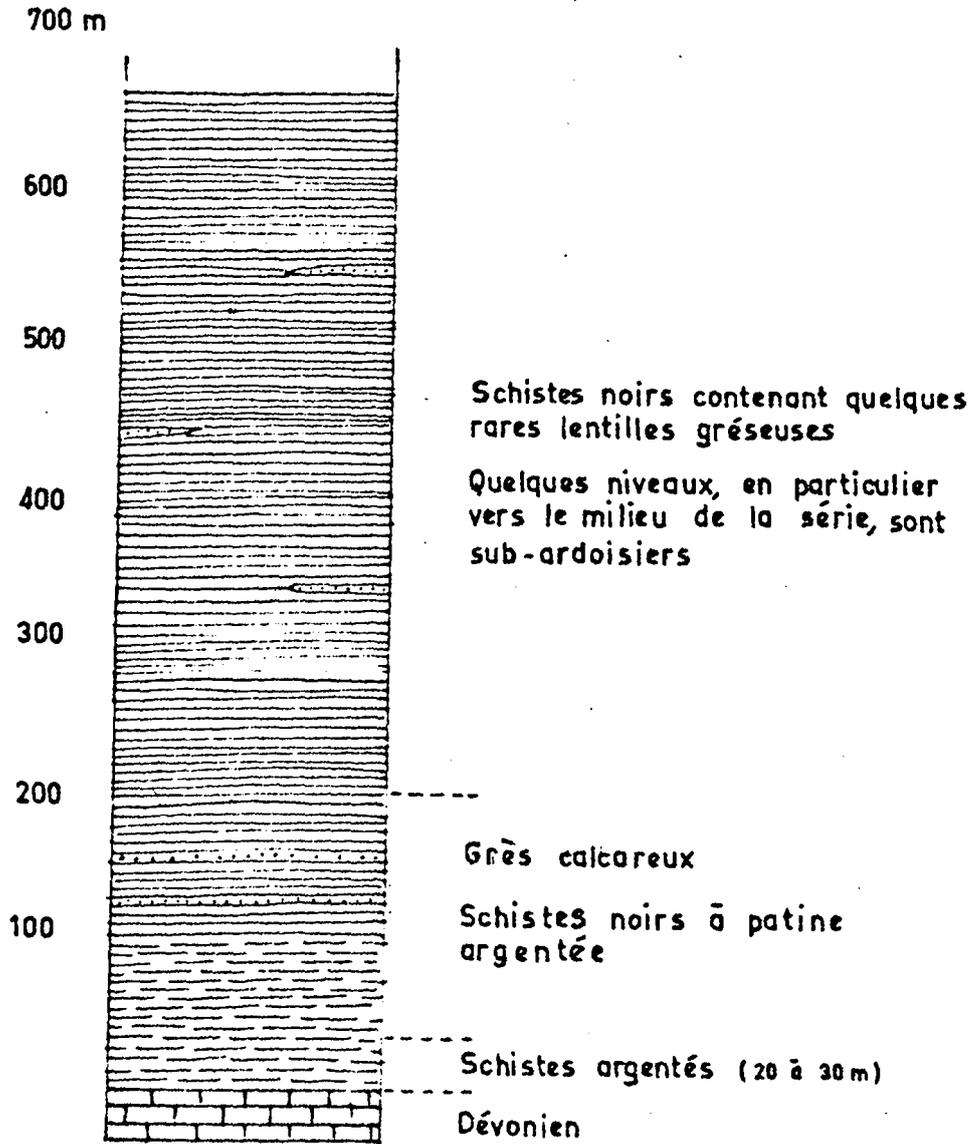
La série stratigraphique du Carbonifère de cette vallée (fig. 40) comporte quelques différences avec celle du rio Cardós. Elle s'en distingue par une légère augmentation des niveaux gréseux. L'un de ces niveaux a d'ailleurs une puissance et une extension suffisamment grande pour servir de repère cartographique depuis le rio d'Escart jusqu'au Pic Rossel situé à l'W.

L'absence de lydiennes est encore vérifiée ici.

J'ai pu effectuer de nombreuses coupes stratigraphiques à l'W au Rio d'Escart mais le recouvrement glaciaire, les éboulis et la végétation rendent l'observation difficile, dans cette partie occidentale du bassin. Cependant, il ne semble pas y avoir ici de modifications notables de la stratigraphie, mise à part une augmentation relative de l'importance des niveaux gréseux.

Cette variation est particulièrement observable à la faveur de la tranchée effectuée au-dessus d'Espot, pour l'installation de la conduite forcée qui descend à la centrale électrique de San Maurici.

Toutefois, là encore, les dépôts superficiels masquent une grande partie des affleurements. Une coupe effectuée le long du Barranco d'Escariella et de son prolongement, le rio de la Mata n'a pas apporté de compléments intéressants. L'ascension du Pic Rossell, rendue malaisée par le maquis touffu, difficilement pénétrable, de Chênes Faux-Houx, m'a, par contre, permis un échantillonnage complémentaire des formations gréseuses déjà citées comme repères cartographiques dans l'étude du rio d'Escart.



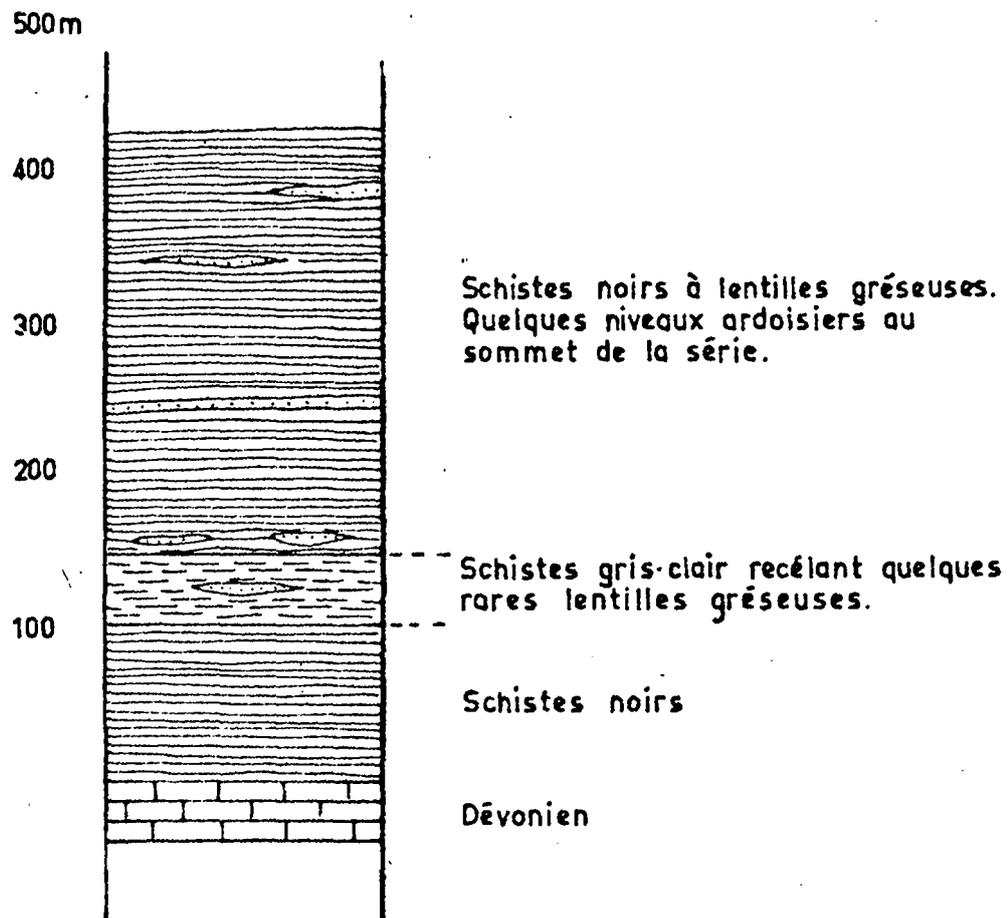
INCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE
LE CARBONIFÈRE DU RIO D'ESCART

Fig. 40



= Coupe géologique le long du Torrent de Bayasca

Le torrent de Bayasca traverse le synclinorium carbonifère perpendiculairement à la direction des couches et se jette dans la Noguera Pallaresa au niveau du village d'Estaron après avoir reçu, un peu avant ce confluent, les eaux d'un petit affluent, le Torrente de Auresi, qui descend des flancs de la Solana de Auresi.



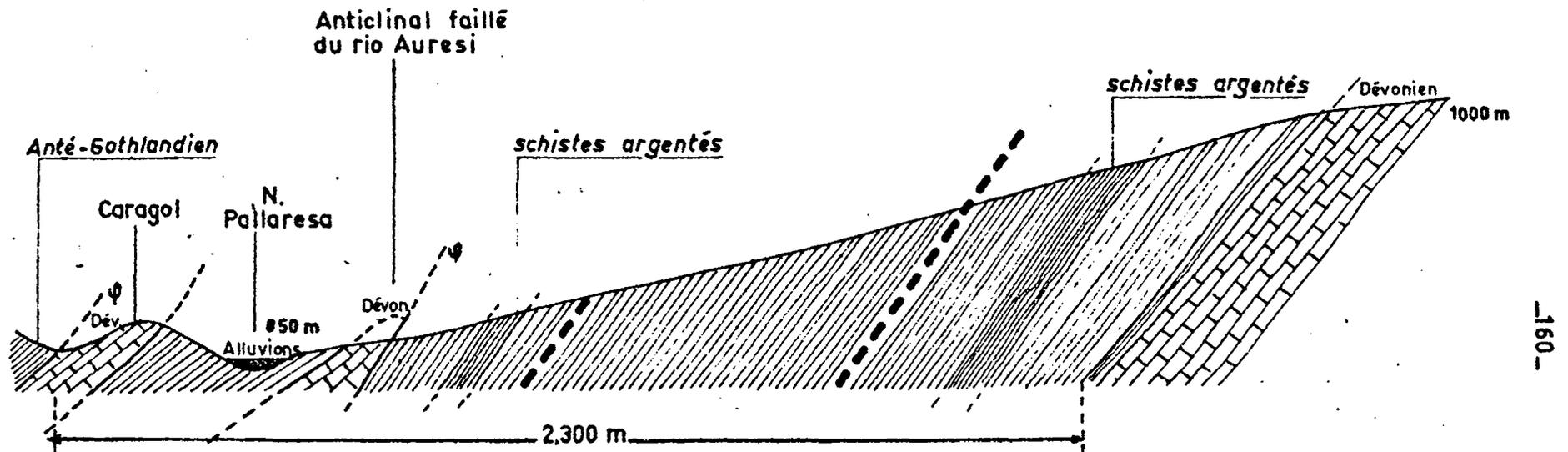
SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE
SÉRIE CARBONIFÈRE DU RIO DE BAYASCA

Fig. 41

L'uniformité du synclinal n'est ici interrompue que par un petit anticlinal de Dévonien (fig. 42) qui s'ennoye très vite de part et d'autre du torrent. La série stratigraphique relevée ici diffère de celles que nous venons de voir.

NNE

SSW



-160-

Fig. 42

COUPE SCHÉMATIQUE LE LONG DU TORRENT DE BAYASCA

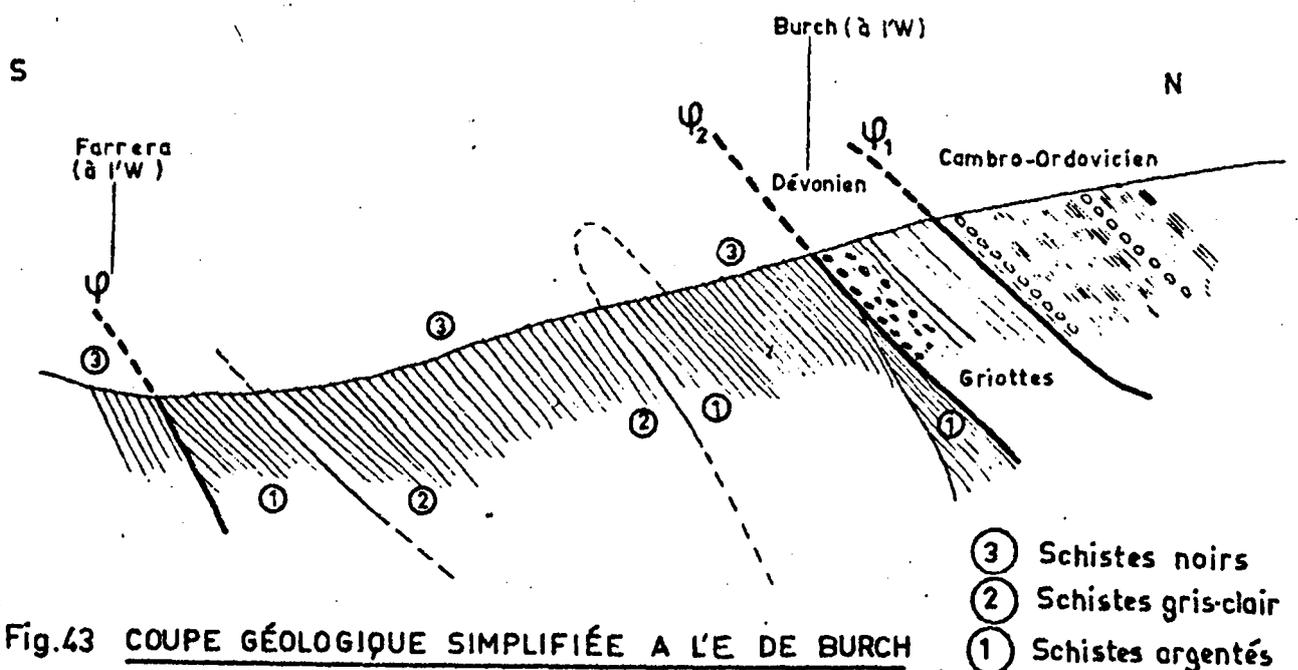


Pratiquement tout l'ensemble des sédiments est en effet ici à l'état de schistes noirs (fig. 41). Seul un niveau de schistes gris-clair, d'une puissance de 50 m, situé environ 100 m. au-dessus du Dévonien rompt la monotonie des schistes noirs. Les schistes noirs de la partie supérieure sont utilisés localement, de manière discontinue, comme ardoises grossières.

Un banc de grès calcaireux de faible puissance et quelques lentilles schisto-gréseuses s'intercalent dans la série.

Les lydiennes n'existent pas non plus à la base des formations et le passage du Dévonien au Carbonifère se fait, assez insensiblement, sur quelques mètres. On peut étudier ce passage à la faveur d'un petit monticule isolé, El Caragol, situé sur la rive gauche de la Noguera Pallaresa, en face du torrent de Bayasca (cf. fig. 42 et photo I de la pl. 5).

« Coupe entre Burch et Ferrera



La pénétration humaine, entre le rio Cardós et la Principauté d'Andorre est extrêmement faible et les rares villages qui s'y maintiennent sont particulièrement isolés.

La coupe que je décris ici a été levée un peu à l'E de Burch, entre ce petit village et le hameau de Farrera. Ici les conglomérats ordoviciens sont fortement développés et constituent même localement un excellent matériau de construction. Le Gothlandien est absent, laminé entre les masses cambro-ordoviciennes et les formations dévoniennes. Celles-ci sont caractérisées, à leur sommet, par une notable différenciation en griottes qui sont, à mon avis, parmi les plus caractéristiques qui soient. Le passage du Dévonien au Carbonifère se fait de manière fort régulière comme le montre la photo 3 de la planche 5. La série carbonifère, qui ne montre pas de lydiennes à sa base, est essentiellement schisteuse et je n'y ai pu relever que quelques niveaux de grès calcaireux.

Il est possible, ici encore, de distinguer à la base une série de schistes de teinte claire et au-dessus un ensemble de schistes noirs dont certaines passées sont ardoisières. La structure du synclinorium est bien dans la ligne de que nous avons vu jusqu'à présent et l'on observe nettement quelques replis sur le flanc septentrional (fig. 43).

Terminaison orientale du synclinorium de Espot-Andorre

La stratigraphie des formations carbonifères demeure sensiblement identique à celle que nous venons de décrire, jusqu'à leur disparition au N de Andorre-la-Vieille.

J'ai déjà rappelé la présence dans la partie supérieure des schistes de cette région de sédiments ressemblant fortement aux schistes carburés gothlandiens. Ces niveaux, nettement plus tendres, déterminent localement une tectonique de glissement. En effet, les sédiments qui leur sont superposés sont normalement poussés vers le S . Ils glissent sur cette semelle lubrifiante, écrasent tout ou partie de ces schistes

"pseudo-carburés" et viennent chevaucher les formations sous-jacentes, déterminant localement de petits écaillages. Ce curieux type de faciès carbonifère n'est nettement développé que sous le Cap del Bosch de Burch. L'altération de ces formations est également identique à celle du Gothlandien et donne des terres noires, grasses, favorisant souvent le développement de beaux phénomènes de cryoturbation aussi nets que ceux visibles dans le Gothlandien de la Sierra Negra au S de la Maladetta. Le métamorphisme de contact subi par les formations carbonifères à l'approche du batholite granodioritique d'Andorre affecte trop les schistes pour qu'on puisse y tenter raisonnablement l'élaboration de divisions stratigraphiques en se basant sur des caractères aussi sensibles aux apports, même faibles, que la teinte des sédiments.

Zwart (1965) ne tente pas non plus, ici, de subdivisions stratigraphiques et fait remarquer que dans la partie andorrane du bassin, la seule différence avec les formations cambro-ordoviciennes, à l'échelle de l'affleurement, est l'absence complète de grès et de quartzite dans le Carbonifère.

Une coupe effectuée dans la région de Civis, en compagnie de Monsieur le Professeur Delattre, si elle a apporté des précisions inattendues, comme nous le verrons plus loin, quant à la tectonique de la partie sudorientale du synclinorium de Espot-Andorre ne nous a montré qu'une série de schistes ardoisiers noirs, luisants, sans niveaux gréseux ni conglomérats. Dans la région de Civis et, en particulier, au NW de ce village, certains niveaux sont utilisés comme ardoises dont la qualité et la résistance sont assez bonnes.

En résumé, la stratigraphie du synclinorium carbonifère de Espot-Andorre est caractérisée par les grands traits suivants:

- Âge exact inconnu en raison de l'absence complète de faune et de flore;

- concordance toujours parfaite avec les derniers sédiments dévoniens souvent à l'état de griottes;
- absence constamment vérifiée de lydiennes à la base du Carbonifère en dépit de la présence des griottes;
- diminution régulière du pourcentage des grès calcareux de l'W vers l'E aboutissant à leur disparition complète au niveau de Tirvia;
- épaisseur maximum mesurable : 700 m.

d) Grands traits tectoniques du synclinorium de Espot-Andorre

Ce synclinorium est dans le prolongement, vers le SE, du synclinorium du Plan des Etangs. Nous avons vu que la structure de ce dernier bassin était commandée par la position des sédiments carbonifères entre la masse du granite de la Maladetta et les sédiments antégothlandiens. Le Dévonien et le Carbonifère y sont, en conséquence, affectés par une tectonique "cassante" qui découpe le synclinorium en lanières parallèles.

Bien que la mise en place du granite se soit achevée après le dépôt des sédiments westphaliens, il n'en demeure pas moins que son influence sur la tectonique hercynienne et, par voie de conséquence, sur la sédimentation, est décelable très précocement. De plus, la présence du granite a déterminé sur le flanc méridional du synclinorium, une série de petites failles de "réajustement" sensiblement perpendiculaires à la limite du massif granodioritique. Nous avons, par ailleurs, souligné l'importance de la faille de Caillaouas qui, partant du coeur du massif de Lys-Caillaouas, franchit la vallée de l'Esera et vient border, au N, le synclinorium.

Les grands traits tectoniques du bassin de Espot-Andorre montrent une plus grande simplicité due à son indépendance par rapport au môle granitique de la Maladetta. Cette structure se résume, en effet, nous l'avons vu lors de l'étude

des coupes de détail, à un synclinorium couché dont le plan axial principal plonge assez régulièrement vers le N, contrairement à la majorité des plis du Plan des Etangs dont le plan axial est dirigé vers le S. Les fig. 44 et 45 rendent compte de cette allure. Nous avons vu que cette structure simple se compliquait cependant localement de replis synclinaux ou anticlinaux accessoires. Le découpage par des failles parallèles à la direction des plis n'est pas très développé ici et ne se traduit que par des accidents locaux dont j'étudie le détail ci-dessous. Une seule partie du synclinorium, au SE du massif granitique de la Maladetta, entre la haute vallée du barranco de Berasty et celle du rio Flamisell, montre un écaillage important faisant affleurer des panneaux faillés de schistes gothlandiens remontant au milieu des formations dévoniennes. La cartographie sommaire de cette région, située à l'W de la Coma Romadera, est reportée sur la carte (dépliant D). La faille de Caillaouas, après son passage au S des apophyses de Tredós et d'Artiés et au N du granite de Basiero, vient disparaître, dans les schistes carburés, au niveau de Espot, après un parcours de près de 50 km.

De nombreux accidents ayant la même orientation que cette faille très importante sont situés dans son prolongement direct. Je citerai, en particulier, les failles d'Escaló, d'Estaron et d'Aydi qui mesurent chacune 5 à 6 km de longueur. La dernière est la plus importante et j'ai montré, lors de l'étude de la coupe géologique du torrent de Bayasca, qu'elle faillait l'anticlinal du rio Auresi de manière fort sensible (fig. 42). Elle se poursuit, vers l'E, dans la direction de Tirvia sans toutefois franchir la Noguera de Cardós, décalant au passage le contact entre le Dévonien et le Carbonifère.

Fig. 44

Vue du flanc septentrional du synclinal de Espot-Andorre prise du chemin allant de Tirvia à Burch, entre ces deux villages (voir également la photo 2 de la Pl. 5)

Au premier plan, à droite, le village de Tirvia et, en contrebas, le ruisseau de Farrera et ses alluvions.

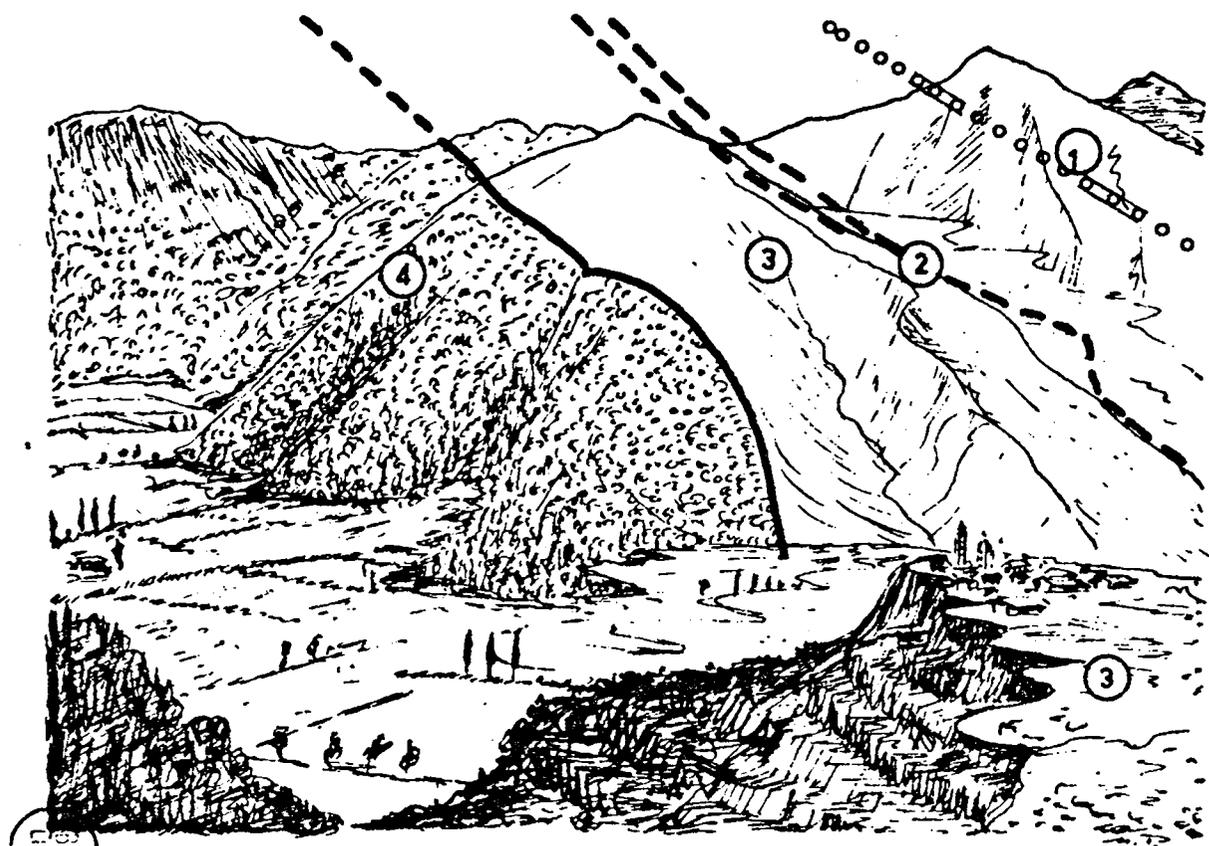
Entre le premier plan et le second plan, coule, du N au S, au fond de la vallée, la Noguera de Cardós.

Au second plan, donc sur la rive droite de la Noguera de Cardós, on voit, de fort belle manière, le passage du Dévonien (3) au Carbonifère (4).

Les schistes carbonifères sont recouverts d'un maquis très serré de petits chênes Faux-Houx (Quercus Ilex L.) à petites feuilles piquantes tandis que le Dévonien n'est recouvert que d'une prairie rase.

Le troisième plan représente :

- au S : les formations carbonifères du flanc méridional du synclinorium, largement en amont de Llavorsi.
- au N : le Gothlandien (2) dont les schistes carbourés déterminent une dépression, le Cambro-Ordovicien (1) formant une falaise nette.



VUE DU FLANC SEPTENTRIONAL DU SYNCLINAL DE ESPOT-ANDORRE
 prise du chemin allant de Tirvia à Burch, entre ces deux villages.

Fig. 44

Croquis panoramique pris de la route de Burch à Farrera (300 m avant Farrera)

Fig. 45

Ce croquis constitue une coupe d'ensemble du synclinorium, choisie au niveau de Llavorsi-Tirvia, donc sensiblement en son milieu.

On distingue du N au S le Cambro-Ordovicien, le Gothlandien, le Dévonien, le Carbonifère et de nouveau le Dévonien, le Gothlandien, et le Cambro-Ordovicien.

Les pendages sont absolument constants et l'on voit très bien, ici, la forme parfaitement isoclinale du synclinorium.

Au premier plan, le Dévonien est en contact direct, par faille, avec les formations cambro-ordoviciennes. Le Gothlandien, bien visible par ailleurs, est ici complètement laminé.

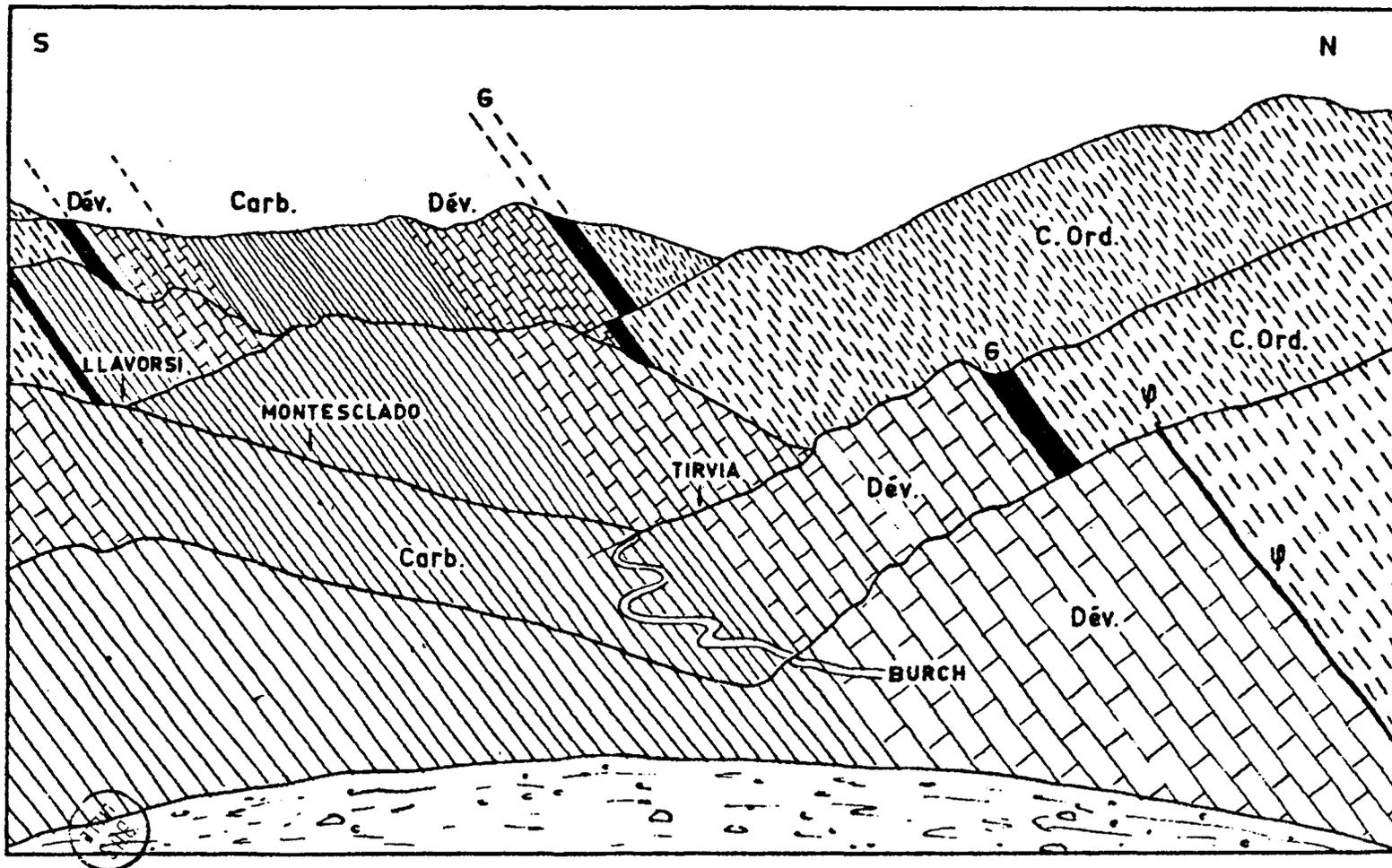


Fig. 45 CROQUIS PANORAMIQUE PRIS DE LA ROUTE DE BURCH A FARRERA
(300m à l'W de Farrera)

D'autres failles, sans être dans le prolongement de la faille de Caillaouas, ont cependant la même direction. Parmi celles qui affectent principalement le Carbonifère, il faut noter, d'une part la faille d'Escart partant du flanc SE du pic Rossell pour aboutir au niveau du village de Arestuy et, d'autre part, la faille de Farrera, au S de Burch.

La même orientation peut, évidemment, s'observer à la faveur d'accidents affectant le Gothlandien et le Dévonien; les écaillés situés à l'W de la Coma Romadera, les failles de Bordas de Conflens, de Burch et du rio Magdalena en sont d'excellents exemples.

Tous ces accidents, orientés NWW-SEE, sont recoupés par de nombreuses failles subverticales orientées NE-SW.

Les deux plus importantes, qui sont en même temps les plus caractéristiques, passent l'une par Escaló, l'autre à l'E de Aydi.

La première de ces deux failles recoupe la faille d'Escaló et participe, près de ce village, à la constitution d'un ensemble faillé dont la structure est rendue encore plus complexe par la présence de schistes carburés gothlandiens qui se plissent en un anticlinal coffré et fortement faillé. La carte jointe (dépliant D) ne donne qu'un faible aperçu de cette complexité incohérente, heureusement localisée aux environs immédiats de Escaló.

La seconde de ces failles d'effondrement passe sur le flanc W du pic des Malls, entre Tirvia et Estaron. Elle décroche, là, un poudingue cambro-orlovicien, facilitant ainsi le repérage de son passage. Ensuite, après avoir recoupé la faille d'Estaron, elle décale de près de 100 m.

le contact entre le Dévonien et le Carbonifère du flanc N du synclinorium et disparaît un peu avant la faille d'Aydi.

Après avoir suivi depuis le lac de San Mauricio une orientation NW-SEE le synclinorium de Espot-Andorre prend, à l'aplomb de Bordas de Conflens et pendant 2 à 3 km, une direction WE avant de se diriger, dès Civis, du SW vers le NE. Le synclinorium, dès lors, se simplifie et longe le bord septentrional du granite de Mont Louis-Andorre avant de disparaître, au niveau du port d'Envalira. Le Carbonifère, quant à lui, disparaît un peu avant Encamp, en Andorre.

J'ai utilisé, pour la partie andorrane du synclinorium de Espot-Andorre, les contours de la carte synthétique de Autran, Guitard et Raguin (1963). C'est ainsi que j'ai cartographié au SW du granite d'Andorre et traversant le rio de Os une assez grande écaille de terrains gothlandiens. Il n'est toutefois pas impossible de penser que les schistes noirs ainsi représentés puissent constituer un faciès particulier du Carbonifère, identique à celui déjà signalé au niveau du Cap del Bosch de Burch.

Il est par ailleurs certain que les terrains cartographiés au S du village de Civis et déterminant le synclinal carbonifère faillé de Civis sont en fait des calcschistes et des schistes dévoniens. Pour cette raison, j'ai été amené à modifier dans la région de Civis la structure du synclinorium en supprimant le dit synclinal carbonifère faillé.

La carte (dépliant D) rend compte, schématiquement, de cette simplification.

Au S de Civis, le Gothlandien offre une assez belle extension et les complications tectoniques, dont il est coutumier, y atteignent un rare degré de développement. Cet ensemble gothlandien, très morcelé dans le détail, est limité au N par un accident important qui se prolonge vers l'W par les failles, déjà citées, du rio Magdalena.

Dans l'ensemble du synclinorium de Espot-Andorre, un seul accident m'est apparu comme aberrant par rapport aux grandes directions tectoniques normalement observées. Il s'agit de la faille de Tirvia, longue de 3 kilomètres et sensiblement orientée du NW au SE. Elle est particulièrement nette au niveau du confluent de la Noguera de Vall de Farrera et de la Noguera de Cardós; on la suit dans le Dévonien du bord N du synclinorium, à l'W de Tirvia; elle s'amortit sous le village après avoir traversé le barranco de Burch et tend à prendre, là, une direction NWW-SEE.

CONCLUSIONS

Le synclinorium de Espot-Andorre, dont le centre est occupé par des formations carbonifères, essentiellement schisteuses, forme un arc de cercle à concavité tournée vers le N.

Ce synclinorium, sensiblement isoclinal, à pendage dirigé constamment vers le N, est faillé :

- par des accidents en direction NWW-SEE dont certains constituent le prolongement vers le SE de la faille de Caillaouas.
 - par des failles d'effortement, postérieures au précédentes et d'orientation NE-SW.
-

3° - LE CARBONIFERE DES REGIONS SITUEES AU SUD ET AU
SUD-EST DU MASSIF GRANITIQUE DE LA MALADETTA,
ENTRE LE RIO ESERA ET LE RIO SEGRE.

Dans cette partie de mon travail, je vais, après avoir exposé les résultats obtenus dans l'étude stratigraphique du Carbonifère de la région de Benasque par les géologues de l'école de Leyde, décrire brièvement la série carbonifère observable dans la région de Villanova, entre Sahún et Castejón de Sos. L'étude granulométrique de cette série présente, en effet, un intérêt tout particulier.

Ensuite, après avoir brossé à grands traits la stratigraphie monotone du Carbonifère essentiellement schisteux de Vilaller et de la région de Castejón de Sos, je décrirai l'intéressant affleurement de Torre de Capdella-Aguiró avant de passer à l'étude du Carbonifère de la partie orientale de la Zone des Nogueras désigné sous le nom de Carbonifère de Feixa-Castellés-Espahent (Delattre et Waterlot, 1967).

Les grands traits tectoniques de chacun de ces ensembles seront rappelés ou décrits à la fin de chaque étude stratigraphique.

I) LE CARBONIFERE DE LA REGION DE BENASQUE ET DE VILLANOVA

A) Région de Benasque

L'école hollandaise bouleverse complètement depuis quelques années les conceptions stratigraphiques relatives aux régions du Val d'Aran et de la vallée de l'Esera dans les environs de Benasque. Elle attribue, en effet, un âge

dévonien et carbonifère à de nombreux affleurements considérés auparavant comme antégothlandiens et, inversement, considère comme anté-carbonifères des ensembles primitivement cartographiés carbonifères. Il est bien évident que ce bouleversement de l'échelle stratigraphique entraîne une transformation radicale de la structure.

C'est ainsi que la traînée carbonifère longue de plus de 40 km qui, sur la partie espagnole de la dernière édition de la feuille de Bagnères-de-Luchon part du Val d'Aran pour venir disparaître sur la feuille de Foix est maintenant considérée comme ordovicienne, gothlandienne ou anté-gothlandienne (Kleinsmiede (1960); de Sitter et Zwart : Geological Map of the Central Pyrenees. Provisional Edition).

Par ailleurs, dans la région de Benasque, les sédiments précédemment considérés comme anté-gothlandiens (Dalloni (1910); Schmidt (1931); Alastrue, Almela et Rios (1957); Waterlot (1961) sont maintenant rattachés au Carbonifère.

La région de Benasque doit donc être considérée maintenant non plus comme un anticlinal à coeur anté-gothlandien mais comme un synclinal à coeur carbonifère. Les schistes noirs qui affleurent si largement au S de la bourgade sont datés du Carbonifère et reposent en concordance sur un Dévonien supérieur identique à celui que j'ai décrit en préliminaire à l'étude du Synclinorium de Espot-Andorre. Les conglomérats "ordoviciens" de Schmidt (1931) interstratifiés dans cette série et qui avaient été utilisés dans nombre de reconstitutions paléogéographiques deviennent donc de ce fait de simples remaniements dus à la microtectonique.

B) Région de Villanova

Entre Sahún et Villanova, au S de Benasque, les sédiments dévoniens, en série renversée et fortement tectonisée, affleurent largement.

Au niveau du pont sur l'Esera, en amont de Villanova, on peut observer un beau développement des grès et schistes du Carbonifère sous un faciès absolument identique à celui décrit au Plan des Etangs. Les grès massifs, vert-bouteille, sont très riches en micas détritiques de grande taille et contiennent de nombreux fragments de schistes.

L'épaisseur observable de cette série, qui affleure à la fois sur la route au niveau du pont et dans le lit de l'Esera, est de l'ordre de 20 à 30 m. L'étude des formations gréseuses du lit de l'Esera, délicate il y a quelques années, est maintenant facilitée par l'assèchement presque total du lit du torrent dû à la retenue du barrage d'Eriste situé au N.

Au N de ces grès, donc stratigraphiquement au-dessous, vient une importante série calcaire. Immédiatement sous les grès et schistes se trouvent des calcaires noirs bien lités contenant de nombreux filonnets de calcite et quelques niveaux de lydiennes. Mey (1967) considère ces calcaires comme carbonifères ce qui entraîne, nous le verrons plus loin, d'intéressantes conséquences paléogéographiques.

En-dessous de ces formations noires se trouve une masse puissante de calcaires dont la teinte s'éclaircit d'autant plus que l'on monte dans la série.

On finit ainsi par aboutir à des calcaires gris-clair griotteux particulièrement nets dans le virage situé au N du pont de Villanova et où est ouverte une petite carrière maintenant abandonnée.

Ces "marbres" exploités sous le nom de Marbres de Villanova, peuvent être rattachés à la partie terminale du Dévonien. A l'W de Villanova, ils sont recouverts en discordance par le Permo-Trias et ce d'une manière particulièrement spectaculaire.

Au S et à l'E des grès de Villanova affleure une série importante de schistes très fins et très fissiles remarquablement développés dans la région de Sesue, sur la rive gauche de l'Esera, à l'aplomb de Villanova.

Ces schistes sont gris-bleu et contiennent de nombreux filonnets de quartz. Ils sont, par endroits, légèrement micacés, ne contiennent aucun niveau gréseux et leur altération est le plus souvent jaunâtre. L'âge de ces schistes est assez délicat à déterminer. Ils sont totalement azoïques et pourraient aussi bien être rangés dans le Dévonien que dans la partie du Carbonifère située au-dessus des grès de Villanova.

En résumé, dans la région de Villanova, au-dessus d'un Dévonien terminal griotteux affleurent des calcaires noirs que l'on peut, avec Mey, considérer comme carbonifères. Ces calcaires sont surmontés de grès et schistes indiscutablement carbonifères.

A l'ensemble de ces formations dévono-carbonifères sont associés des schistes gris-clair, puissants, dont l'âge exact est actuellement inconnu.

2) LE CARBONIFERE DE VILALLER ET LES AFFLEUREMENTS CARBONIFERES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA ZONE DES NOGUERAS

Le Carbonifère de Vilaller et les affleurements carbonifères de la Zone des Nogueras inclus dans le Paléozoïque de Renanue-Las Paules sont actuellement étudiés en détail par l'école hollandaise et, en particulier, par P.H.W.Mey.

En conséquence, je n'ai indiqué brièvement ci-dessous que les grands traits stratigraphiques déjà connus afin de les intégrer dans la synthèse paléogéographique qui fait l'objet de la 4ème partie de ce travail.

A) Le Carbonifère de Vilaller

Une bande de sédiments carbonifères que nous désignerons sous le nom de Carbonifère de Vilaller s'étend depuis le rio Isabena à l'W jusqu'à la Noguera de Tor à l'E. Long de plus de 15 km et large de 4 km au maximum, cet ensemble est situé immédiatement au N de la Zone des Nogueras.

La série stratigraphique, assez monotone, y est essentiellement schisteuse. On peut toutefois, noter la présence de quelques bancs de grès et de quelques niveaux de grès calcaireux et de calcaires. On peut observer, en outre, des passées de grauwackes décalcifiées assez riches en traces fossilifères malheureusement indéterminables. La base de ces formations carbonifères est parfois soulignée par des niveaux de lydiennes.

B) Le Carbonifère de la partie occidentale de la Zone des Nogueras

Entre Renanue et le rio Balicra affleure, au milieu des grès rouges permo-triasiques, une bande allongée de terrains dévono-carbonifères. Cet ensemble a été étudiée au point de vue tectonique, de manière très détaillée, par Roger (1965). Ce massif dévono-carbonifère fait partie de la Zone des Nogueras. qui constitue, rappelons-le brièvement, un ensemble tectonisé assez complexe, situé entre le rio Esera et le Segre, au S de l'autochtone indubitable de la Zone Primaire Axiale, séparé d'elle par une bande de terrains triasiques continus et laissant affleurer, au milieu de ces terrains triasiques, des massifs paléozoïques de superficie souvent importante.

Le Carbonifère de la partie occidentale de la Zone des Nogueras contient parfois, à la base, des nodules de micro-quartzite qui ressemblent à des lydiennes. J'aurais l'occasion de décrire des niveaux identiques dans la partie orientale du bassin de Feixa-Castellás-Espahent qui fait, lui aussi, partie de la Zone des Nogueras.

Ici encore, le Carbonifère est essentiellement schisteux et ne contient que quelques rares niveaux gréseux. Les sédiments carbonifères y sont souvent recoupés par des amas de roches éruptives (Roger 1965).

Vers l'E, il faut attendre le rio Flamisell et le gisement de Torre de Capdella-Aguiró pour retrouver des formations carbonifères anté-stéphanienues appartenant à la Zone Primaire Axiale. De même, en ce qui concerne la Zone des Nogueras, les sédiments carbonifères anté-stéphanienus ne se retrouvent plus avant le bassin de Feixa-Castellás-Espahent situé entre la Noguera Pallaresa et le rio Segre.

Nous allons maintenant étudier les caractéristiques de ces deux importants gisements.

3) LE CARBONIFERE DE TORRE DE CAPDELLA-AGUIRO

A) Localisation géographique - Historique

Affleurant au S de Torre de Capdella, sur chaque rive du rio Flamisell, ces formations carbonifères anté-stéphanienues sont les seules de cet âge entre les schistes de Vilaller qui, on vient de le voir, longent au N la Zone des Nogueras, et le bassin carbonifère de Feixa qui constitue un des éléments structuraux les plus importants de la partie orientale de la Zone des Nogueras.

Ces sédiments carbonifères reconnus depuis le siècle dernier, avaient donné lieu à quelques exploitations de houille. Comme souvent, il fallut attendre la venue de Dalloni pour le début d'une étude géologique systématique.

Dans l'étude que ce géologue fait de la bande qu'il nomme "bande d'Eril Castell", il décrit une série recouverte en discordance par les grès rouges et composée, à sa base, de calcaires sur lesquels reposent :

- a) des poudingues à galets de quartz et de lydiennes surmontés par des grès et des schistes datés du Westphalien moyen;
- b) des schistes argileux noirs, micacés, datés par une flore de la zone de Bruay donc du Westphalien C.
- c) des schistes et grès fins du Westphalien terminal (Westphalien D).
- d) des schistes fins ardoisiers d'âge stéphanien contenant :

Callipteridium aff. pteridium Schl.

Pecopteris pluckeneti Schl.

Pecopteris cyathea Schl.

Pecopteris polymorpha Brongn.

Alethopteris grandini Brongn.

Odontopteris reichi Gutb.

Dalloni décrit le prolongement de cette série vers l'E, donc sur la rive gauche du rio Flamisell, où elle se présente encore comme un ensemble schisteux et gréseux westphalien

et stéphanien. Le Stéphanien continue vers l'E et atteint, un peu au S de Sort, le village de Enviny où il s'épanouit en un beau synclinal recouvert par les grès rouges au S et à l'E, et en contact avec le Dévonien au N, comme le montre la coupe ci-dessous extraite du travail d'ensemble de L.U. de Sitter (1959)(fig.46).

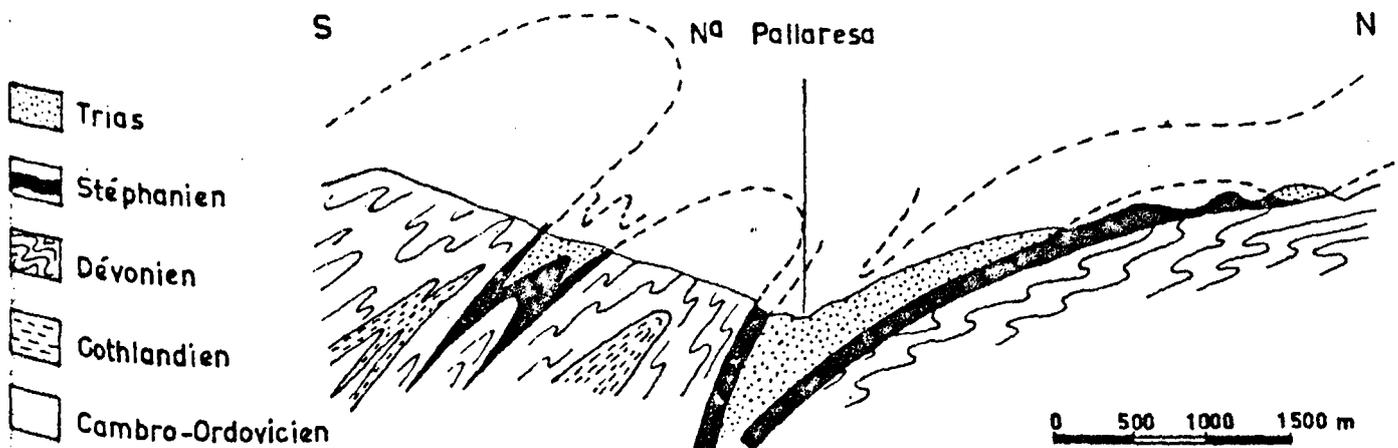


Fig. 46

COUPE AU NIVEAU DE ENVINY (d'après L.U. de Sitter)

Après les travaux de A.H. Sempelayo (1942) dont le but, essentiellement utilitaire, était d'aider les investigations d'une société d'exploitation (Sociedad minera Industrial del Pirineo), Almela et Rios (1947) reprennent, en les synthétisant, les travaux de tous les auteurs précédents, dans leur travail d'ensemble sur la géologie de la province de Lerida. Les travaux de l'école hollandaise de De Sitter et Zwart précisent, au cours de leurs éditions successives, la structure des différents affleurements de la région de Aguiro-Torre de Capdella.

De ce fait, les grandes structures étaient déjà bien élucidées et il ne m'a appartenu que d'apporter quelques précisions de détail. J'ai été amené en revanche à étudier systématiquement la stratigraphie des formations carbonifères anté-stéphaniennes observables à la faveur de la vallée du rio Flamisell et de ses affluents.

B) Description de la série stratigraphique

a) le Dévonien terminal

Le Dévonien terminal, assez caractéristique dans cette région, est à peu près identique à celui que j'ai décrit lors de l'étude du bassin de Espot-Andorre. Ses calcaires schisteux bien réglés sont particulièrement nets au niveau de la Centrale de Los Molinos. Ils y sont subgriotteux, de teinte claire, et on les distingue assez facilement des premiers sédiments carbonifères localement schisteux et noirs.

b) Série stratigraphique carbonifère

= Localisation des coupes utilisées dans l'établissement de la stratigraphie.

J'ai pu lever une série stratigraphique assez complète en utilisant :

- + la route menant à Torre de Capdella où de nombreux talus assez frais m'ont permis, en effet, un échantillonnage très serré et une étude assez suivie.
- + la piste menant au village d'Aguiró. Ce village, très isolé, n'est relié à la vallée du Flamisell que par une piste de terre qui rachète son manque de confort par une coupe continue dans les sédiments carbonifères. En amont du village d'Aguiró, cette piste devient un sentier muletier qui se prolonge vers l'W par le col de Oli situé dans le Trias.

- . la piste souvent précaire reliant entr'eux et à la route les villages de Monrós, Pobellá et Pauls. Malheureusement les affleurements sont ici assez rares en raison d'une couverture végétale abondante. En effet, les schistes carbonifères peu "soutenus" par les sédiments gréseux déterminent une dépression nette dominée au N par le Serrat de Puy et au S par le Serrat Roig, tous deux dévoniens, ayant résisté un peu mieux à l'érosion.

- Description d'une série synthétique

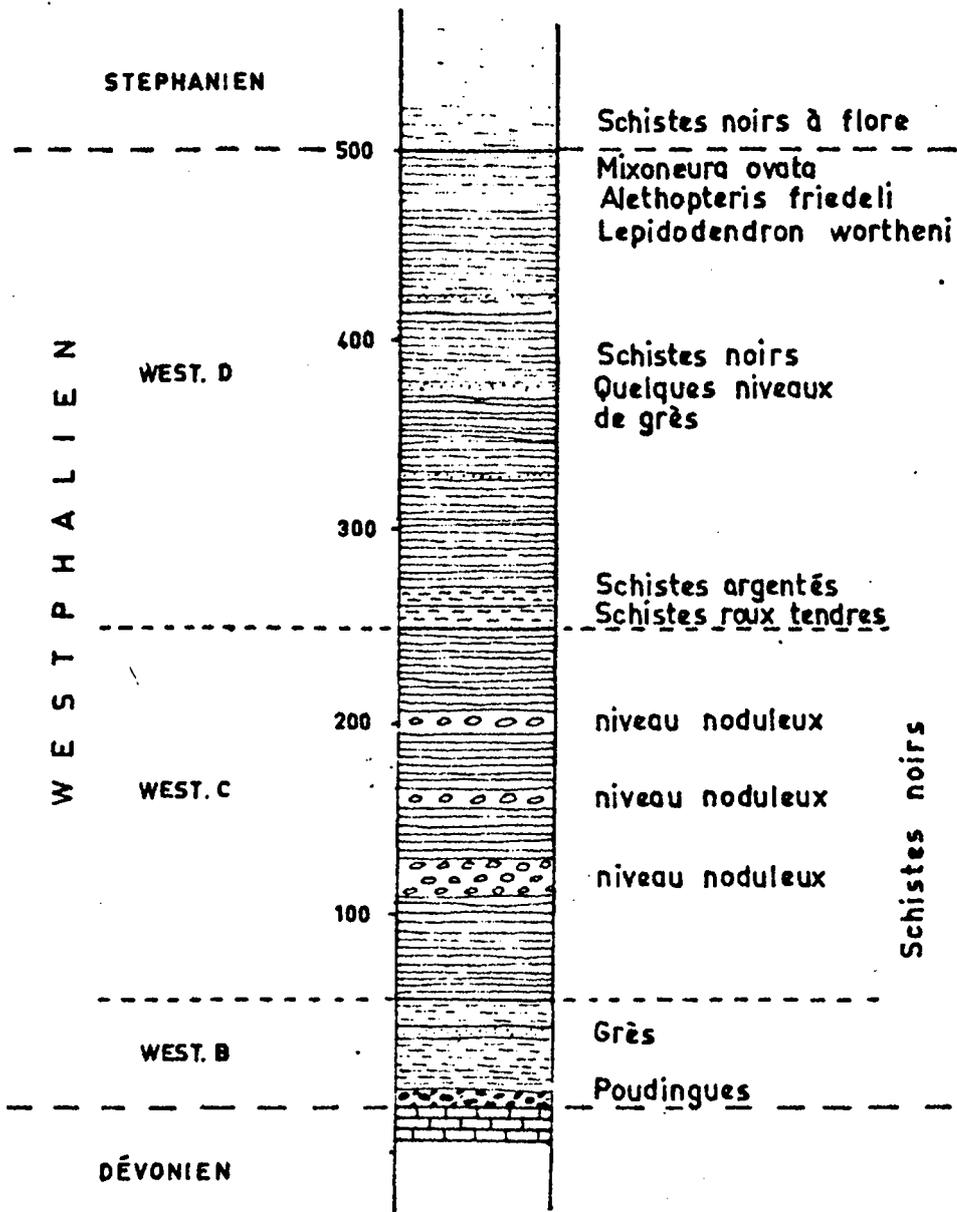
Je donnerai, afin d'illustrer la description qui va suivre, deux coupes. L'une (fig. 47) est synthétique et correspond à une série stratigraphique idéalisée de l'ensemble des affleurements. L'autre (fig. 48) est la coupe levée sur la rive gauche du rio Flamisell à la faveur de la route menant à Torre de Capdella. Elle n'est pas plus complète que celle observable le long de la piste d'Aguiró mais a le mérite d'être facilement accessible à partir de Senterada. Elle ne montre pas toutefois la base de la série.

Dans l'ensemble, après une série contenant parfois des poudingues, la série est essentiellement schisteuse et n'offre que quelques rares passées de grès ou des alignements de nodules. Je n'ai pas observé les calcaires de base dont semble parler Dalloni (1930).

J'ai divisé les formations anté-stéphaniennes en trois grands ensembles :

- + A la base un ensemble fortement détritique de 2 à 3 m de puissance formé de poudingues à galets de quartz et de roches siliceuses noires ressemblant à des lydiennes mais n'en présentant pas la structure microscopique. Ces formations sont surmontées par une cinquantaine de mètres de schistes noirs très fins et très fissiles dont la monotonie

CARBONIFÈRE DE TORRE DE CAPDELLA-AGUIRO
SÉRIE STRATIGRAPHIQUE



Schistes noirs



Fig. 47

n'est rompue que par la présence d'un banc de grès assez schisteux de 2 à 3 m de puissance. L'épaisseur de cette série basale est de l'ordre de 50 m. L'attribution déjà proposée par Dalloni (1930) au Westphalien moyen ne paraît pas devoir être mise en doute.

+ Au-dessus de cette série on peut observer près de 200 m de schistes noirs très durs contenant quelques niveaux noduleux dont l'un, situé un peu en amont du pont sur le rio Flamisell, est particulièrement net. Les nodules, gréseux, bien stratifiés, ovoïdes, y atteignent une dimension importante de l'ordre de dix centimètres pour la plus grande longueur. Une recherche systématique de fossiles dans le coeur de ces nodules n'a, hélas, rien donné, à part quelques traces indéterminables à structure alvéolaire très fine.

+ Le troisième ensemble commence par un niveau de schistes roux assez tendres d'une dizaine de mètres de puissance suivi d'une passée de schistes argentés de 4 à 5 m. Ces schistes de teinte claire sont surmontés par une importante série de schistes noirs assez riches en muscovite contenant quelques niveaux gréseux, toujours en petits bancs, d'épaisseur faible.

La puissance de ces schistes est assez grande et atteint, à mon avis, 250 m.

Le sommet de cette série, bien net dans la région d'Aguiró, est assez riche en plantes. Dans un gisement proche du village, non loin d'une ancienne exploitation locale d'un mauvais charbon, j'ai pu recueillir, outre les flores déjà récoltées par Dalloni :

Mixoneura ovata

Mixoneura ovata f. acutifolia

Alethopteris friedeli (Pecopteris aquilina)

Lepidodendron wortheni

Toutes ces espèces appartiennent au Westphalien D.

Notons toutefois que Lepidodendron wortheni est également connu, dès le Westphalien C, dans le Nord de la France.

- Résumé de la stratigraphie

En résumé, la stratigraphie des formations carbonifères anté-stéphanienues de Aguiró-Torre de Capdella est assez simple.

La série, essentiellement schisteuse, d'une puissance de 500 m, débute parfois par un poudingue (région d'Aguiró) parfois directement par des schistes noirs (région de Los Molinos). Il est toutefois difficile de déterminer si cette absence des poudingues de base est d'origine tectonique ou sédimentaire. La monotonie de ces schistes n'est rompue que par quelques bancs gréseux et par quelques alignements de nodules. Il n'est pas possible de mettre en évidence ni Dinantien, ni Namurien, ni Westphalien A.

Les premiers sédiments semblent déjà appartenir au Westphalien B.

Les schistes stéphanienues, dont l'étude est souvent rendue délicate par le jeu de la tectonique, sont noirs, fissiles, micacés et riches en flore (Dalloni, 1930).

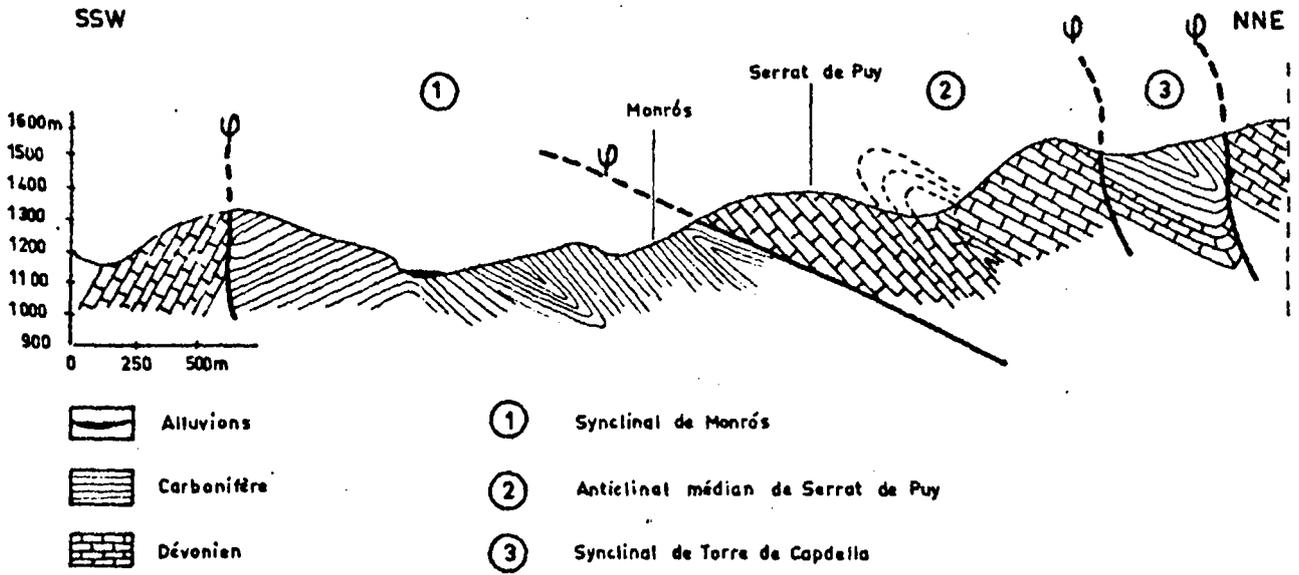


Fig. 48

COUPE DANS LE CARBONIFERE DE TORRE DE CAPDELLA - AGUIRO

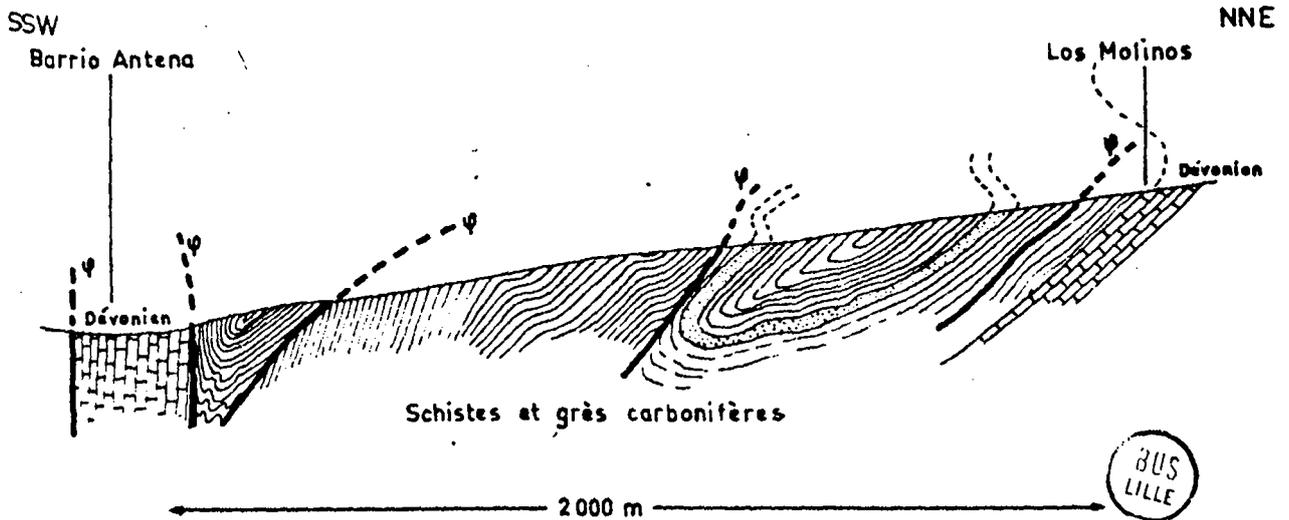


Fig. 49

COUPE LE LONG DE LA RIVE DROITE DU RIO FLAMISELL AU SUD DE TORRE DE CAPDELLA

C) Les grands traits tectoniques du Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró (fig. 50)

L'ensemble des sédiments dont nous venons d'étudier la stratigraphie forme deux synclinaux; l'un septentrional, l'autre méridional séparés par un anticlinal médian (fig. 48, 49 et 50).

Le synclinal septentrional, de Torre de Capdella, d'importance assez faible, laisse affleurer, à l'E de Torre de Capdella, des terrains carbonifères en contact faillé avec le Dévonien. En effet, deux failles subverticales de direction N 100° à N 110° isolent une lanière de schistes carbonifères au milieu de sédiments dévoniens (fig. 50).

L'anticlinal médian de Serrat de Puy composé de calcaires schisteux dévoniens, offre une particularité fort intéressante. En effet, le Dévonien du Serrat de Puy recouvre, à la faveur d'une petite faille directionnelle, les premiers sédiments carbonifères au N de Monrós. Cet accident, net au Serrat de Puy, semble s'amortir assez vite à l'E et à l'W. Toutefois, l'absence de poudingue de base, signalée plus haut, pourrait laisser supposer que l'ensemble des sédiments dévoniens de la région de Los Molinos-Serrat de Puy recouvre les premiers sédiments carbonifères du synclinal méridional de Monrós. De fait, il est très délicat, dans ce type de formations schisteuses, de mettre en évidence une faille parallèle à la stratification. Ce synclinal méridional dont une coupe détaillée est donnée par la fig 49 est affecté de quelques replis locaux sans grande importance.

Il est en contact avec le Dévonien situé au S. par une faille subverticale extrêmement nette dans la topographie. Cet accident part des environs de Castell-Estadio, traverse

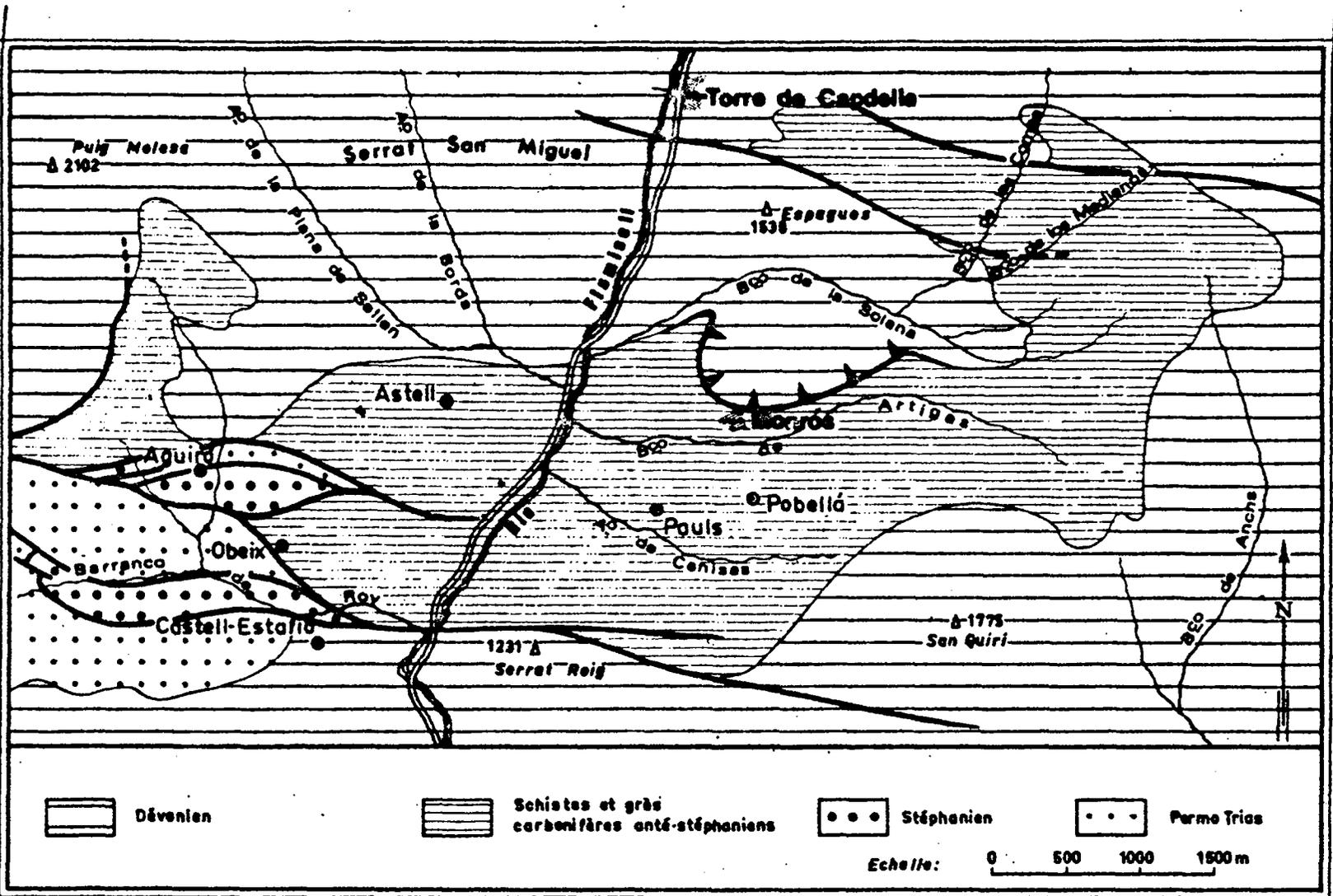


Fig. 50

CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE DE LA RÉGION TORRE DE CAPDELLA ET AGUIRO



La vallée du Flamisell au niveau de sa confluence avec le barranco de Roy, longe le flanc N de Serrat Roig et vient mourir dans le flanc S de San Quiri, un peu à l'W du village de Anchs. La fig 48 qui est une coupe NNE-SSW du Carbonifère de Aguiró-Torre de Capdella, au niveau du Serrat de Puy, montre ces différentes unités tectoniques. La partie occidentale du synclinal méridional est tectoniquement assez complexe.

Les schistes westphaliens y sont en contact avec le Permo-Trias et le Stéphanien. La structure tectonique est ici caractérisée par une série d'écaillés déterminées par une mosaïque de failles sigmoïdes dont la direction d'ensemble est N 100° (fig. 50).

Au N de cet ensemble tectonique complexe un "bourgeon" du synclinal méridional, faillé à l'W, constitue une partie des flancs du Puig Molesa. C'est dans les schistes qui le constituent que j'ai pu trouver les échantillons de flore du Westphalien D.

4) LE BASSIN CARBONIFERE ANTE-STEPHANIEEN DE FEIXA-CASTELLAS-ESPAHENT

A) Localisation géographique

Le bassin carbonifère que j'étudie ici s'oriente de l'WNW à l'ESE. Il s'étend sur une quinzaine de km alors que sa largeur maximale ne dépasse guère 6 km. Il est situé immédiatement au S de la route allant de Sort à Seo de Urgel par Rubio et Parroquia de Orto. Il est disséqué, essentiellement, par le rio de Castellás qui se jette, un peu en aval de Espahent, dans le rio de la Guardia qui est lui-même affluent du rio Segre par l'intermédiaire du rio Pallerols.

La masse principale, que je désignerai sous le nom de Carbonifère de Feixa-Castellás, se prolonge vers l'E par un synclinal accessoire, de petite taille, que j'appellerai synclinal d'Espahent (fig. 5I).

Le Carbonifère, presque constamment frangé de Dévonien, est dominé au S par les sédiments crétacés de la Sierra de Prada surmontant la mince bande jurassique d'Hostalets, au N de Orgaña. La bande dévonienne méridionale se plie toutefois en un anticlinal dissymétrique qui laisse affleurer en son centre les schistes carburés du Gothlandien.

Une masse imposante de schistes et grès anté-gothlandiens, la sierra de San Juan, domine le Dévonien qui borde le flanc septentrional du bassin. Un important revêtement de poudingues et grès rouges masque souvent les formations paléozoïques (Delattre et Waterlot, 1967).

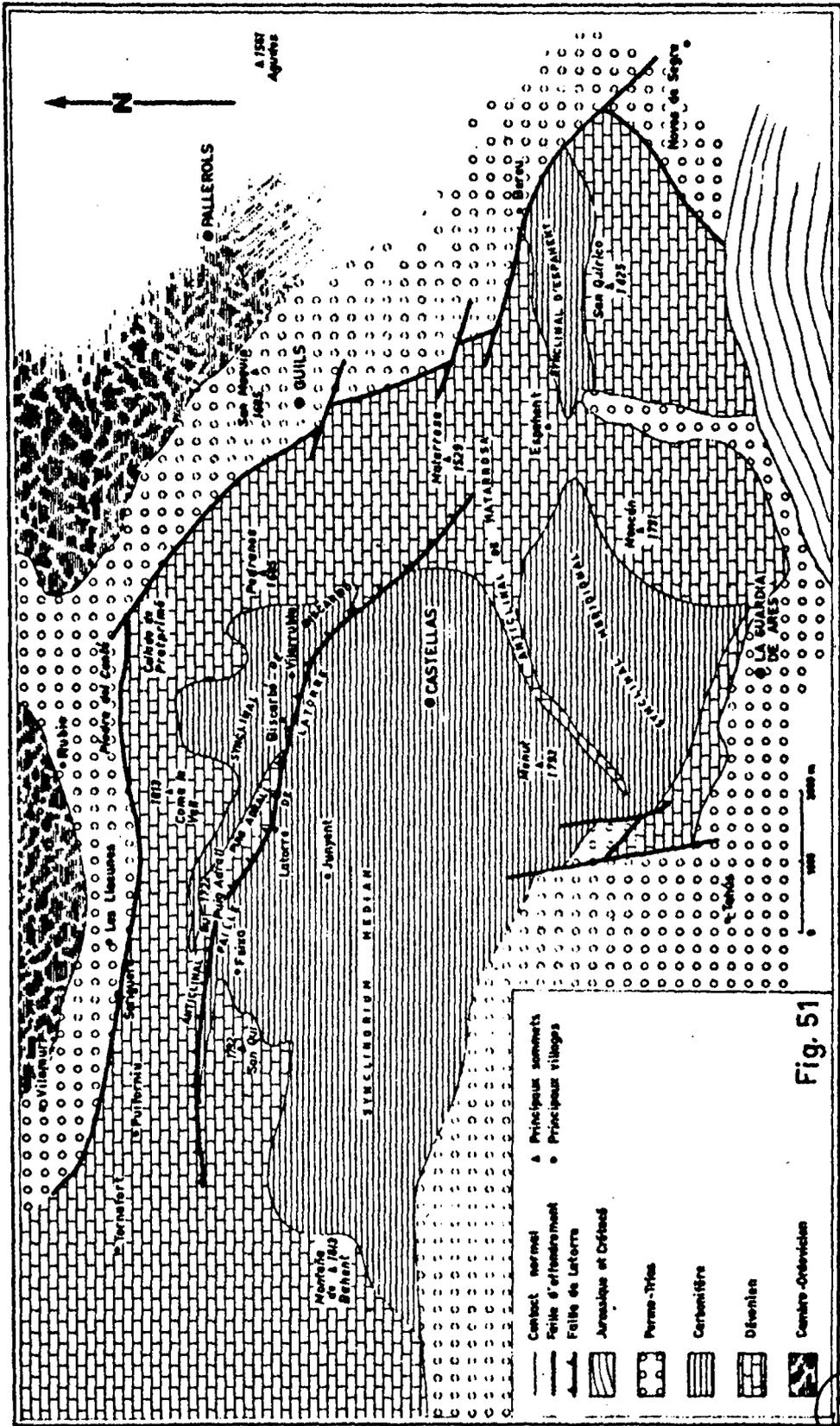


Fig. 51

BUSVILLE

B) Historique de l'étude géologique du bassin

Dès 1910, Mengel, étudiant en Espagne le prolongement occidental du grand accident sud-pyrénéen qu'il venait de décrire dans les Pyrénées orientales françaises, établit les grandes lignes géologiques de l'"îlot primaire de La Guardia" dont font partie les formations que je décris ici. Pour cet auteur, le Carbonifère, qu'il rattache au Dinantien, est composé, à la base de lydienes épaisses (15 à 20 m quelquefois) auxquelles succèdent des calcaires griotteux, des ampélites, des grès et des poudingues. Ces formations sont surmontées de puissants schistes micacés noir-bleuâtre .

Pour Mengel, l'îlot primaire de La Guardia constitue "une nappe ondulée, entraînée vers le Nord par une poussée venue du Sud, sur un Trias sectionné par une faille transversale, coïncidant sensiblement avec la vallée de la Noguera et à ramifications multiples".

Dalloni (1930) reprend les conclusions de Mengel quant aux grandes lignes de la stratigraphie mais l'interprétation tectonique qu'il propose est différente. La zone carbonifère de Feixa est, pour lui, située dans sa célèbre "nappe des Nogueras" vaste ensemble charrié débutant dans la région de Vilaller et se terminant au niveau du rio Segre.

Jacob, Fallot, Astre et Ciry (1927) ne se rangent pas aux vues tectoniques des auteurs précédents. Pour eux, la zone paléozoïque qu'ils appellent Massif primaire d'entre Segre et Pallaresa "repose au N sur le Permo-Trias axial qui forme la bande, plongeant au S, de Guils, Rubio et Villamur. Il supporte au S la série sud-pyrénéenne sous laquelle il s'enfonce en outre obliquement vers le SE entre la Guardia et Belpuy".

Misch (1934) ne se préoccupe pas particulièrement de la stratigraphie du Carbonifère de Feixa mais les conceptions tectoniques qu'il expose, dans son étude sur les Pyrénées centrales espagnoles, sont totalement différentes de celles de Dalloni et se rapprochent plutôt de celles de Jacob, Fallot, Astre et Ciry.

Misch désigne cette région de Feixa sous le nom de région de Coma de Tó ou Castellás. Elle est, selon lui, normalement recouverte au S par des formations permotriassiques et constitue donc un pli de Paléozoïque autochtone dont le flanc méridional peut être déversé vers le S tandis que l'ensemble est déversé vers le N.

Pour Misch cette symétrie dans le déversement bilatéral d'un pli est caractéristique de cette partie des Pyrénées.

En 1947 Almela et Rios synthétisent, dans leur mise au point sur la géologie des Pyrénées de Lerida, les observations et les conclusions des auteurs précédents.

En 1959 de Sitter, étudiant la structure de la Zone axiale des Pyrénées de la province de Lerida, est amené à considérer comme indubitablement autochtone le massif dont fait partie le Carbonifère de Feixa. La même année N. Schulman étudie la géologie de la région de Tornafort qui constitue la partie occidentale du Carbonifère de Feixa-Castellás. Il décrit cet ensemble comme autochtone et constituant la bordure septentrionale de la Zone des Nogueras. Fait important la limite septentrionale du massif est, pour lui, une faille oblique à regard N séparant le Trias du Primaire situé au S. Le Trias, plongeant au S, est ainsi effondré et ne s'enfonce pas sous le Primaire méridional.

C) Stratigraphie du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (fig. 52)

a) Localisation des coupes étudiées

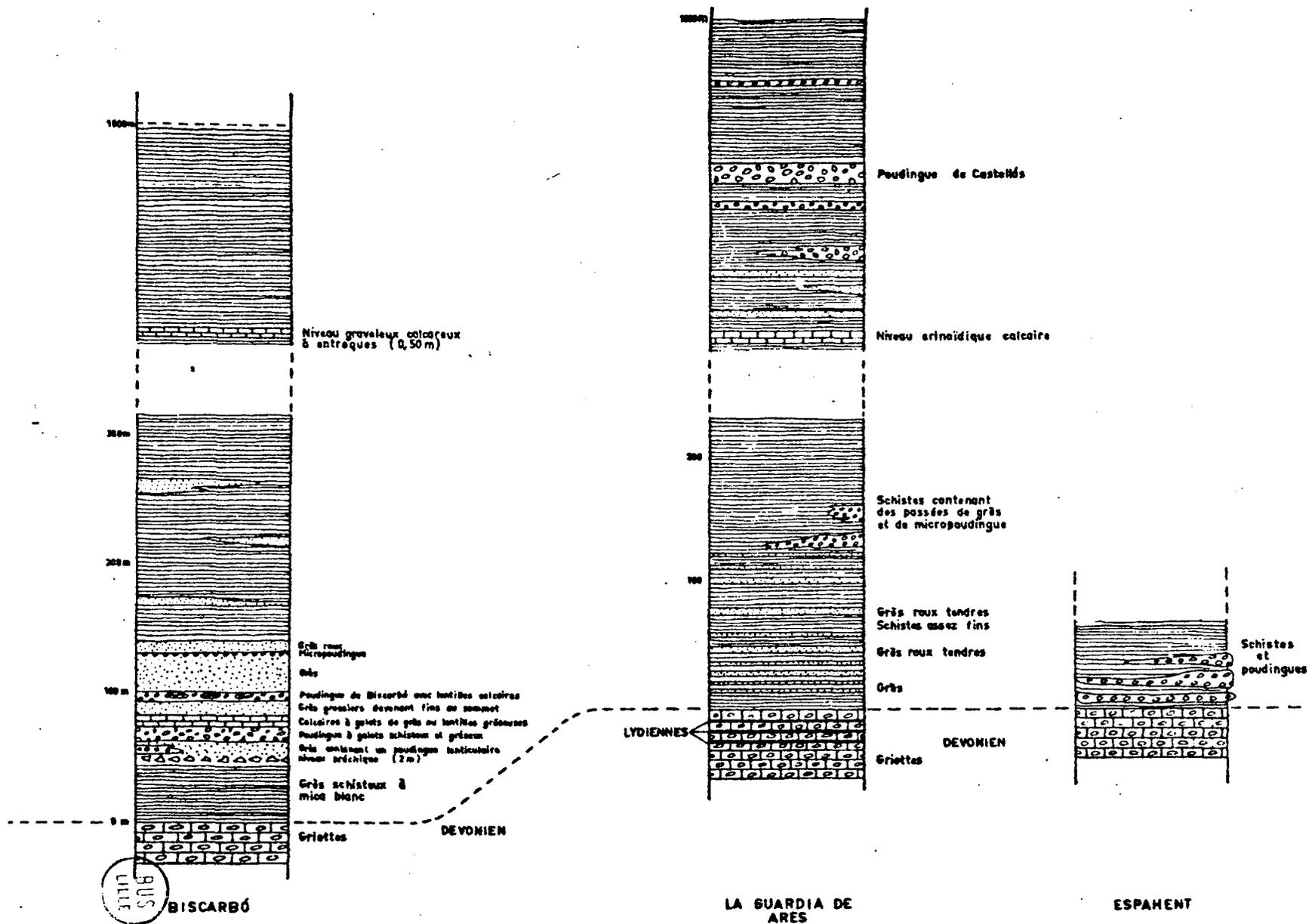
La première coupe a été levée à la faveur de la piste qui, partant de la Piedra del Cantó, relie Biscarbó, Junyent et Feixa. La seconde se situe le long de la route menant à La Guardia de Arés et plus particulièrement dans les quelques kilomètres qui précèdent cette bourgade. Cette coupe sera complétée par les observations faites entre La Guardia de Arés et Castellás d'une part et dans la région de Espahent d'autre part. La troisième a été effectuée au niveau du Puig Adrall, à l'aplomb de Soriguera-Les Llacunes.

b) Coupe dans la région de Biscarbo

Après un trajet de plusieurs centaines de mètres dans le Trias de la Piedra del Cantó, la piste traverse une bande de sédiments dévoniens qui, à l'aplomb de la Coma la Vall, sont constitués par les griottes caractéristiques du Dévonien terminal. A ces formations font suite cinquante mètres de grès schisteux à muscovite dont la teinte la plus fréquente est gris-verdâtre.

Ce premier niveau est surmonté d'un passage bréchi que de 2 m d'épaisseur supportant 10 m de grès admettant parfois des poudingues lenticulaires contenant des galets de calcaires dévoniens. Ces grès passent, de manière assez insensible, à un niveau d'une dizaine de mètres de poudingues à galets schisteux et gréseux. Ce poudingue contient lui aussi, quelques galets de calcaires dévoniens et passe à un niveau calcaire contenant quelques lentilles gréseuses. Ces calcaires

SÉRIES STRATIGRAPHIQUES DANS LE CARBONIFÈRE DE FEIXA-CASTELLAS-ESPAHENT Fig. 52



sont surmontés par une vingtaine de mètres de grès ; ceux-ci, grossiers à leur base, deviennent de plus en plus fins au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Ensuite, à Biscarbó, tant à l'intérieur du hameau qu'à sa sortie méridionale, après le coude de la piste, affleurent de beaux poudingues dont les éléments, assez fins à la base, deviennent de taille pugilaire au sommet de la série (planche 6 photo 1 et 2).

Ce poudingue contient des lentilles calcaires de quelques décimètres qui ne sont pas sans rappeler les éléments calcaires présents dans les brèches du Dourdu (Milon 1925, Delattre 1952). Malheureusement la recherche de microfaune s'est, ici, révélée infructueuse.

Ce poudingue supporte près de 30 m de grès couronnés par un micropoudingue de quelques dm d'épaisseur recouvert lui-même par un niveau de 10 m de grès roux tendres. Ensuite, débute une importante série de schistes fins, bleus ou gris-verdâtre, dont la puissance peut être évaluée à 800 ou 1000 m. La monotonie de ces schistes n'est rompue que par quelques lits gréseux assez minces. Notons toutefois, à 200 m du sommet, la présence d'un niveau graveleux, calcaireux, contenant de nombreuses entroques. Malheureusement la recherche de Conodontes dans ce niveau paraissant constant puisqu'il a été découvert en plusieurs endroits du bassin, apparemment toujours dans la même position stratigraphique, s'est ici encore révélée infructueuse.

c) Coupe dans la région de la Guardia de Arés

La partie basale de la série a été étudiée aisément entre les Km 16 et 18 de la route menant à la Guardia de Arés, 3 Km à l'W de Trejubell.

Cette étude a été complétée par des observations faites aux environs du hameau de Espahent.

La partie supérieure de la série, malaisée à observer dans les deux endroits précités, a été étudiée, à partir de la Guardia de Arés, grâce aux anciennes pistes militaires longeant le flanc oriental du Mont Menut et le flanc occidental du pic Moncan et, également, à la faveur du thalweg du Vertiente de Revertera et du Barranco de Boysaide.

= Base de la série

Le sommet des griottes du flanc occidental du pic Moncan est marqué par la présence de petits lits de lydienes intercalés dans les niveaux griotteux. Ce caractère est particulièrement net au point I0066-8657 de l'édition militaire de la feuille Orgaña au 1/50.000°, en face du pont passant sur le Barranco de Boysaide.

Immédiatement au dessus de ces niveaux vient un ensemble schisteux d'une puissance d'une vingtaine de mètres. Les schistes, gris-clair, contiennent la trace de très petites Goniatites dont l'état de conservation est malheureusement trop mauvais pour permettre des déterminations précises. On observe ensuite une alternance de passées schisteuses et de niveaux gréseux caractérisée par le fait que les niveaux gréseux sont d'autant plus gros et séparés les uns des autres que l'on monte dans la série. Si, dans cette région du Barranco de Boysaide, la base du Carbonifère n'est caractérisée que par l'alternance, décrite ci-dessus, de grès et de schistes, il n'en est pas de même dans la région du hameau de Espahent.

En effet, les griottes de cette région, et en particulier, celles qui sont observables sur les flancs du San Quirico, ne semblent plus contenir les niveaux de lydiennes cités plus haut. De plus, le Carbonifère débute, après quelques mètres de schistes azoïques, par des poudingues assez épais à gros galets de quartz et de grès noir contenant en outre quelques galets mous de schistes noirs. Les schistes azoïques de la base contiennent quelques lits minces d'un grès noir, très dur, à cassure esquilleuse. L'étude en lame mince montre bien que l'on a affaire à un quartzite extrêmement fin et non à une lydienne. Ainsi, à quelques kilomètres de distance, des différences peuvent s'observer tant dans le mode de passage du Dévonien au Carbonifère que dans la nature des sédiments.

= Partie supérieure de la série

La partie supérieure de la série, nettement plus monotone, est caractérisée par une grande abondance de schistes assez fins, identiques à ceux décrits dans la région de Biscarbó. A environ 200 m du sommet on trouve encore un niveau crinoïdique calcaire identique à celui de la série de Biscarbó. De plus, à environ 100 mètres du sommet, se trouve un niveau de poudingues assez grossiers, à gros galets de quartz veiné, de grès, de schistes et de calcaires. La pâte est un grès grossier passant parfois au micropoudingue.

Ce niveau, appelé poudingue de Castellás (Delattre et Waterlot 1967), est surmonté d'une centaine de mètres de schistes identiques à ceux qui sont sous le poudingue.

On peut noter, 50 m avant la fin de la série, la présence d'un lit mince de poudingues (0,50 m) à petits galets. La nature pétrographique de ces galets est identique à celle des galets du poudingue de Castellás.

d) Coupe à l'aplomb de Sorigüera

La mauvaise qualité des affleurements situés dans la région comprise entre Sorigüera-Les Llacunes et Feixa n'a pas permis d'établir une coupe stratigraphique aussi détaillée que les précédentes.

Retenons toutefois les grands faits suivants : le Dévonien constitue, en face de Sorigüera, une falaise de 50 à 60 m de calcaires gris fortement recristallisés contenant de nombreux filons de calcite. Ces calcaires offrent des passées crinoïdiques à assez belles entroques. Au sommet de la falaise, le Dévonien passe à des calcaires subgriottes puis à des calcaires griottes francs.

Au-dessus des griottes commence un beau niveau de lydiennes en petits lits intercalés dans des schistes gris clair. L'épaisseur de l'ensemble de ce niveau est, au maximum, d'une vingtaine de mètres. Cette observation corrobore bien les indications données par Mengel (1910) pour les observations qu'il fit en face de Rubio.

Au-dessus des lydiennes se développe un ensemble de grès et de schistes semblable à celui de la Guardia de Arès. Le pourcentage des schistes augmente, au détriment des grès, au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Quelques rares niveaux de poudingues ont été retrouvés à la partie supérieure de la série, à l'E de Feixa. Le niveau crinoïdique calcaire déjà signalé n'a pas été retrouvé ici.



En résumé, la série stratigraphique du bassin de Feixa-Castellás, de faciès Culm, essentiellement détritique, est composée de schistes, de grès, de microconglomérats et de conglomérats. Elle admet parfois quelques passées de calcaires crinoïdiques.

En certains points de la partie septentrionale du bassin, la série commence par des lydiennes ; dans la partie méridionale, ces lydiennes, quand elles existent, se trouvent dans les derniers niveaux de calcaires griottes qui passent assez insensiblement aux sédiments plus manifestement carbonifères.

La puissance de la série est de l'ordre de 1000 m et les différents caractères exposés ci-dessus, sont ceux d'un bassin paralique.

Aucun fossile déterminable n'a été découvert et seuls des arguments géométriques permettent de rapporter au Carbonifère anté-stéphanien l'ensemble du bassin de Feixa-Castellás-Espahent. En effet, ces sédiments, qui couronnent une série concordante comprenant le Cambro-Ordovicien, le Gothlandien et le Dévonien, offrent un faciès très différent de celui du Stéphanien et sont recouverts de Permo-Trias. Par ailleurs on connaît, plus à l'W, des sédiments dont les faciès sont analogues à ceux que je viens de décrire ; datés du Westphalien, ils sont concordants sur le Dévonien et surmontés par des formations stéphanienues discordantes. Il ne nous semble donc pas que l'âge carbonifère anté-stéphanien des formations décrites ci-dessus puisse être mis en doute.

D) Grands traits tectoniques du bassin carbonifère
de Feixa-Castellás-Espahent

La carte géologique, schématisée, de l'ensemble du bassin (fig. 5I) montre les grands éléments tectoniques que nous étudierons successivement. Il s'agit, du N au S :

- du synclinal de Biscarbó
- de l'anticlinal de Puig Adrall et de la faille de Latorre
- du synclinorium médian
- de l'anticlinal de Matarrosa
- du synclinal méridional et du synclinal d'Espahent qui le prolonge vers l'E.

Au S de la masse cambro-ordovicienne allant de Rialp à Seo de Urgel se développe une longue bande permo-triasique dont la limite méridionale est constituée par une faille sub-verticale au S de laquelle se développe le synclinal de Biscarbó.

Ce synclinal déversé débute à l'W entre le Puig Adrall et Sorigüera par une bande carbonifère extrêmement mince qui, au niveau de Biscarbó et de Villarrubla, se développe de manière assez sensible. L'anticlinal de Puig Adrall dont le flanc inverse est laminé et faillé (faille de Latorre), lui fait suite vers le S.

La faille de Latorre intéresse les sédiments dévoniens, un km au S de Puiforniu et se dirige vers le SE. Sa direction d'ensemble est NWW-SEE et son inclinaison, constante vers le N, est en moyenne de 35°. Elle est, bien entendu, particulièrement nette là où elle met en contact les calcaires dévoniens et les schistes carbonifères.

On peut ainsi la suivre sans interruption depuis les crêtes du Puig Adrall jusqu'au niveau de Latorre où elle est bien visible à la sortie du hameau (planche 7 photo 1). Elle se perd ensuite dans la vallée de l'Arroyo de la Torre avant de se manifester de nouveau nettement à l'W de Biscarbó. On la suit ensuite très bien à la faveur du rio de Solans dont elle a sans doute déterminé une partie du tracé. Il faut probablement voir dans la faille de Latorre la cause du coude assez brusque que dessine le rio de Solans au niveau de Villarrubla.

Cet accident se dirige ensuite vers l'Ermita de San Miguel et le minuscule hameau de Solans, puis s'amortit et disparaît dans le flanc méridional de la Matarrosa.

Le synclinorium médian, apparemment massif, est, dans le détail, assez complexe. Il est limité au N par la faille de Latorre ; au S, il est en contact avec les formations permo-triasiques. Ce bassin carbonifère est bordé à l'W par le Dévonien de la Montaña de Bahent et du San Qui et, à l'E, par le Dévonien de la Matarrosa.

En dépit de la monotonie des séries plissées, il a été possible de dessiner l'allure de ce synclinorium dont les traits principaux sont schématisés sur la carte (fig. 51) et les coupes (fig. 53).

L'anticlinal de Matarrosa, qui limite à l'E le synclinorium médian, se manifeste par une remontée assez brutale du Dévonien selon un axe d'orientation générale NE-SW, débutant au N dans les contreforts méridionaux de la montagne de Matarrosa au S de la faille de Latorre. Cet anticlinal de sédiments dévoniens est, topographiquement,

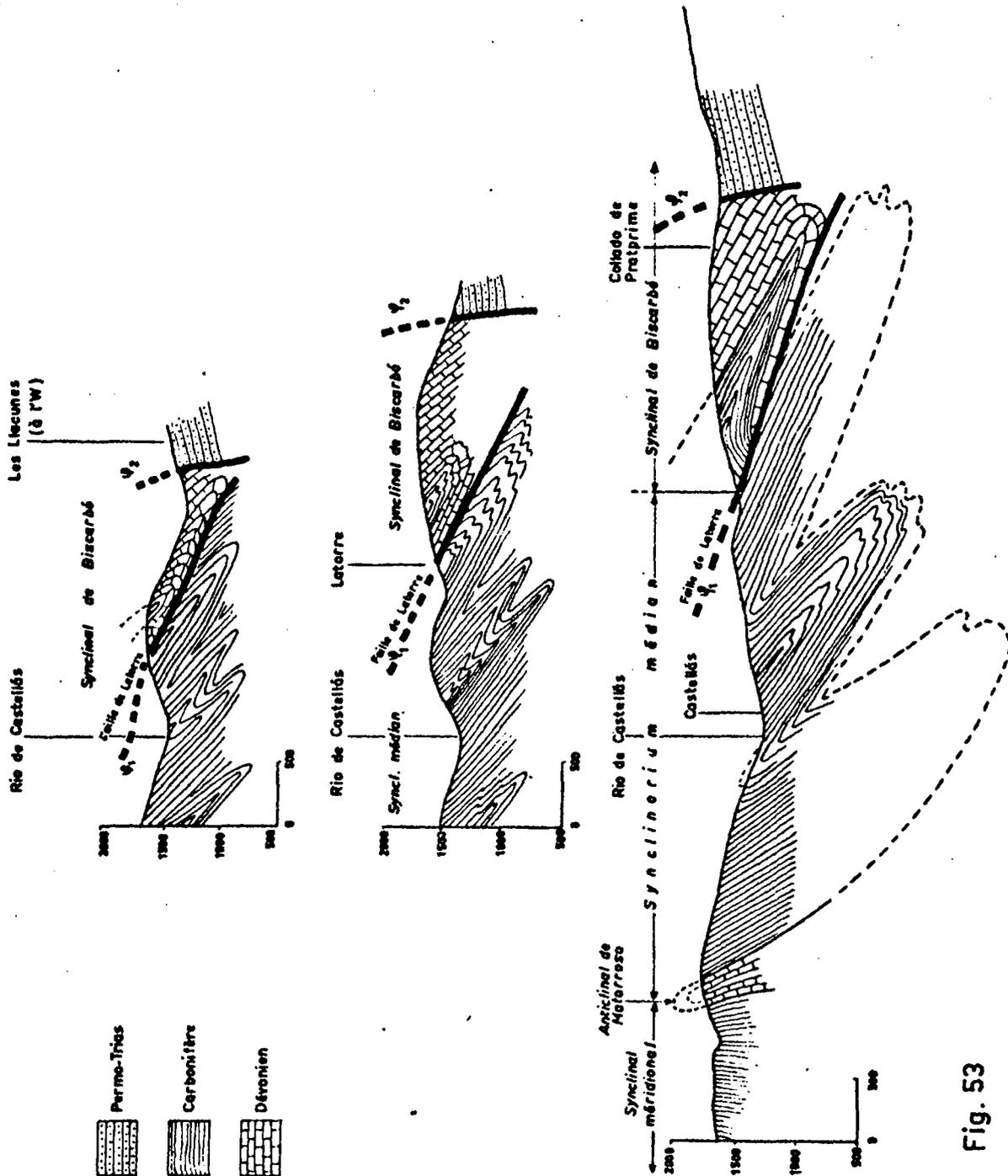


Fig. 53



fort net car il détermine une crête bien marquée en raison de la résistance à l'érosion des calcaires dévoniens, supérieure à celle des formations carbonifères essentiellement schisteuses. Cet anticlinal sépare le synclinorium médian du synclinal méridional qui se développe au N de la Guardia de Arès. La structure du Carbonifère de ce synclinal méridional est relativement simple bien que l'on puisse y mettre en évidence de nombreux replis sans grand intérêt cartographique.

L'axe du synclinal méridional se poursuit vers l'E et, après un relèvement qui permet au Dévonien d'affleurer de nouveau, il se traduit par le synclinal d'Espahent. Ce dernier, séparé de la masse carbonifère principale, est recouvert au S d'Espahent par les grès rouges ; à l'E, il est en contact par faille avec le Trias de la région de Bereu. Ici encore, les formations carbonifères forment une dépression nette dans la topographie et sont entourées de formations dévoniennes résistantes déterminant des pitons parfois assez escarpés comme, par exemple, le San Quirico.

En résumé, le bassin carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent, situé à l'extrémité orientale de la Zone des Nogueras apparaît comme une succession de plis déversés vers le S. Un des traits majeurs de la structure de ce bassin est la faille de Latorre de direction générale WNW-ESE et à pendage N de 35°. Faillant l'anticlinal couché de Puig Adrall, elle amène le synclinal de Biscarbó à se déplacer vers le S pour chevaucher la partie septentrionale de ce qui est maintenant le synclinorium médian. Ce mouvement de chevauchement a respecté une langue de Dévonien au

niveau de Puig Adrall, alors que plus à l'E , on observe un ennoyage de l'axe des plis.

La majorité des plis affectant ce bassin est orientée selon cette direction NW-NE, l'anticlinal de Matarrosa accusant, lui, une direction différente, NE-SW.

Il faut peut-être voir, dans ces deux directions différentes le résultat de deux phases successives de l'orogénèse hercynienne. Les déformations ont été ensuite reprises par les mouvements alpins responsables, par ailleurs, de la tectonique cassante qui est à l'origine du réseau de failles verticales particulièrement bien développé dans la Zone des Nogueras (Delattre et Waterlot 1967).

CHAPITRE TROISIÈME

**TABLEAUX RÉSUMANT LA STRATIGRAPHIE
DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN DES PYRÉNÉES
CENTRALES ESPAGNOLES**

J'ai jugé utile de traiter sous forme de tableaux récapitulatifs ce chapitre résumant la stratigraphie du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles.

- Colonne 1 : Nom du bassin. Localisation de la coupe.
- Colonne 2 : Numéro du bassin ou de la coupe dans l'inventaire correspondant au dépliant A, carte d'ensemble au 1/500.000°.
- Colonne 3 : Faciès et âge précis du Dévonien situé immédiatement sous les sédiments carbonifères.
- Colonne 4 : Présence ou absence de Lydiennes.
- Colonne 5 : Caractères principaux de l'éventuelle série calcaire de base.
- Colonne 6 : Caractères principaux de la série détritique.
- Colonne 7 : Présence de fossiles végétaux (V) ou animaux (A).
les lettres v et a indiquent que des fossiles non déterminables ont été trouvés. Les séries azoïques sont indiquées par O.
- Colonne 8 : Age et caractères des sédiments surincombants.

1	2	3	4
Nom du bassin Localisation de la coupe	N° sur le dépliant A	Faciès et âge précis du Dévonien sous- jacent	Lydiennes
Synclinal d'Aragon subordan	1 et 2	Grès et pélites du Frasno-Famennien	non observées en place Poudingues à galets de lydien- nes dans la série détritique
Canal Astún Canal Roya	3	Calcaires et grau- wackes du Dévonien inférieur	non
Les Calcites Pic Soques	4	Griottes	oui
Affleurements compris entre le Granite de Cauterets et le granite de Panticosa	5	Calcaires marmorisés du Dévonien terminal Passage continu aux formations supérieures	non
Pista Grande	6	Contact non observé	?
Partie haute du rio Escarra	7	Calcaire griotteux Dévonien supérieur	oui
Loya de Balsera	8	Dévonien inférieur	?
Haute vallée du sarranco de Culivillas	9	en cours d'étude	oui

5	6	7	8
Série calcaire de base	Série détrique supérieure	T	Sédiments surincombants
Calcaires francs viséens	Alternance de pélites schisteuses et de grès	V v	Permo-Trias
Calcaires massifs	Alternance de grès et de schistes. Quelques niveaux de poudingues	A V	Permo-Trias
Calcaires massifs avec niveaux de brèches calcaires Viséen	Alternance de grès et de schistes. Micropoudingues. Quelques récurrences calcaires à la base	V a	Quaternaire
Calcaires massifs griotteux parfois bréchiques Viséen terminal. Namurien	Alternance de grès et de schistes	v	Quaternaire
Calcaires grossiers à la base, bien lités et francs au sommet. Niveau de brèches	Schistes calcaireux à la base. Alternance de grès et de schistes. Le pourcentage des grès est assez élevé	a v	Quaternaire
Calcschistes et calcaires tendres à la base Calcaires francs au sommet	Alternance de grès et de schistes. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires	a v	Permo-Trias Secondaire Quaternaire
Calcschistes et calcaires tendres à la base. Calcaires francs au sommet Dolomie à l'extrême base	Alternance de grès et de schistes. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires	A V	Permo-Trias Quaternaire
Calcschistes et calcaires massifs	Grès et schistes quelques niveaux de poudingues. Calcaires non observés	a v	Permo-Trias Quaternaire Stéphanien voisin

1	2	3	4
Nom du bassin ou de la coupe	N° sur le dépliant -A-	Faciès et âge précis du Dévonien sous-jacent.	Lydiennes
Vallée de Bujaruelo	10	Calcaires du Dévonien moyen ou du Frasnien	non
Plan des Etangs s/s	12	Calcaires marmoréens et calcschistes. Eifélien connu	non
Rencluse-Villamuerta	13	Calcaires marmoréens et calcschistes Eifélien connu	non
Forat des Aigualluts Pico de Pomero	14	Calcaires marmoréens et calcschistes Eifélien connu	non
Rio Negro	15	Calcaires marmoréens Eifélien connu	non
Extrémité orientale du Synclitorium du Plan des Etangs	16	Calcaires marmoréens Eifélien connu	non
Rio Cardós	17	Calcschistes parfois sub-griotteux	non
Rio d'Escart	18	Calcschistes parfois sub-griotteux	non
Rio de Bayasca	19	Calcschistes parfois sub-griotteux	non
Coupe entre Burch et Ferrera	20	Griottes	non
Terminaison orientale du Synclitorium Espot-Andorre	21	Calcschistes sub-griotteux ou griottes	non

5	6	7	8
Série calcaire de base	Série détritique supérieure	T	Sédiments surincombants
Calcaires du Viséen ou du Namurien	Alternance de grès psammitiques et de pélites schisteuses	A V	Secondaire Quaternaire
L'âge des formations calcaires situées sous les premiers niveaux détritiques n'a pas encore été déterminé avec précision.	Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires	V A	Quaternaire
	Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Poudingues et niveaux calcaires	V A	Quaternaire
	Alternance de schistes et de grès feldspathiques diminution du pourcentage de grès. Poudingues et calcaires	V A	Quaternaire
	Alternance de schistes et de grès feldspathiques Diminution du pourcentage de grès. Poudingues et calcaires	V A	Quaternaire
	Alternance de schistes et de grès feldspathiques Diminution du pourcentage des grès. Poudingues et calcaires mais augmentation nette du pourcentage des schistes	V a	Quaternaire
non	Série exclusivement schisteuse	O	Quaternaire
non	Série schisteuse contenant quelques rares niveaux grésocalcaires	O	Quaternaire
non	Série schisteuse contenant quelques rares niveaux grésocalcaires	O	Quaternaire
non	Série schisteuse avec quelques niveaux grésocalcaires à la base	U	Quaternaire
non	Série presque exclusivement schisteuse	O	Quaternaire

1	2	3	4
Nom du bassin ou de la coupe	N° sur le géplan A	Faciès et âge précis du Dévonien sous-jacent	Lydiennes
Région de Benasque	22	Calcaires schisteux et griottes du Dévonien terminal	non
Région de Villanova	23	Griottes du Dévonien terminal	oui
Région de Vilaller et W de la zone des Nogueras	24	Griottes du Dévonien terminal	oui
Torre de Capdella-Aguiró	25	Calcschistes sub-griotteux	non
Biscarbó	26	Griottes	non
La Guardia de Arés	27	Griottes	oui (limite dévono-carbonifère)
Sorigüera	28	Calcaires gris parfois sub-griotteux et griottes	oui

5	6	7	8
Série calcaire de base	Série détritique supérieure	T	Sédiments surincombants
non (?)	Essentiellement schisteuse Quelques niveaux gréseux	0	Quaternaire
calcaires bien lités	Grès et schistes à la base. Au-dessus schistes d'âge douteux	v a	Permo-Trias Quaternaire
non différenciée	Essentiellement schisteuse Quelques niveaux gréseux et grauwackeux	v a	Permo-Trias Quaternaire
non	Série essentiellement schisteuse. Quelques niveaux gréseux. Poudingues à la base appartenant au Westphalien B	V	Quaternaire Schistes stéphaniens Permo-Trias
non	Alternance de grès et de schistes. Prédominance des grès à la base et des schistes au sommet. Quelques poudingues. Quelques niveaux calcaires	a	Permo-Trias Quaternaire
non	Alternance assez régulière de grès et de schistes Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires	a	Permo-Trias Secondaire Quaternaire
non	Alternance de grès et de schistes Poudingues Pas de calcaires observés	0	Permo-Trias Quaternaire

