

50 376

1967

17-2

N° d'ordre : 158

50376
1967
17-2

164879

THÈSES

présentées à la Faculté des Sciences de Lille
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ÈS 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 8 nov. 1967 devant la Commission d'Examen

JURY



Messieurs les Professeurs :

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

Tome II



exemplaire

50376
1967
17-2
N° d'ordre : 158

50376
1967
17-2

THÈSES

présentées à la Faculté des Sciences de Lille
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ÈS 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, *Examineur*.



Tome II

**ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE
DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN
DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES**

CHAPITRE PREMIER

LES MÉTHODES UTILISÉES

L'éventail des méthodes que j'ai été amené à utiliser pour l'étude sédimentologique des formations carbonifères anté-stéphaniennes des Pyrénées centrales espagnoles est assez ouvert.

Les grès ont été étudiés par les méthodes granulométriques améliorées par Dollé à la faveur de l'analyse des grès du Bassin Houiller du Nord de la France. Ces méthodes granulométriques ont été complétées par l'utilisation des colorations différentielles (technique de D. Russell) et l'étude des minéraux lourds.

J'ai été amené, de plus, à utiliser les méthodes très récentes et très originales basées sur l'utilisation de la thermoluminescence des grès feldspathiques (Charlet, 1966).

L'étude des minéraux argileux des schistes a été menée à Mons (Belgique) grâce aux méthodes utilisées actuellement par Robaszynski dans l'étude détaillée des schistes houillers.

Dans les pages qui suivent, je me propose de rappeler le principe de certaines de ces méthodes avant d'exposer le résultat de leur application dans l'étude des formations carbonifères.

I° - METHODES GRANULOMETRIQUES

I) PRISE DES ECHANTILLONS

Je me suis inspiré des méthodes minières utilisées par P. Dollé (1959-1963) et son équipe en les adaptant aux conditions de mon travail. Chaque échantillon de grès comportait les indications suivantes, écrites avant extraction :

- trace d'un plan méridien (tracé NS de la fig. 54)
- trace d'un plan perpendiculaire au plan de stratification, indiquant le haut et le bas de l'échantillon (tracé B.H. de la fig. 54)
- n° d'ordre.

Trois lames ont pu ainsi être taillées dans chaque échantillon et leurs plans ont été schématisés sur la fig. 54 :

- la première, dans un plan N-S perpendiculaire au plan de stratification (L_1)
- la seconde, dans un plan W-E perpendiculaire au plan de stratification (L_2)
- la troisième, perpendiculaire aux deux autres et parallèle au plan de stratification (L_3).

Seules, les deux premières lames ont été étudiées pour l'analyse granulométrique car elles correspondent à une certaine durée de sédimentation.

La lame parallèle au plan de stratification ne représente qu'un temps insignifiant de dépôt et n'a été utilisée que pour l'étude des micas qui, se déposant volontiers à plat, sont particulièrement nets et nombreux dans ce type de section.

Les culots de taille d'échantillons ont été utilisés, après archivage d'un témoin, pour l'étude éventuelle :

- de la thermoluminescence,
- des minéraux lourds,
- du rapport quartz-feldspaths par la méthode de D. Russell.

2) METHODE DE COMPTAGE

J'ai, ici, appliqué intégralement les techniques de comptage préconisées par P. Dollé (1959 et 1963). Celles-ci ont déjà été exposées en détail par leur auteur d'une part et par B. Boulangé (1963) d'autre part. Je n'en rappellerai ici que les grandes lignes.

Le champ de l'oculaire utilisé est divisé en deux demi-cercles par un fil vertical recoupé lui-même en trois parties égales par deux fils horizontaux. Ce type de réticule est construit sur demande par la maison Boubée.

Les objectifs utilisés sont normaux et leur choix ne dépend que de la taille des grains composant la lame étudiée.

Seuls les grains de quartz et de feldspaths ont été comptés et j'ai éliminé, à cause de leur densité nettement différente ou de leur caractère secondaire, les micas, les minéraux lourds, les éléments carbonatés, les traces carbonneuses, et, éventuellement, les grains de phosphate et les sels de fer.

J'ai, bien évidemment, réalisé le comptage en ruban en dénombrant systématiquement tous les grains de quartz et de feldspaths inclus dans le plan rectangulaire défini par le fil vertical et les fils horizontaux du réticule lors d'un déplacement de la préparation qui était généralement, pour chaque analyse, compris entre 6 et 10 mm.

Le compteur utilisé est celui de Jung et Brousse modifié par la maison Nachet selon les indications de P. Dollé. La came du compteur est à 20 crans et chacun de ces crans correspond à un déplacement de la lame de 50 μ . Un tour complet du bouton moleté correspond donc à un déplacement de 1 mm de la lame.

P. Dollé a introduit la notion de classe qu'il relie à l'importance du déplacement de la lame nécessaire pour parcourir entièrement un élément. Par souci de simplification l'unité de classe a été définie comme le déplacement correspondant à un cran de la came du compteur.

Ainsi s'il faut déplacer la came du compteur de trois crans pour parcourir entièrement un grain de quartz, celui-ci est dit de classe 3.

Le comptage systématique, reporté sur fiche, des grains de quartz et de feldspaths correspondant sur la lame à trois petites zones rectangulaires m'a amené à mesurer pour chaque classe un nombre important de grains.

Certains comptages ont été réalisés par report manuel de la classe de chaque grain observé dans la case correspondante de la fiche. D'autres ont pu être menés à bien plus rapidement, à Drocourt, au Laboratoire des H.B.N.P.C., par utilisation d'un compteur totalisateur ne commandant pas le déplacement de la platine.

Mes analyses granulométriques étaient terminées quand a été mis en place, à Drocourt, le granulomètre électronique qui effectue, en quelques secondes, une étude granulométrique demandant au moins deux heures de travail par les méthodes exposées ci-dessus.

A partir de ces travaux, j'ai calculé la superficie en mm² correspondant à l'ensemble des grains de chaque classe et, de là, le pourcentage de superficie correspondant à chaque classe. Le

tableau ci-dessous, établi par P. Dollé, donne la superficie moyenne des grains établie en fonction des dimensions moyennes attribuées à chaque classe.

Superficie moyenne des grains en fonction des dimensions linéaires		
Nombre de crans du compteur de points (classe)	Longueur <u>moyenne</u> en mm	Superficie moyenne en 10-2 mm ²
1	0,025	0,05
2	0,075	0,44
3	0,125	1,22
4	0,175	2,40
5	0,225	4,00
6	0,275	6,00
7	0,325	8,30
8	0,375	11,00
9	0,425	14,20
10	0,475	17,80
11	0,525	21,50
12	0,575	26,00
13	0,625	30,60
14	0,675	35,80
15	0,725	41,25
16	0,775	47,10
17	0,825	53,40
18	0,875	60,10
19	0,925	67,16
20	0,975	75,00
21	1,025	82,50

Fig. 54 Préparation et taille d'un échantillon de grès

Le plan L_1 correspond à une lame méridienne perpendiculaire au plan de stratification

Le plan L_2 correspond à une lame perpendiculaire à la précédente et au plan de stratification et est comprise dans un plan W-E

Le plan L_3 correspond à une lame parallèle au plan de stratification

La ligne N-S indique la direction du N inscrite sur l'échantillon

La ligne H-B, perpendiculaire au plan de stratification, indique le haut et le bas de l'échantillon.

Fig. 55 Dessin des histogrammes

- En abscisse les différentes classes (2 mm par classe, classe 1 à gauche)
- En ordonnées, les différents pourcentages correspondant à chaque classe (1 mm pour 1 %)

- a) Histogramme correspondant à l'analyse granulométrique d'une lame méridienne de l'échantillon 66 F 17 (cf. fig. 69)
- b) Histogramme correspondant à une lame W-E perpendiculaire à cette première lame.
- c) Histogramme moyen de ces deux lames.
Seul cet histogramme moyen est normalement figuré.

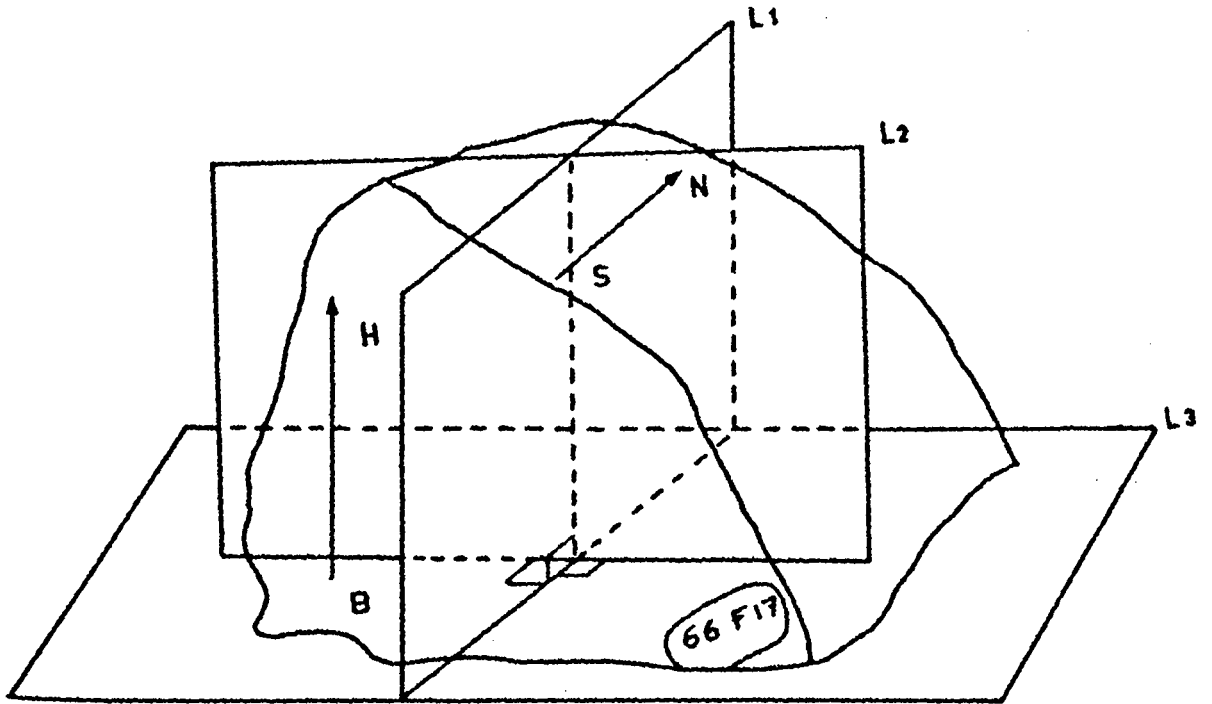


Fig. 54



Histogramme correspondant à la première lame (cf. fig)

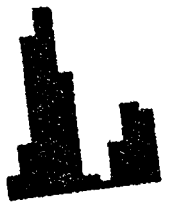
a



Histogramme correspondant à la seconde lame

b

Fig. 55



Histogramme moyen

c



Les pourcentages, calculés à la machine, ont été ramenés à des valeurs simples représentables graphiquement.

Les différents résultats permettent de terminer la fiche d'analyse qui sera à l'origine de la représentation graphique par histogramme.

Dollé (1959 et 1963) et Boulangé (1963) ont exposé comment le grand nombre de grains étudiés permettait d'éliminer totalement les approximations dues aux conventions de mesure.

Chaque échantillon a été ainsi étudié, en vue de sa représentation graphique, à l'aide de deux lames perpendiculaires et l'histogramme représentatif correspond à la moyenne des deux lames ; cela représente en moyenne 600 grains analysés ce qui, statistiquement, apparaît comme suffisant. La figure 55 c montre un exemple d'histogramme moyen obtenu à partir de ceux correspondant à deux lames orthogonales perpendiculaires à la stratification (fig. 55 b et 55 c).

Dans chaque histogramme, j'ai porté les classes en abscisse à raison de 2 mm par classe et les pourcentages de ces classes en ordonnée à raison de 1 mm pour 1 %.
J'ai été amené parfois à réduire la taille des histogrammes pour faciliter leur intégration dans un document. Il sera facile de les étalonner en fonction des données ci-dessus.

3) UTILISATION DE LA METHODE DE D. RUSSELL

Les grès feldspathiques sont taillés en cubes dont la face inférieure est parallèle au plan de stratification, donc parallèle à la lame L_3 réalisée lors de l'étude granulométrique.

Cette face inférieure est poncée et polie. Après lavage et séchage, elle est attaquée, pendant 20", à l'acide fluorhydrique concentré. Après un nouveau lavage et un nouveau séchage, la face inférieure du cube est colorée pendant 5' par une solution diluée de vert malachite. Cette coloration est suivie d'un lavage et d'un séchage.

L'étude de cette face, par réflexion, montre alors :

- des quartz, restés inattaqués, donc polis et brillants
- des feldspaths corrodés mais qui n'ont pas pris de coloration. Ils sont donc vus en creux.
- les micas et le ciment carbonaté éventuel qui sont colorés de manière plus ou moins forte en bleu-verdâtre.

Cette différenciation permet donc le comptage des grains siliceux et des feldspaths et le calcul de leur rapport.

La représentation graphique de ces données se fait à l'aide d'un diagramme circulaire qui indique, par un secteur noir, le pourcentage de feldspaths par rapport aux quartz. Un grès feldspathique contenant autant de grains de quartz que de grains de feldspaths serait ainsi représenté par deux demi-cercles, l'un noir et l'autre blanc séparés par un

diamètre vertical. Un grès sans feldspaths correspond à un cercle entièrement blanc.

Dans cette méthode, la taille relative des grains n'est pas prise en considération et seul leur nombre compte.

2° - UTILISATION DE LA THERMOLUMINESCENCE DES
QUARTZ ET DES FELDSPATHS

Une note récente de Broquet et Charlet (1965) et la thèse de Charlet (1966) ont attiré l'attention sur l'importance de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths dont l'étude systématique permet souvent de préciser les rapports entre les roches détritiques et leurs zones éventuelles d'alimentation.

Le principe et la méthode expérimentale ont été exposés de manière très détaillée par Charlet (1966).

Il m'a semblé que, de toutes les Pyrénées espagnoles, le synclinorium du Plan des Etangs se prêtait le mieux à ce type d'étude. En conséquence, je ne développerai au cours de ce travail que les résultats obtenus dans l'étude de ce bassin ainsi que dans celle du bassin voisin de Villanova.

Je ne donnerai, en complément, que quelques indications sur la thermoluminescence des formations grésocalcaires du synclinorium de Espot-Andorre.

3° - LES SCHISTES

J'ai étudié les minéraux argileux des schistes selon les directives de Robaszynski, par diffractométrie des rayons X.

La roche est broyée et, après élimination éventuelle des carbonates par HCl dilué, la poudre est homogénéisée en milieu aqueux neutre par agitation mécanique pendant une demi-heure. Après une heure environ de sédimentation la partie supérieure de la suspension contient, suivant la loi de Stokes, des agrégats de minéraux argileux dont la taille varie de 2 à 5 μ . On prélève cette suspension qui est disposée à la pipette sur des lames de verre et une évaporation lente sur platine chauffante donne une pellicule où les minéraux argileux sont disposés parallèlement à la surface de la plaque.

Chaque échantillon donne lieu à la préparation de trois lames ; la première ne subit aucun traitement spécial ; la seconde est chauffée pendant quatre heures à 550°, température à laquelle sont détruits les réseaux cristallins des minéraux du type kaolinite ; la troisième est soumise à des vapeurs d'éthylène-glycol dont les molécules pourront s'adsorber sur les minéraux argileux gonflants.

Les lames sont alors soumises à un rayonnement X émis par une anticathode au Co. Les minéraux argileux étant disposés parallèlement les uns aux autres diffractent le rayon-

nement X avec une plus grande intensité pour les raies basales, ce qui permettra une détermination plus aisée et une estimation semi-quantitative des différents composants.

Le rayonnement diffracté est recueilli par un tube photomultiplicateur et se traduit par enregistrement sur baie électronique.

Après passage des trois lames correspondant à chaque échantillon on peut déterminer, par lecture de la position des pics de diffraction, l'épaisseur des feuillets et, par là, différencier les groupes et espèces de minéraux argileux contenus dans la roche.

CHAPITRE DEUXIÈME

LES FORMATIONS GRÊSEUSES

I° - ETUDE GRANULOMETRIQUE DES FORMATIONS GRESO-
FELDSPATHIQUES CARBONIFERES DU SYNCLINAL
D'ARAGON SUBORDAN (SYNCLINAL PENE BLANQUE-
PIC ROUGE)

Je décrirai d'abord les principales caractéristiques des sédiments grésos-feldspathiques de la base de la série, près du Cuartel de Carabineros ; ensuite je tenterai de schématiser l'évolution de la base d'un banc bien repéré, dans le but de dégager le sens de l'alimentation.

I) ETUDE DES GRES FELDSPATHIQUES DE LA BASE DE LA SERIE DU
SYNCLINAL D'ARAGON SUBORDAN

La série étudiée ici est située en face du Cuartel de Carabineros, sur la rive gauche du rio Aragon Subordan, un peu en amont de son confluent avec le rio Acherito (pl. 2, photo n° 3). Je ne donne ici que les résultats que j'ai pu obtenir à partir de l'étude de la base de la série détritique, immédiatement au-dessus des calcaires assimilés au Viséen. Ces séries détritiques basales sont, en effet, beaucoup plus démonstratives que les séries supérieures toujours banalisées.

De la base vers le haut, on observe les formations suivantes (fig. 56).

Echantillons 66 S 4 : Immédiatement au-dessus des calcaires, ces grès, fortement feldspathiques sont très frais. Leurs quartz sont très nettement anguleux et peuvent être parfois de taille assez remarquable puisque 12 % des éléments appartiennent à la classe 7.

Les micas blancs sont très nombreux mais on peut, toutefois, observer quelques biotites.

Quelques lames montrent un beau développement, en mosaïque, de l'hématite.

Les minéraux lourds, ici le zircon essentiellement, sont relativement abondants.

Au point de vue granulométrique, le grès est assez mal classé, mal calibré et présente un histogramme bimodal net avec un pic pour la classe 4 et une récurrence pour la classe 7. Au-dessus de ce niveau gréseux vient une passée de schistes contenant des nodules qui, en lame mince, montrent de nombreux fragments de lydiennes à radiolaires bien conservés. Les lames taillées dans ces nodules sont riches en cristaux de pyrite et assez riches en phosphates. Il s'agit probablement d'un remaniement des lydiennes dont l'existence, à la base de la série calcaire, n'a pu être prouvée. L'histogramme de ces nodules (66 S 5) est donnée sur la fig. 56. On voit qu'il s'agit d'un grès extrêmement fin puisque seuls quelques grains atteignent la classe 4 tandis que la classe I dépasse 80 % du total.

Les échantillons 66 S 6 sont beaucoup plus évolués, les quartz sont plus arrondis et les feldspaths, de plus petite taille, commencent à s'altérer. Outre les micas blancs toujours assez abondants, on observe quelques paillettes de mica noir. Certaines lames montrent quelques éléments de microquartzite. Les minéraux lourds sont relativement abondants et sont essentiellement des zircons et du rutile en nombreuses aiguilles. L'histogramme de ces grès montre un début de triage par rapport à l'échantillon 66 S 4 étudié précédemment.

Les échantillons 66 S 7 vont montrer la fin de cette évolution avec un histogramme unimodal bien net.

Il s'agit ici d'un grès fin, fortement micacé, dont la teneur en feldspaths est inférieure à celle des échantillons précédents. De nombreux cristaux de quartz présentent, enchassées, des chlorites hexagonales.

En résumé, les niveaux quartzo-feldspathiques de la base de la série détritique carbonifère montrent, après un épandage relativement brutal, une évolution qui conduit à des grès fins bien classés.

Certains niveaux de la série détritique montrent des débris de lydiennes dont l'existence n'avait pu être prouvée, dans l'étude stratigraphique, à la base de la série calcaire assimilée au Viséen.

L'étude des niveaux gréseux supérieurs, dont l'analyse détaillée n'est pas donnée ici, montre en général une série de pulsations dont l'évolution se fait toujours sur 4 ou 5 bancs superposés.

2) EVOLUTION LATÉRALE D'UN BANC GRESEUX

Afin de donner une idée du sens de l'alimentation, j'ai choisi d'étudier le premier niveau gréseux de la série détritique à l'aide d'un ensemble de 5 échantillons, le premier correspondant à 66 S 4.

Je montrerai à l'aide du diagramme ci-joint l'évolution du SW vers le NE (fig. 57).

Sur ce diagramme j'ai, en effet, porté en abscisse les numéros des échantillons choisis du SW au NE (1 à 5).

En ordonnées, j'ai indiqué les éléments les plus caractéristiques des grès, c'est à dire :

- le pourcentage cumulé des classes 1, 2, 3 ; ce pourcentage de grains fins, augmente, on le voit, du SW vers le NE
- le pourcentage des feldspaths.

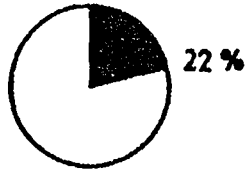
L'évolution est ici un peu moins nette. Je rappelle toutefois à ce sujet que la méthode de comptage utilisée ne tient compte que du nombre de feldspaths par rapport à

HISTOGRAMMES DES NIVEAUX GRÉSEUX DE LA BASE
DE LA SERIE DETRITIQUE CARBONIFERE.
(HAUTE VALLÉE DE L'ARAGON SUBORDAN)

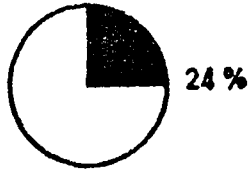
Fig. 56



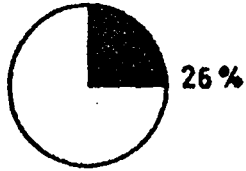
66-57



66-56



66-54



66-55

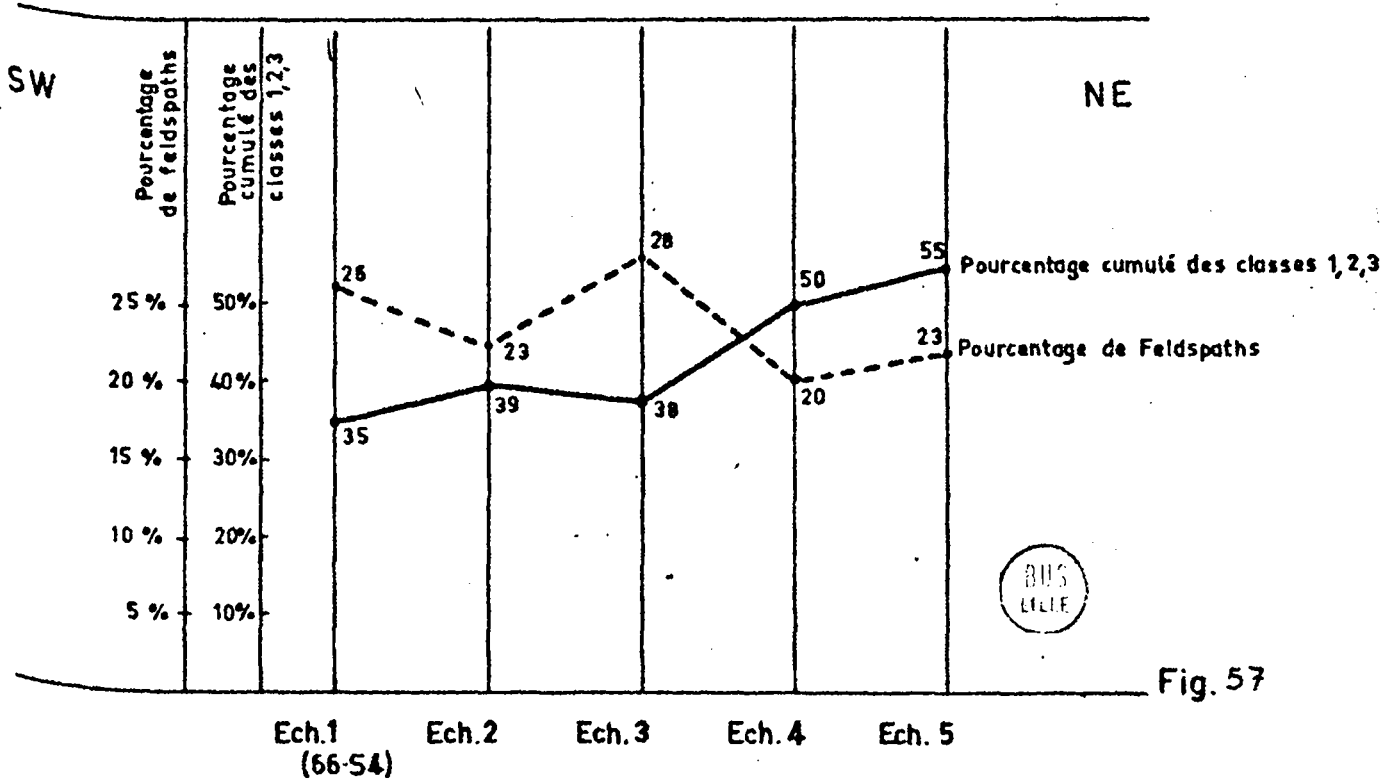


Fig. 57

celui des quartz. Ni la taille, donc le poids, ni la densité des minéraux ne sont pris en considération. Toutefois le pourcentage de feldspaths au NE est inférieur à celui du SW.

Ces différents paramètres combinés montrent que l'alimentation venait du SW vers le NE. En effet, les quartz de plus grande taille se trouvent en plus grande quantité au SW et leur nombre diminue vers le NE.

Le pourcentage de grains de petite taille montre une évolution corroborant donc bien le sens proposé de l'alimentation. Il est par ailleurs logique de penser que la diminution du nombre de feldspaths, donc l'augmentation de leur altération, traduit également l'éloignement relatif de la zone mère de l'alimentation.

Je limiterai à cet exemple occidental, en dépit de l'échantillonnage systématique que j'ai réalisé, l'exposé de la sédimentologie des formations détritiques carbonifères des régions comprises entre le rio Aragon Subordan et le rio Esera. Pour ces premiers travaux j'ai préféré exposer de manière détaillée la sédimentologie des régions situées à l'E de l'Esera. La tectonique calme de ces régions favorise l'établissement de séries stratigraphiques assez sûres et, partant, de schémas sédimentologiques et paléogéographiques assez stables.

Je passerai donc de suite à l'étude des grès de ces régions et j'exposerai successivement les résultats obtenus dans le dépouillement des séries du Synclitorium du Plan des Etangs et de son annexe du pont de Villanova, du Synclitorium de Espot-Andorre et du bassin de Feixa-Castellás-Espahent.

2° - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES FORMATIONS GRESO-
FELDSPATHIQUES DU SYNCLINORIUM CARBONIFERE
DU PLAN DES ETANGS

Dans cette étude, je donnerai d'une part les résultats obtenus grâce à l'étude granulométrique normale et d'autre part ceux redevables à celle de la thermoluminescence des formations quartzo-feldspathiques. Je dégagerai de cette étude des reconstitutions paléogéographiques locales que j'utiliserai pour l'élaboration de la synthèse paléogéographique d'ensemble tentée à la fin de ce mémoire.

1) ETUDE GRANULOMETRIQUE

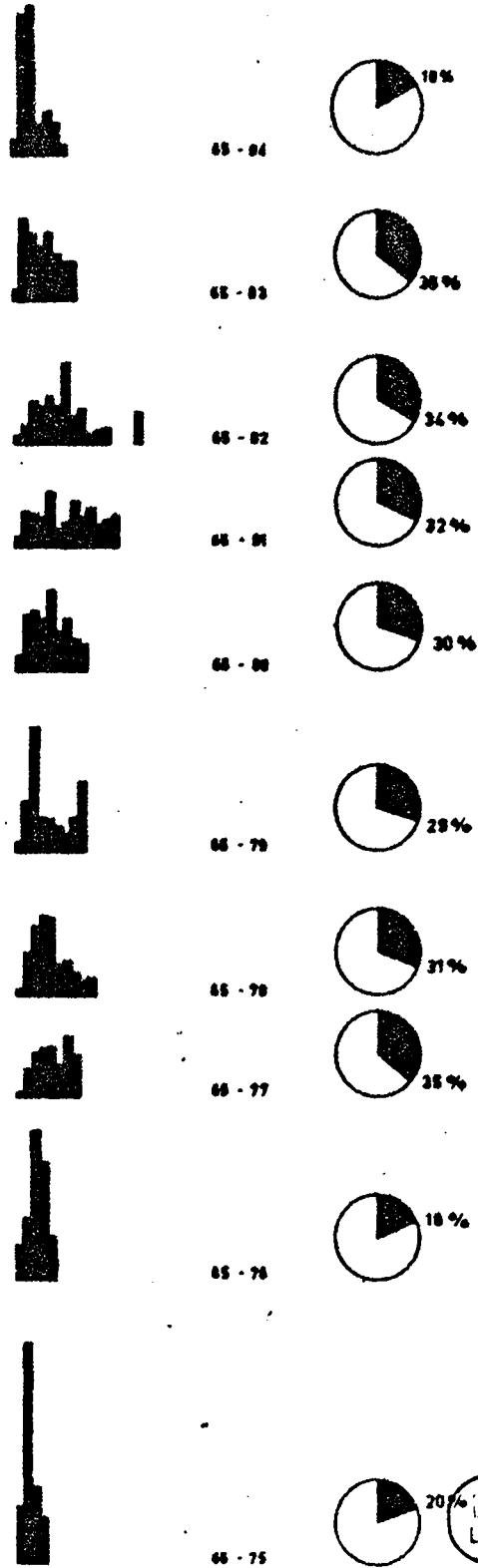
A) Les séries basales

Comme je le fais habituellement, je décrirai d'abord les séries basales plus représentatives des vicissitudes de la sédimentation. La première série dont je donnerai la représentation granulométrique a été établie au Plan des Etangs s/s, là, où près d'une cabane de berger construite récemment, on peut observer de manière frappante la pseudo-discordance des formations détritiques namuro-westphaliennes sur les calcschistes et calcaires rattachés au Dévonien (fig. 24, p. III).

L'étude granulométrique des formations détritiques comprises entre ces calcschistes et calcaires et le premier niveau calcaire de la série carbonifère a donné les résultats suivants récapitulés sur la fig. 58. La stratigraphie

Fig. 58

HISTOGRAMMES ET POURCENTAGES DE FELDSPATHS. SÉRIE CARBONIFÈRE DÉTRITIQUE DU PLAN DES ÉTANGS.



BUS LIÈRE

schématisée de cette série basale est représentée sur la fig. 23.

Situés immédiatement au-dessus des calcschistes et calcaires, les bancs d'où proviennent les échantillons 65-75 et 65-76 offrent des histogrammes correspondant à des grès très fins remarquablement bien calibrés montrant une prédominance particulièrement nette de grains de la classe 2 ou 3.

En dépit de leur relative finesse, ces grès n'en montrent pas moins de nombreux plagioclases assez frais et, fréquemment, des fragments de quartzite à petits grains de quartz en jeu de patience. Tous les échantillons 65-76 montrent, en outre, un développement accentué de filonnets de quartz secondaire fibreux.

Cette série détritique basale fine, dont la présence est assez exceptionnelle, n'a été retrouvée qu'en quelques points du synclinorium et, en particulier, dans la partie orientale, à l'E du rio Negro. Je l'ai, de plus observé à la base du Carbonifère de la région du pic d'Astós actuellement étudié par Wennekens.

La série de quatre niveaux gréseux que l'on observe ensuite ne m'a pas paru offrir d'évolution discernable. Il s'agit dans tous les cas (65-77, 65-78, 65-79 et 65-80) de grès fortement feldspathiques, riches en plagioclases et caractérisés par une abondance particulière de la muscovite qui transforme même certains échantillons en véritables psammites.

Comme les échantillons précédents, ces grès feldspathiques montrent de nombreux fragments de quartzite à éléments très fins. Ils présentent, en outre, quelques esquilles de schistes provenant du remaniement des niveaux schisteux qu'ils surmontent. Il apparaît donc que cette série est composée d'épandages successifs dont les impulsions trop rapprochées n'ont pas permis d'évolution dans les différents sédiments.

Il n'en est pas de même de quatre niveaux grésfeldspathiques qui terminent cette série basale.

Si la composition minéralogique des sédiments de ces niveaux ne montre pas de changements importants, par rapport aux formations sous-jacentes, mise à part la diminution relative du pourcentage des feldspaths plagioclases, ils montrent, par contre, une évolution fort nette. Les échantillons 65-81 permettent l'établissement d'un histogramme montrant un sédiment nettement polydispersé sans classe particulièrement dominante. Le grès est assez grossier puisque près de 8 % des grains appartiennent à la classe 13.

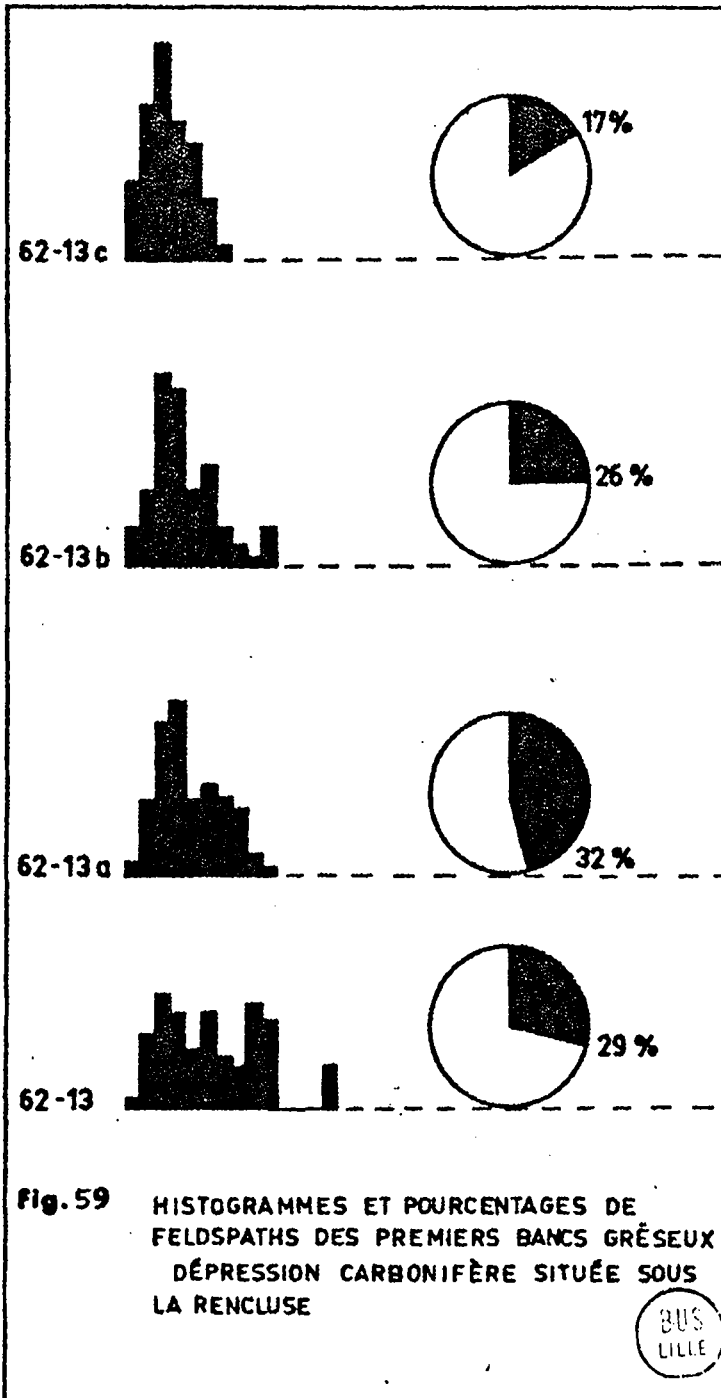
Bien que les échantillons des grès 65-82 commencent, comme on le voit sur l'histogramme, à montrer un début de classification, perceptible grâce au développement relativement important (près de 20 %) des grains de la classe 7, il n'en reste pas moins d'assez nombreuses séquelles d'épandage grossier avec, en particulier, près de 8 % de grains de la classe 16. Avec les lames correspondantes aux échantillons 65-83 et 65-84, l'évolution des grès devient beaucoup plus caractéristique. On observe en effet, une augmentation

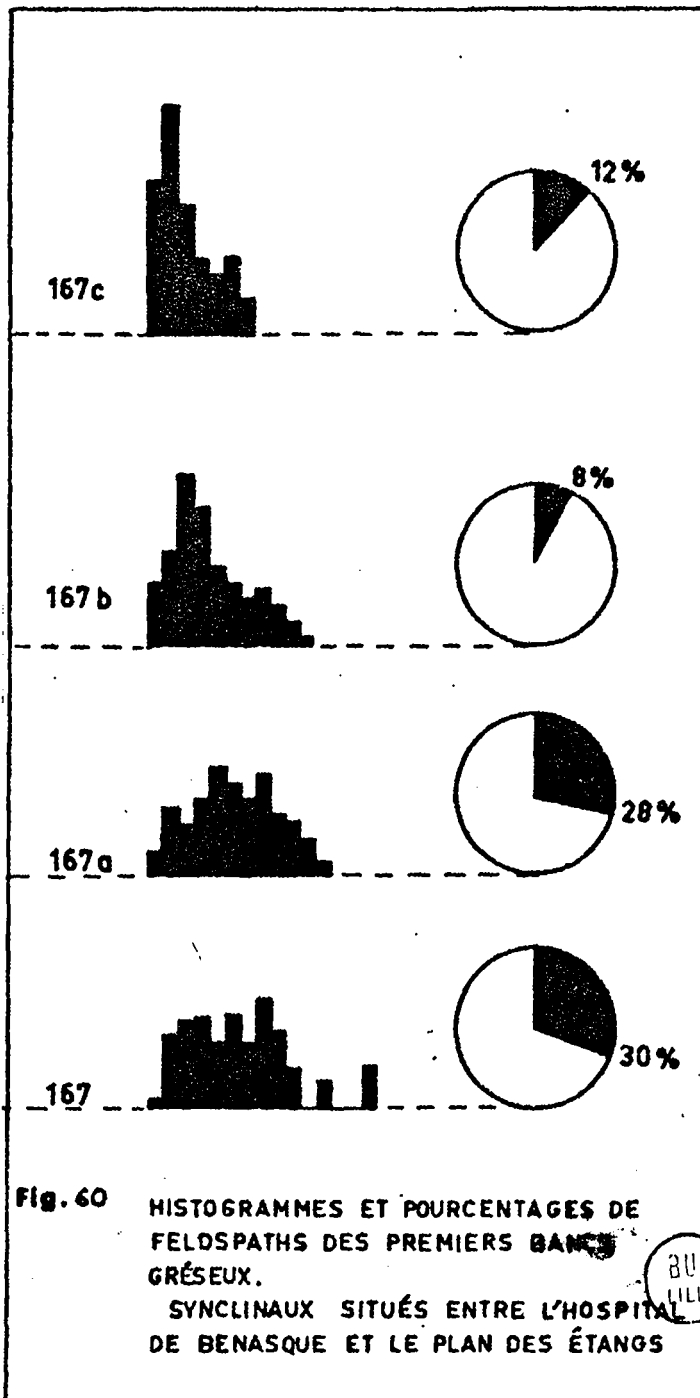
particulièrement nette du pourcentage correspondant aux classes 2 et 3. Les échantillons 65-84 en particulier, montrent un histogramme, particulièrement compact, de grès fins avec 68 % des grains correspondant aux classes 2 et 3.

En résumé, cette série basale qui est, au point de vue sédimentologique, parmi les plus complexes du synclinorium, montre à la base des niveaux de grès feldspathiques ne montrant pas d'évolution sédimentologique sensible. La série se termine par un rythme net, qui après un épandage détritique assez brutal, montre un classement régulier des grains de quartz et de feldspaths.

Je donnerai, en complément, les histogrammes des grès de la base de la série carbonifère détritique choisis d'une part dans la petite dépression située sous la Rencluse (fig. 26) et d'autre part dans les petits synclinaux situés entre l'Hospital de Benasque et le Plan des Etangs s/s (dépliant B). Les fig. 59 et 60 montrent les histogrammes de ces grès ainsi que les diagrammes de pourcentages correspondants.

La composition minéralogique de ces sédiments est assez banale et semblable à celle que j'ai eu le loisir de détailler pour la série précédente. On peut tout au plus noter une importance légèrement plus grande du pourcentage des fragments de quartzite dans les synclinaux situés à l'W du Plan des Etangs s/s que dans les grès de la dépression située sous la Rencluse.





Au point de vue granulométrique, par contre, les séries gréseuses et leur évolution se ressemblent de manière frappante. De plus, elles sont absolument comparables aux quatre échantillons de la partie supérieure de la série que je viens de décrire au Plan des Etangs s/s.

Ces observations confirment le caractère exceptionnel de la série basale (échantillons 65-75 à 65-80) décrite au Plan des Etangs.

Dans la majorité des cas, et au moins jusqu'à la vallée du rio Negro, les bancs grésos-feldspathiques de la base de la série carbonifère montrent une évolution identique à celle schématisée sur les fig. 59 et 60. Les premiers niveaux gréseux sont grossiers, polydispersés et la classe maximum des grains est comprise entre 10 et 20. On assiste ensuite à une décroissance de ce maximum et, de manière concomitante, à une augmentation du pourcentage des classes moyennes avec aboutissement, pour les grès les plus évolués, à un maximum pour les classes 2 et 3. Dans le même temps, le pourcentage des feldspaths plagioclases diminue de manière assez sensible et l'on passe de véritables arkoses micacées à des grès feldspathiques quelquefois psammitiques.

A l'E du rio Negro, l'évolution des grès de la base de la série carbonifère est un peu moins nette. Les grès feldspathiques sont, en général, moins frais et les feldspaths sont plus altérés. De toutes manières, les grès de base qui traduisaient un épandage détritique soudain et assez violent dans les séries précédemment décrites sont ici déjà évolués.

Je donnerai, comme exemple, une série d'histogrammes des premiers niveaux gréseux (fig. 6I) situés immédiatement au-dessus des formations calcaires, environ 1 km à l'E de l'entrée septentrionale du Tunnel de Viella ; on voit bien sur ces histogrammes que l'on passe de grès à classification bimodale nette dans les trois premiers échantillons à un grès fin bien classé et bien calibré dont près de 30 % des grains appartiennent à la classe 2. Cette évolution granulométrique se complète, une fois encore, par une diminution du pourcentage des feldspaths plagioclases comme le montrent les diagrammes de cette même figure.

Ainsi, la série basale du bassin carbonifère du Plan des Etangs montre, au point de vue granulométrique, une évolution et conséquemment un transport depuis la partie occidentale jusqu'à la partie orientale du bassin, futur synclinorium du Plan des Etangs. De plus, une diminution assez nette du pourcentage des feldspaths plagioclases est observable pour un niveau donné, quand on se déplace de l'W vers l'E.

Il semble donc qu'on puisse mettre en évidence à la base de la série carbonifère un mouvement de transport allant de l'W vers l'E.

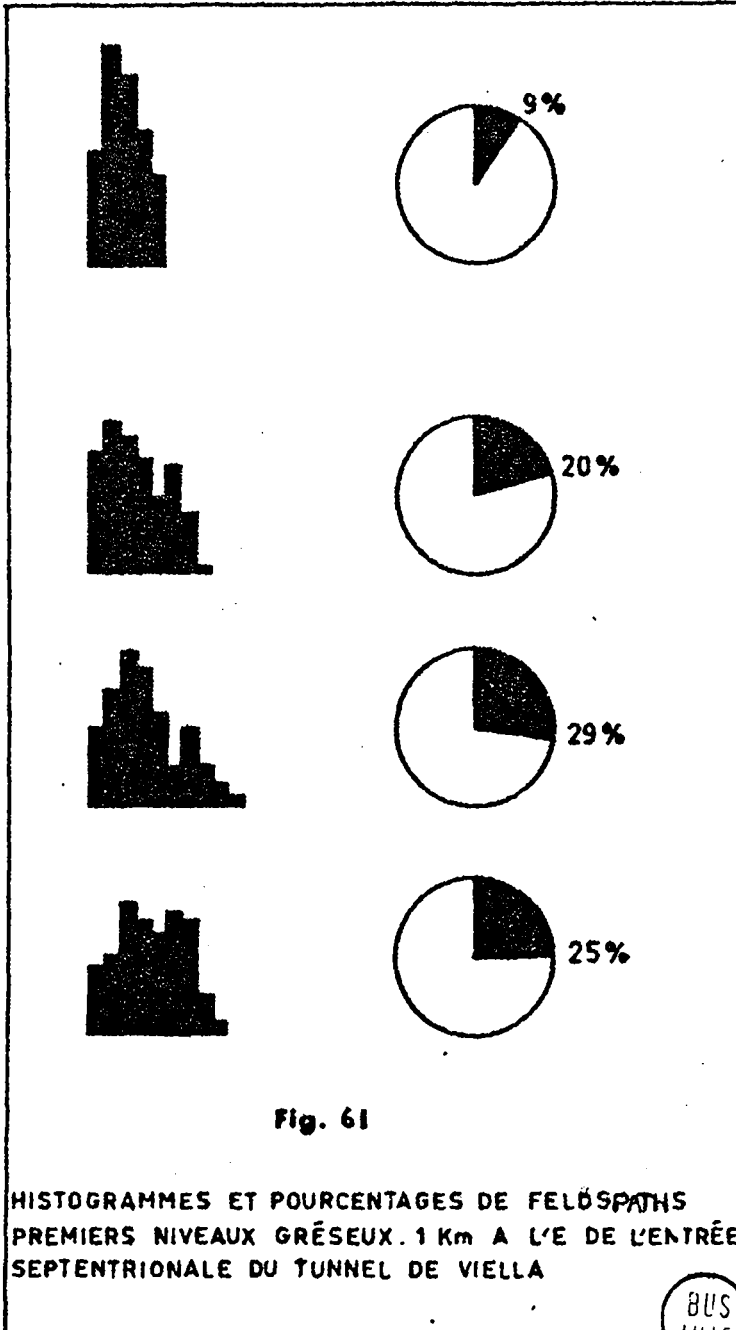
Par ailleurs, dans la majorité des cas de cette série basale, le même niveau gréseux se présente sous une forme grossière et polydispersée dans la partie septentrionale du bassin. Il s'affine dans la partie méridionale, montrant des histogrammes monodispersés.

J'ai pris comme exemple le niveau gréseux situé immédiatement sous le premier niveau calcaire ; il m'a paru, en effet, être régulier, non lenticulaire et facilement repérable. J'ai suivi ce banc en l'échantillonnant depuis la dépression située sous la Rencluse (éch. 62-I3c fig. 62) jusqu'au Puerto de la Picada (2460 m) où se fait, par faille, le contact entre les formations carbonifères et le Cambro-Ordovicien. L'étude de cinq ensembles d'échantillons choisis à intervalles réguliers entre ces deux points et à la base du banc défini ci-dessus a donné les résultats suivants (fig. 62)

- passage d'un histogramme bimodal (PPR 1) caractéristique d'un grès feldspathique grossier à un histogramme déjà défini comme représentatif de sédiments assez bien classés et relativement fins (62-I3c) ;
- diminution du nombre de grains des classes supérieures de PPR 1 à 62-I3c ;
- diminution du nombre d'éléments de quartzites
- constance des micas détritiques.

Le pourcentage des feldspaths varie de 30 % (PPR 1) à 17 % (62-I3c).

Il convient de noter d'autre part que les études effectuées dans le même esprit sur la partie orientale du bassin, à l'E de la vallée du rio Negro, n'ont donné que des résultats assez décevants et apparemment sans liens logiques.



BUS
LILLE

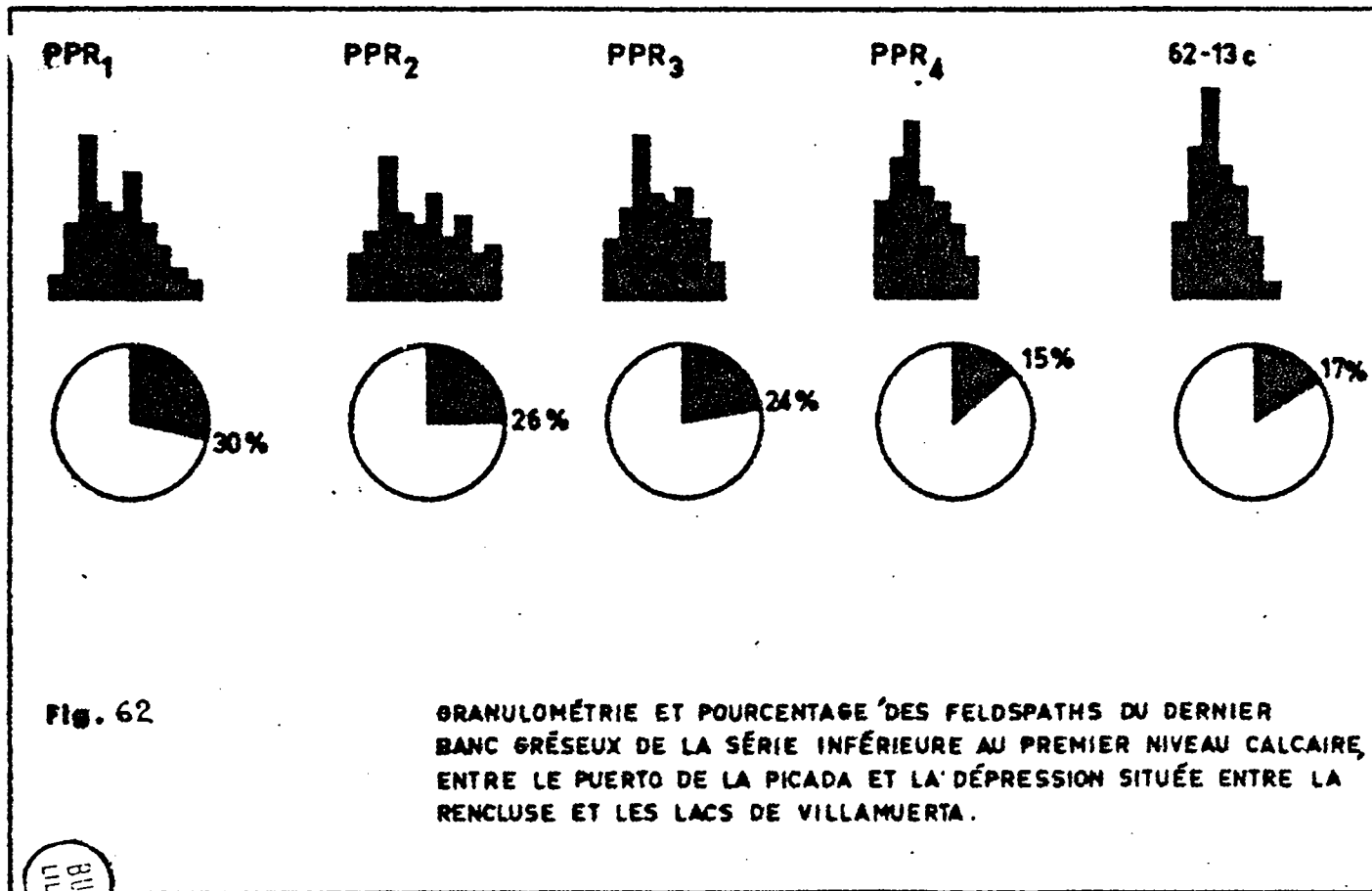


Fig. 62

GRANULOMÉTRIE ET POURCENTAGE DES FELDSPATHS DU DERNIER BANC GRÉSEUX DE LA SÉRIE INFÉRIEURE AU PREMIER NIVEAU CALCAIRE, ENTRE LE PUERTO DE LA PICADA ET LA DÉPRESSION SITUÉE ENTRE LA RENCLUSE ET LES LACS DE VILLAMUERTA.

BUS
LLE

Il apparaît ainsi que dans la base des séries du bassin carbonifère du Plan des Etangs, et tout au moins dans la partie occidentale, on puisse superposer, aux courants W-E décrits ci-dessus, des apports allant du N vers le S. Il faut donc voir l'alimentation, à cette époque, comme un courant longitudinal essentiellement orienté de l'W vers l'E avec de nombreux apports affluents dirigés du N vers le S (fig. 63).

Nous verrons que cette simplicité apparente va cesser dans la partie supérieure des formations carbonifères du Plan des Etangs dans lesquelles les sens de courant deviennent nettement plus complexes.

B) Les séries supérieures

Une étude systématique de la granulométrie des formations quartzo-feldspathiques situées au-dessus des premiers niveaux calcaires de la série carbonifère a été faite en de nombreux points du synclinorium du Plan des Etangs.

Alors que le sens de l'alimentation des séries inférieures développées sous les premiers niveaux calcaires obéissait à une logique assez nette, il n'en est plus de même dans les séries supérieures.

Je ne donnerai pas ici le détail fastidieux des histogrammes réalisés à partir de près de 100 échantillons mais les conclusions auxquelles leur étude m'a conduit.

Les sens d'alimentation mis en évidence à la base de la série carbonifère peuvent se maintenir pendant quelque temps au-dessus des premiers niveaux calcaires. C'est le cas, en particulier, de la partie occidentale du bassin.

Ensuite, et au plus tard vers le milieu de la série, de nombreux courants d'alimentation se dirigeant du S vers le N se font sentir et ce toujours dans la partie méridionale du bassin. Dès lors, on peut dire que le sens d'alimentation est indifféremment orienté de l'W à l'E, du N au S et quelquefois du S vers le N. Toutes les directions intermédiaires m'ont paru envisageables.

Deux faits négatifs sont, de plus, intéressants à noter en raison des renseignements paléogéographiques qu'ils apportent :

- aucun sens d'alimentation dirigé de l'E vers l'W n'a été observé ;
- la partie septentrionale du bassin ne m'a jamais montré de sens d'alimentation du S vers le N.

L'étude de la répartition des feldspaths et celle des minéraux lourds n'apportent ici aucun renseignement intéressant.

Les fig. 63 et 64 montrent le sens des courants d'alimentation à la base et sensiblement au milieu de la série. Dans ces cartes, les contours géologiques actuels ont été simplifiés au maximum.

Fig. 63 et 64

LES SENS DE COURANTS DANS LE CARBONIFERE DU SYNCLINORIUM DU
PLAN DES ETANGS

La fig. 63, correspondant à la base de la série, montre des sens de courants dirigés de l'W vers l'E et du N vers le S.

La fig. 64, correspondant aux parties situées au-dessus des premiers niveaux calcaires, montre des sens de courants plus complexes dirigés de l'W vers l'E, du N vers le S et, dans la partie méridionale du synclinorium, du S vers le N.

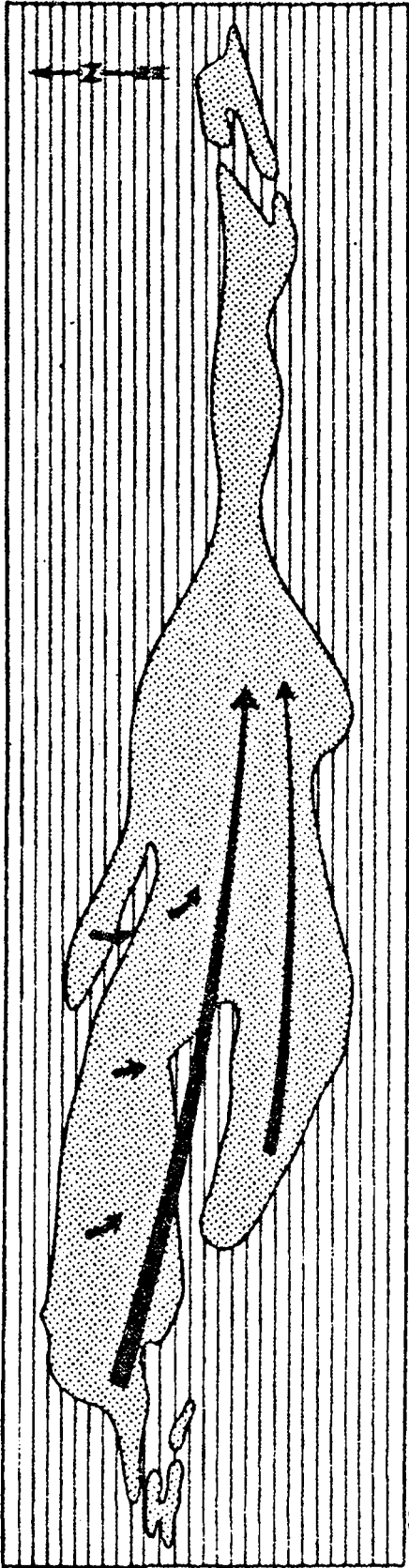


Fig. 63

LES SENS DE COURANTS DANS LE CARBONIFÈRE DU SYNCLINORIUM DU PLAN DES ETANGS

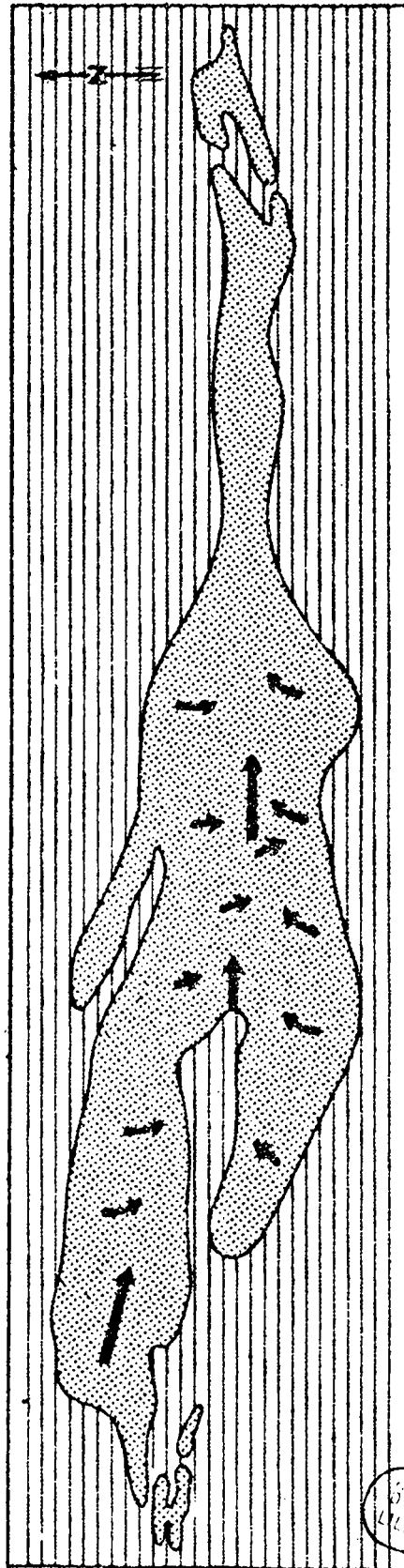





Fig. 64

-  Formations non carbonifères
-  Carbonifère du Synclinerium du Plan des Etangs
-  Principeux sens de courants

2) RENSEIGNEMENTS FOURNIS PAR LA THERMOLUMINESCENCE

Une note actuellement à l'impression (Charlet et Waterlot, 1967) rappelle les principales indications géologiques relatives aux formations de la Haute Esera ainsi que l'essentiel des résultats obtenus dans l'étude de la thermoluminescence des différentes formations quartzo-feldspathiques du Carbonifère du Plan des Etangs, des formations anté-gothlandiennes sous-jacentes et de leurs relations mutuelles.

Je ne donnerai ici qu'un tableau récapitulatif (p.249) ainsi que les conclusions paléogéographiques que cette étude a permis de tirer.

La thermoluminescence de ces différents échantillons est, on le voit, due à la fois au quartz et aux feldspaths détritiques. Je rappellerai toutefois que, compte tenu des essais d'irradiation, on a pu distinguer 3 formes de courbes artificielles dues simplement à l'influence de la composition minéralogique de l'échantillon et non une variation dans la nature de l'apport ou du continent nourricier.

L'identité, prouvée par leur thermoluminescence (Charlet in Charlet et Waterlot, 1967) des matériaux quartzo-feldspathiques appartenant aux formations anté-gothlandiennes d'une part et au Carbonifère d'autre part prouve, de façon péremptoire, que les quartz et les feldspaths du Carbonifère du Synclitorium du Plan des Etangs sont les mêmes que ceux des formations anté-gothlandiennes.

Numéro	Origine de l'échantillon	Remarques
66-2	Formations anté-gothlandiennes Echantillons recueillis à l'W du port de Benasque et au N de la faille de Caillaouas (entre la Montaneta et le Pico de Salvaguardia)	Thermoluminescence due aux quartz et aux feldspaths
66-3		Th. où l'influence des feldspaths est très marquée
66-4		Th. où l'influence du quartz est très marquée
66-5		Th. où l'influence des feldspaths est très marquée
66-6		Th. due aux quartz et aux feldspaths
=====		
65-80	Plan des Etangs s/s 6° et 9° banc gréseux au-dessus de la pseudo- discordance (fig. 24)	Thermoluminescence due aux quartz et aux feldspaths
65-83		
=====		
62-42	Grès feldspathiques du Carbonifère du Plan des Aiguallats (fig. 30)	Th. due au quartz et aux feldspaths
62-43		Th. due aux quartz et aux feldspaths. Influence marquée du quartz
62-44		
62-46		Th. due au quartz et aux feldspaths
62-48		Th. due aux quartz et aux feldspaths. Influence marquée du quartz
62-49		Th. où l'influence du quartz est très marquée
=====		
62-6		Th. due aux quartz et aux feldspaths
62-7	Grès feldspathiques, base de la série carbonifère. Dépression située sous la Rencluse (fig. 26)	Th. où l'influence des feldspaths est très marquée
62-13		Th. due aux quartz et aux feldspaths

L'étude pétrographique et stratigraphique de ces dernières vient d'être réalisée par Clin (1959) et par Kleinsmiede (1960) et, récemment, j'ai rappelé brièvement leurs caractères principaux (Waterlot, in Charlet et Waterlot 1967).

La grande fraîcheur des feldspaths montre, par ailleurs, que leur transport a été bref et leur enfouissement très rapide. Ces faits sont corroborés par les histogrammes des grès feldspathiques à la base des séries qui montrent, par leur polydispersion, la proximité de l'aire nourricière.

Donc les grès feldspathiques du Plan des Etangs proviennent, probablement pour leur plus grande part, de la destruction des formations quartzo-feldspathiques anté-gothlandiennes qui les jouxtent.

Cette constatation pose évidemment le problème de l'origine des formations quartzo-feldspathiques anté-gothlandiennes qui proviennent, fort probablement, de la destruction d'un socle métamorphique ou granitique situé au voisinage. Nous souhaitons ultérieurement, pouvoir résoudre ce problème qui, actuellement, sort du cadre de notre étude.

3) CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES A L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE
DES FORMATIONS GRESO-FELDSPATHIQUES DU SYNCLINORIUM DU
PLAN DES ETANGS

L'origine des minéraux détritiques du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs est à rechercher dans les formations anté-gothlandiennes qui l'entourent. La thermoluminescence et la granulométrie en apportent la démonstration en ce qui concerne les formations situées au N de la faille de Caillaouas.

Le métamorphisme hercynien subi par les chicots éventuellement cambro-ordoviciens (Dalloni, 1910, p. 112 ; Waterlot, 1964, p. 139), bordant, au N, le massif de la Maladetta a perturbé les phénomènes de thermoluminescence d'une manière beaucoup trop importante pour que l'on puisse les utiliser pour prouver une alimentation venant du S. Nous avons vu toutefois que, dans les niveaux moyens et supérieurs de la série, apparaissaient, dans la partie méridionale du bassin, des sens de courant dirigés du S vers le N (fig. 64).

Donc, après le dépôt des sédiments calcaires que nous avons rattaché au Dévonien (calcschistes et calcaires) commence un épandage détritique important ; le matériel en est d'abord fourni par les formations quartzo-feldspathiques anté-gothlandiennes situées au N. Par la suite, on pourra décèler au sein de la série un sens d'alimentation venant du S mais cet apport restera toujours moins important que le précédent.

On ne peut interpréter ces faits autrement que par l'émergence, immédiatement après le dépôt des sédiments calcaires attribués au Dévonien, d'une faille axiale importante déjà signalée par Clin (1959).

Il fallait d'ailleurs que les déformations soient suffisamment importantes pour que les sédiments quartzofeldspathiques anté-gothlandiens puissent être livrés à l'érosion.

Je crois que, dès ces premières manifestations tectoniques, des failles de l'ampleur et du type de la faille de Caillaouas ou de Consaterre existaient déjà et que les produits de l'érosion des reliefs et falaises de sédiments anté-gothlandiens alimentaient les dépôts carbonifères qui, plus au S, se formaient sur un substratum épargné par ces plissements (fig. 65).

Si nous admettons que les derniers sédiments calcaires observés sur le versant espagnol avant la série détritique sont dévoniens et que les premiers sédiments grésoschisteux sont carbonifères, il nous faut admettre que les déformations en question sont imputables à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne. Les mouvements seraient alors contemporains de ceux décrits par Clin (1959) sur le versant français.

En l'absence de toute faune, il n'est pas interdit de considérer que ces sédiments calcaires sont déjà carbonifères et, dans cette dernière hypothèse, il faudrait rattacher les mouvements à la phase sudète.

Dans la partie stratigraphique de ce travail, j'ai tenu à considérer, classiquement, ces marbres et calcaires blancs comme dévoniens (p. 106 et 107) mais je crois toutefois utile de poser ici la question de leur âge exact.

Il y a en effet, entre les calcaires eiféliens datés et les grès et schistes namuriens fossilifères un ensemble constitué d'une importante série calcaire surmontée du début de la série détritique schisto-gréseuse, les premiers fossiles namuriens n'étant rencontrés qu'à une vingtaine de mètres de la base de cette série.

Dans cet ensemble, compris entre l'Eifélien et le Namurien, toutes les attributions stratigraphiques sont possibles et il est actuellement impossible de trancher la question.

Rappelons, par ailleurs, que l'on considère comme carbonifères les calcaires foncés de la région de Villanova (p. 175) qui supportent, en concordance, des schistes et des grès feldspathiques absolument identiques (thermoluminescence comprise) à ceux du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs.

De toutes manières, le schéma paléogéographique que je propose ci-dessous, sous forme de deux blocs-diagrammes, est valable dans les deux hypothèses et seul l'âge des mouvements est amené à varier (fig. 65 et 66).

Blocs-diagrammes montrant la genèse des sédiments
détritiques carbonifères du Synclinorium du
Plan des Etangs (fig. 65 et 66)

Fig. 65 Genèse des premiers sédiments détritiques carbonifères.

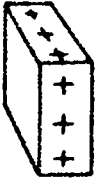
Les formations anté-gothlandiennes quartzo-feldspathiques ont été amenées à l'affleurement par des mouvements orogéniques et tectoniques postérieurs au dépôt des calcaires. L'érosion des reliefs ainsi créés donne naissance aux formations détritiques carbonifères.

Celles-ci se déposent en concordance, au S, dans une région qui n'est pratiquement pas déformée par les manifestations tectoniques évoquées ci-dessus. Plus au S encore, le granite de la Maladetta commence à se manifester.

- Les légendes sont communes à la fig. 65 et à la fig. 66.

65

Granite de la Maladetta



Grès et schistes carbonifères



Calcaires marmorés
(compris entre le Gothlandien
et le Carbonifère détritique)



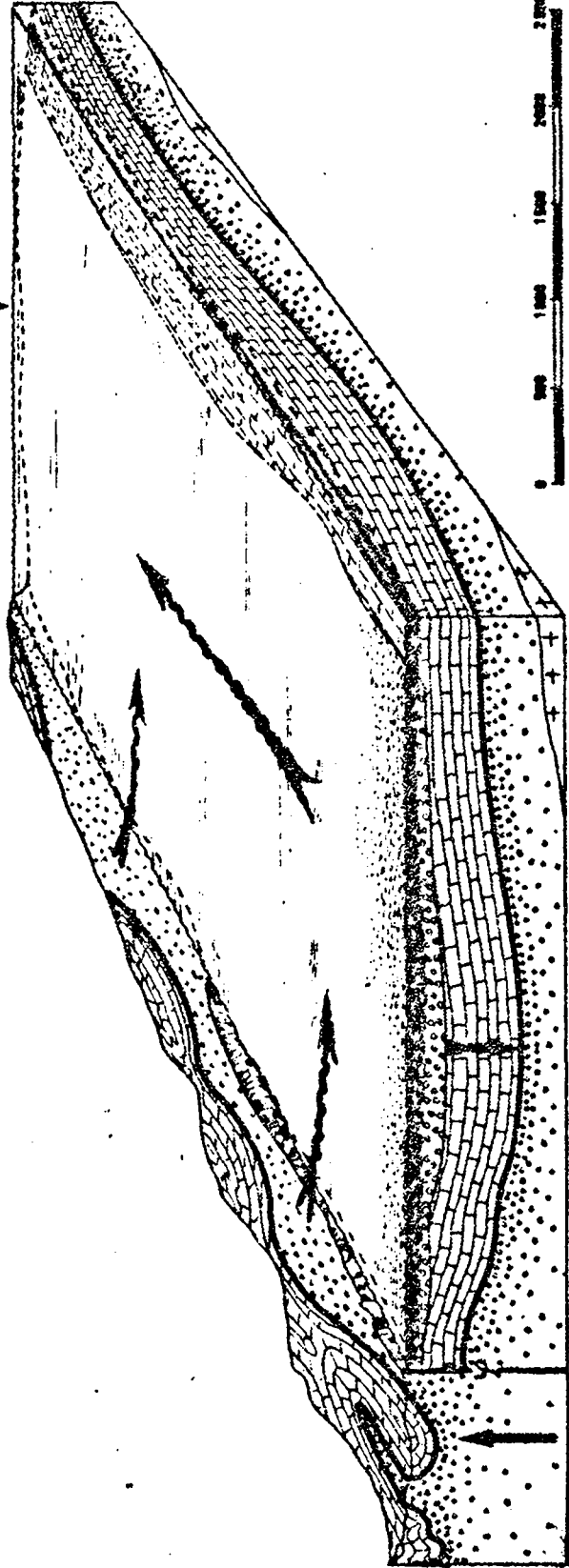
Gothlandien



Anté-Gothlandien



niveau de la mer



BRUN
VILLE

Fig. 66 L'érosion des formations anté-gothlandiennes s'est poursuivie et a continué à alimenter le dépôt des grès feldspathiques et schistes carbonifères qui s'accumulent dans une zone subsidente.

Au S le granite poursuit son individualisation. Au niveau de ce qui constituera plus tard l'aire anticlinale de la Malaletta affleure déjà une partie des formations anté-gothlandiennes dont l'érosion détermine une alimentation du S vers le N.

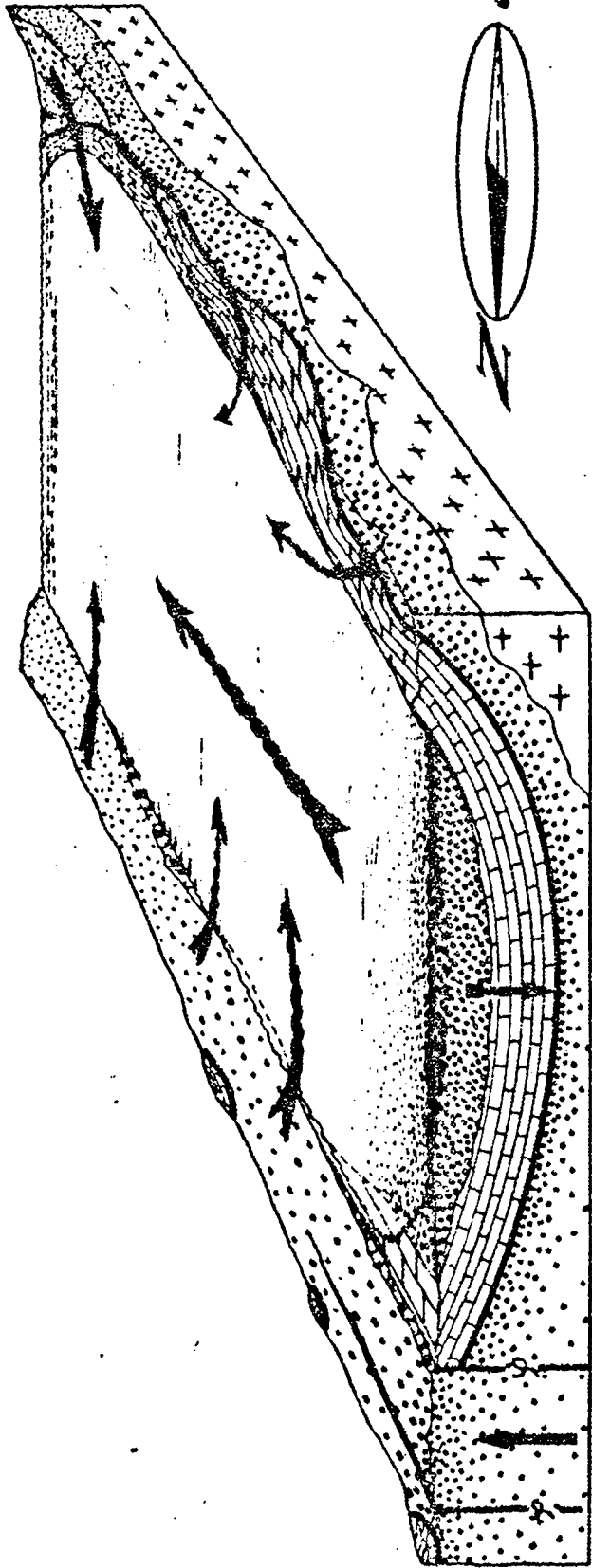
Les légendes sont communes à la fig. 65 et à la fig. 66 .

Fig. 66

Mouvements des blocs
tectonisés

Subsidence

Sens des courants



BUS
FILE

3° - ETUDE GRANULOMETRIQUE DES FORMATIONS GRESEUSES
DE LA REGION DE VILLANOVA

Nous avons vu, lors de l'étude stratigraphique de cette série, qu'au-dessus des calcaires appartenant probablement à la base des formations carbonifères se développe une série de schistes et de grès. L'analyse granulométrique de ces grès et l'étude du pourcentage de feldspaths dans la roche a donné les résultats qui suivent, de la base vers le sommet.

Echantillon 65-85

Véritable micropoudingue à muscovites abondantes. La plupart des quartz sont à extinction roulante et les feldspaths plagioclases sont très frais et assez nombreux.

La roche contient de nombreux débris de microquartzites et de schistes.

L'histogramme montre que l'on a affaire à un grès polydispersé présentant quatre populations caractérisées par une concentration dans les classes 3, 7, 12 et 18. Les grains de classe 18, de taille submillimétrique, sont abondants puisqu'ils représentent près de 9 % du total. Le grès 65-85 représente donc un début d'épandage détritique avec des grains de grande taille, des feldspaths frais et une absence évidente de classement.

Les échantillons 65-87 et 65-88, quant à eux, indiquent un classement assez net des sédiments qui passent d'un histogramme nettement bimodal en 65-87 à un histogramme unimodal de grès bien classé en 65-88. Le premier échantillon montre un début d'orientation bien net souligné par de nombreuses paillettes de muscovite.

Les débris de quartzites sont relativement rares mais on peut observer quelques débris de schistes. Les oxydes de fer se sont développés en plages assez nettes.

Le second échantillon montre des quartz de taille assez réduite qui sont tous à extinction roulante. On observe relativement peu de plagioclases et les micas blancs, très abondants, constituent, par endroits, un véritable feutrage. On trouve dans toutes les lames de ce niveau gréseux de nombreux éléments de petite taille, mais nets, de microquartzites.

L'ensemble de ces trois premiers niveaux gréseux constitue un premier rythme élémentaire des plus nets qui montre le passage d'un micropoudingue feldspathique polydispersé à un grès homogène net légèrement feldspathique.

Les échantillons 65-88 b et 65-89 ont sensiblement la même composition et ne diffèrent que par leurs histogrammes.

Ils présentent quelques éléments d'assez belle taille et en particulier des fragments nets de microquartzite. Les plagioclases sont bien frais, nets et de belle taille. Les

Fig. 67



65-90



65-89



65-88^b



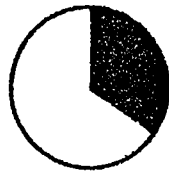
65-88



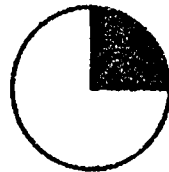
65-87



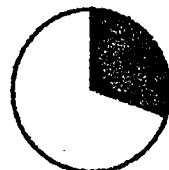
65-85



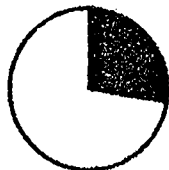
36%



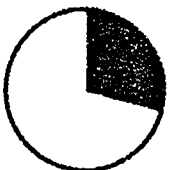
28%



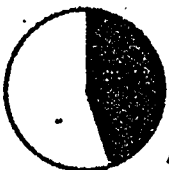
31%



29%



30%



45%



65-87^c



65-87^b



65-87^a



65-87

Fig. 68



Fig. 67 et 68

ÉTUDE DES FORMATIONS GRÊSEUSES DU CARBONIFÈRE DE VILLANOVA

micas blancs sont abondants et on peut observer, en outre, quelques paillettes de mica noir. Les sels de fer sont assez répandus dans les diverses préparations de ces échantillons.

Au point de vue granulométrique, les échantillons décrits ci-dessus indiquent une nouvelle pulsation dans l'alimentation mais l'évolution est beaucoup plus lente et montre un apport identique à lui-même se prolongeant dans le temps.

Les lames taillées dans les échantillons 65-90 montrent une nouvelle reprise de la sédimentation avec dépôt de quartz d'assez grande taille et de feldspaths plagioclases en cristaux frais non altérés. Les micas blancs sont très nombreux et les lames montrent de nombreux fragments de microquartzites et, également, quelques esquilles de schistes repris dans la sédimentation. Outre les oxydes de fer assez répandus, les lames montrent quelques grains de phosphates.

Le long d'une verticale les grès de la base de la série carbonifère de Villanova montrent donc, au-dessus des calcaires, un épandage détritique caractérisé par trois pulsations se traduisant nettement dans les histogrammes de la fig. 67.

L'évolution d'un même banc de grès dans l'espace montre, de manière statistique, que l'alimentation venait grosso modo du NW et se dirigeait vers le SE. Le niveau le plus caractéristique à cet égard est celui correspondant aux échantillons 65-87 a, b, c qui ont été recueillis au SE de l'échantillon 65-87 et à la base du même banc. On peut voir l'évolution très nette de ces grès sur la fig. 68.

On assiste en effet, et cela est particulièrement net sur les histogrammes, à une diminution relative de la taille des grains, donc à un regroupement vers les classes inférieures et à une augmentation nette des pourcentages des dites classes (3) au détriment des classes supérieures. On tend vers un grès fin bien classé à représentation unimodale correspondant à une population homogène. Ce stade ultime d'évolution n'est toutefois pas encore atteint ici.

La thermoluminescence des grès feldspathiques du Carbonifère de Villanova a été étudiée ; elle est due aux quartz et aux feldspaths et est absolument identique à celle des formations quartzo-feldspathiques du Carbonifère du Synclitorium du Plan des Etangs donc à celle des formations anté-gothlandiennes voisines.

Cette observation, jointe au sens d'alimentation défini ci-dessus et aux attributions stratigraphiques proposées p. 175 permet de brosser l'esquisse paléogéographique suivante :

Les formations détritiques qui sont superposées aux calcaires carbonifères proviennent de l'érosion des formations anté-gothlandiennes situées, en gros, au NW de la région de Villanova. Il faut rechercher cette origine soit dans les environs du massif granitique d'Eriste où la thermoluminescence des formations anté-gothlandiennes a été trop perturbée par le métamorphisme de contact pour être utilisable, soit dans les formations anté-gothlandiennes voisines du massif de Lys-Caillaouas et qui sont situées

dans le prolongement de celles qui alimentèrent la sédimentation carbonifère détritique du Plan des Etangs.

De toutes manières, l'épandage qui se manifeste ici est à rattacher à une phase non précoce de l'orogénèse hercynienne et, éventuellement, à la phase sudète.

4° - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES CALCAREUX ET DES CALCAIRES GRESEUX DU SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE

Dans l'étude stratigraphique des formations carbonifères du synclinorium de Espot-Andorre j'ai souligné la rareté des formations gréseuses, noyées dans une monotone série schisteuse.

Rares sur le terrain ces niveaux quartzifères se sont, de plus, révélés à peu près inutilisables pour une étude granulométrique systématique. En effet les grains de quartz sont toujours de très petite taille et appartiennent pratiquement tous à la classe I. La confection d'histogrammes s'est donc avérée impossible.

Le pourcentage de calcite et de minéraux argileux se révèle, dans la plupart des cas, assez fort et certains échantillons sont, en fait, des calcaires silteux. La présence de feldspaths m'est toujours apparue comme exceptionnelle.

Numéro	Origine de l'échantillon	Remarques
65-27	Lentille gréseuse. Série carbonifère du rio de Bayasca (fig. 41 p. 159)	
65-36	Grès calcaireux. Base du carbonifère entre Burch et Tirvia (photo 3 pl 5)	Courbe de thermoluminescence naturelle due au quartz et caracté-
65-40	Grès calcaireux. Série carbonifère du rio d'Escart (fig. 39 et 40)	risée par une forte intensité. Deux pics vers 200°
Civis I	Ardoisières de Civis. Schistes gréseux	et 250°C
Tirvia I	Cambro-Ordovicien. Echantillon pris au confluent des Nogueras de Cardós et de Vall de Farrera	

L'étude de la thermoluminescence de ces formations a été réalisée sur quelques échantillons. Le tableau ci-dessus récapitule les résultats obtenus.

Les quartz de ces différents échantillons carbonifères ont, au point de vue thermoluminescence, les mêmes caractéristiques et sont, de plus, identiques à ceux des formations cambro-ordoviciennes dont ils proviennent par érosion. Par ailleurs ils diffèrent fondamentalement de

ceux des échantillons recueillis dans le Synclinorium du Plan des Etangs et dont j'ai indiqué les caractéristiques sur le tableau de la page 249.

J'envisagerai, dans le premier paragraphe du chapitre troisième de la quatrième partie les hypothèses que ces observations permettent de formuler.

5° - ETUDE GRANULOMETRIQUE DES FORMATIONS GRESEUSES
DU BASSIN DE FEIXA-CASTELLAS-ESPAMENT

La série sédimentaire de ce bassin a déjà été définie (Delattre et Waterlot, 1967) comme une alternance de schistes, de grès et de conglomérats d'une puissance de 1000 m environ admettant quelques niveaux calcaires. La description a été résumée, dans ce mémoire, de la page 194 à la page 200.

L'étude des grès, développée ci-dessous, corrobore bien les hypothèses que l'on pouvait faire, au vu des colonnes stratigraphiques, sur le sens de l'alimentation donc sur la polarité glyptogénétique.

J'ai analysé principalement les sédiments gréseux de la région de la Guardia de Arès et de Biscarbó ; la fig. 69 résume l'essentiel des résultats granulométriques et rappelle les caractéristiques principales de la base de ces séries.

1) SERIE DE LA GUARDIA DE ARES

La base de la série est ici constituée d'une alternance assez régulière de grès et de schistes. L'étude des grès a donné les résultats suivants, de la base vers le haut :

Echantillons n° F 17

Grès assez mal calibré, tendre, contenant de nombreux débris de quartzite. Les micas blancs sont abondants, les lames montrent quelques plagioclases qui restent toutefois en nombre assez faible. Les grains de quartz, assez anguleux, sont le plus souvent unis par un ciment ferrugineux. La calcite est assez rare et on trouve quelques plages diffuses de phosphate.

L'histogramme indique un grès à classement bimodal caractéristique de deux populations, la première avec un maximum pour les classes 3 et 4 et la seconde pour les classes 9 et 10. Cette dernière classe représente encore près de 10 % de la surface totale des grains.

Echantillons n° F 18

Les constituants sont pratiquement les mêmes que ceux de l'échantillon précédent ; les feldspaths, toutefois, sont pratiquement absents et le ciment ferrugineux est assez peu représenté.

Il s'agit ici d'un sédiment relativement fin, bien classé, avec un maximum net pour les grains de classe 3 qui

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES DES GRÈS DE LA BASE DE LA SÉRIE CARBONIFÈRE DE FEIXA-CASTELLAS-ESPAHENT

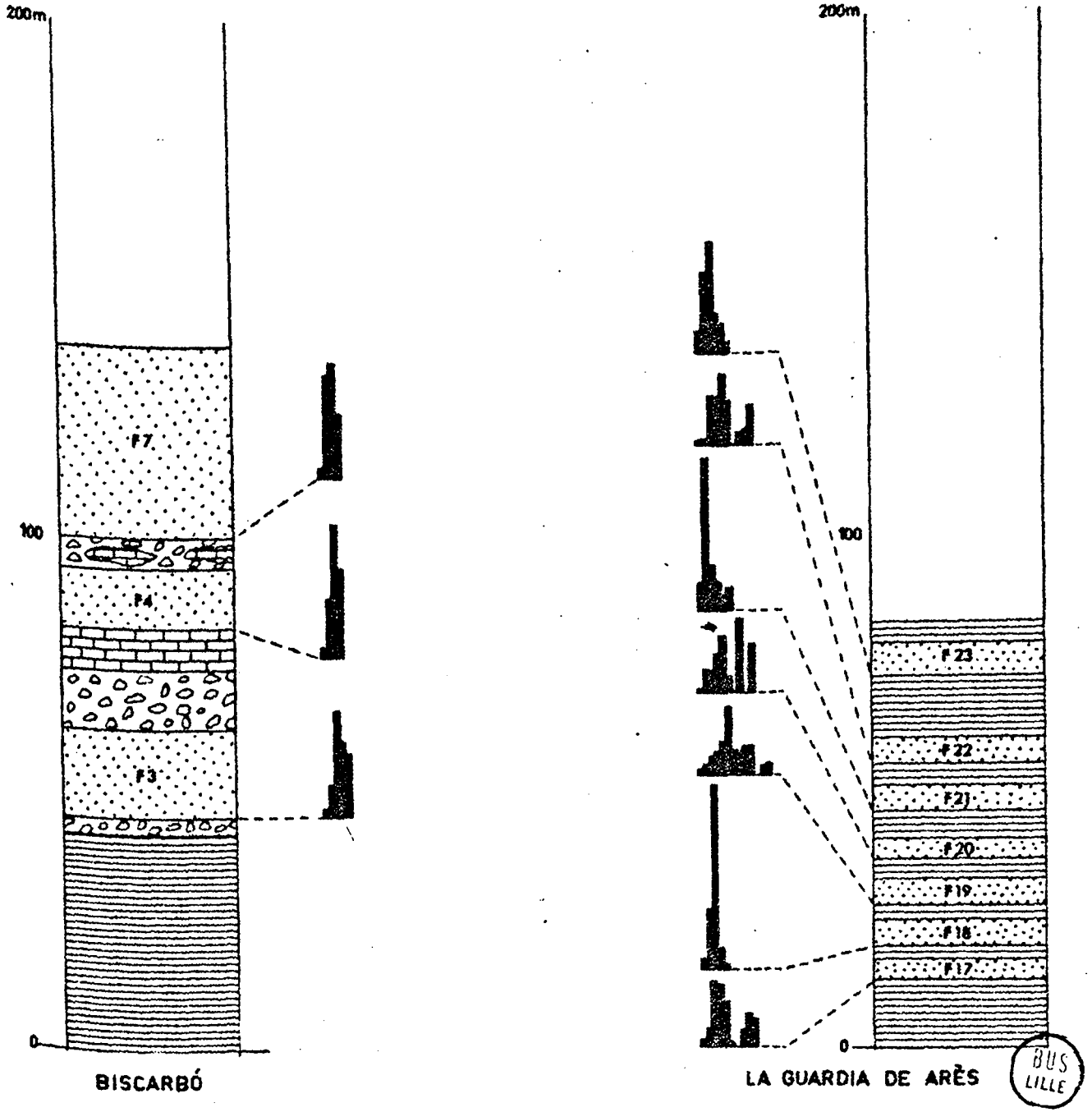


Fig. 69

représentent 64 % de la surface totale observée.

Echantillons F. 19

Grès très mal calibré, contenant de nombreux quartz de grande taille et à extinction roulante. Les lames montrent des fragments de quartzite fin. Certains fragments semblent même être des gneiss très altérés. Nombreux micas blancs parfois de grande taille. Plagioclases assez développés et relativement frais.

Le granulogramme montre une assez grande dispersion se traduisant par trois populations : la première concentrée autour de la classe 6, la seconde autour des classes 9 et 10 et la troisième pour la classe 13.

La surface des grains de la classe 13, qui constitue pour ces échantillons la classe de plus grande taille, est relativement bien représentée puisqu'elle correspond à près de 5 % de l'ensemble.

Echantillons F. 20

Comme dans les lames précédentes, on peut voir de nombreux fragments de quartzite à cristaux bien orientés et allongés ; très peu de feldspaths ont pu être observés dans ces lames.

Le tri en 3 classes s'accroît dans cette lame avec déplacement de trois dominantes vers des classes de taille inférieure à celles mesurées en F. 19. Ici les maxima correspondent, en effet, aux classes 5, 8 et 10.

Les plus gros grains, de classe IO, correspondent à 17 % du total, ce qui est appréciable.

Echantillons F. 21

Le grès est ici légèrement calcareux, les grains bien orientés, allongés suivant la stratification. Il n'y a pratiquement plus de feldspaths et les grains de quartz sont quelquefois entourés d'oxyde de fer et de quelques plages diffuses de phosphate.

Le granulogramme montre un sédiment assez bien classé, avec un très net maximum des grains de classe 2 donc de petite taille. Les grains les plus importants n'atteignent que la classe 6 et représentent un peu plus de 8 % au total.

Echantillons F. 22

Dans les lames des échantillons correspondant à ce grès, les feldspaths sont assez nombreux. Les grains de quartz, à extinction souvent roulante, sont enrobés dans un ciment légèrement ferrugineux. Les micas blancs sont assez abondants et de grande taille.

Le granulogramme montre une classification bimodale des plus nettes avec une première population présentant une concentration autour de la classe 5 (25 % de la surface des grains) et une seconde population pour la classe IO (14 % de la surface des grains).

Echantillons F. 23

Ce grès contient essentiellement des quartz de taille relativement petite. Il n'y a pratiquement pas de feldspaths mais les micas blancs sont assez abondants.

Le granulogramme offre un aspect bien classé avec un maximum pour la classe 3 (près de 40 %). La plus grande taille des grains atteint seulement la classe 6 et ne représente que 3,8 % du total de la surface observée.

La base de la série des grès de la Guardia de Arès montre donc trois épandages détritiques nets correspondant aux échantillons F. 17, F. 19 et F. 22 qui représentent un matériel brut non classé à plusieurs populations et à grains d'assez grosse taille.

Chacun de ces épandages se classe pour arriver à des grès assez fins comme, par exemple, F. 18 et F. 21.

L'ensemble des échantillons F. 19, F. 20 et F. 21 est particulièrement caractéristique de ces évolutions répétées. On voit, après le calme correspondant à F. 18, une reprise de l'érosion se traduisant par le granulogramme de F. 19 à trois populations. L'échantillon F. 20 montre un début de classement des éléments et une séparation en types distincts. Le grès F. 21, lui, montre l'aboutissement de ce petit rythme en un grès que j'ai défini comme étant assez fin, bien classé, unimodal.

2) SERIE DE BISCARBO

A cette grande diversité va s'opposer le calme relatif de la série gréseuse de Biscarbó (fig. 69).

Les grès sont assez calcaires et les grains de quartz, de taille modeste, sont relativement homogènes. La classe 3 est nettement dominante et la plus grande taille des grains appartient à la classe 5. On peut observer quelques feldspaths de petite taille mais bien conservés ainsi que quelques rares éléments de quartzites identiques à ceux décrits dans la série précédente. Les micas blancs sont assez abondants et quelques lames montrent des paillettes de biotite rares mais nettes.

Les histogrammes sont très semblables et montrent que nous avons affaire à des grès évolués monodispersés avec une classe 3 nettement dominante.

3) CONCLUSIONS

L'ensemble de ces observations, joint à l'étude des colonnes stratigraphiques ainsi qu'à la fréquence et à la répartition des masses calcaires d'une part et des poulingues d'autre part, permet de penser que l'essentiel de l'alimentation venait de l'E et du S et que les principales directions de courant étaient de l'E vers le NW et l'W à la faveur d'un épandage en éventail à partir de la région d'Espahent.

Cette région est, en effet, riche en poudingues qui correspondent, vers la Guardia de Arès, à une alternance de grès et de schistes cependant que l'on observe des schistes dans la région de Biscarbó.

De plus la série de Biscarbó contient des passées calcaires beaucoup plus développées que dans les autres séries et, par ailleurs, les grès de cette région sont nettement calcareux.

Le bloc diagramme (fig. 70) rend compte très schématiquement de l'origine et de la disposition des sédiments de la base de la série carbonifère du bassin de Feixa-Castellás Espahent. Une région sud-orientale, exondée, et plissée par les premières manifestations de l'orogénèse hercynienne (phase bretonne ?) constitue le relief nourricier de la sédimentation détritique, très grossière dans la région d'Espahent, grés-schisteuse au niveau de la Guardia de Arès et calcaréo-schisteuse et gréseuse aux environs de Biscarbó. Des épandages plus brutaux viennent parfois interrompre la logique de ces séries et se traduisent par la genèse de conglomérats.

En résumé, la série étudiée ici et, en particulier, celle de la région de la Guardia de Arès me paraît être un exemple assez caractéristique du faciès Culm puisque nous observons, au-dessus du Dévonien, une alternance, sans lacune de sédimentation bien nette, de grès et de schistes.

Fig. 70

On distingue les régions suivantes :

- 1) relief nourricier où affleurent les formations du Dévonien, du Gothlandien et les schistes et quartzites du Cambro-Ordovicien. L'érosion de ces reliefs se traduit par des sédiments de piedmont et par la formation de poudingues en bordure de mer, au niveau de Espahent.
 - 2) les poudingues et grès de la région d'Espahent, sédiments littoraux très grossiers.
 - 3) dans les environs de la Guardia de Arès, alternance de grès et de schistes donc de sédiments détritiques moins grossiers que les précédents.
 - 4) zone un peu plus profonde, aux alentours de Biscarbó, voyant le dépôt, à la base du Carbonifère, de schistes, de grès et de calcaires.
-

CHAPITRE TROISIÈME

LES SCHISTES

L'étude des minéraux argileux des schistes du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées espagnoles exposée ici a été réalisée à partir d'une cinquantaine d'échantillons et n'a donc qu'une valeur indicative. Elle est toutefois, à ma connaissance, la première réalisée sur ce sujet et je souhaite vivement qu'elle soit suivie d'études détaillées plus systématiques.

J'ai choisi par souci de concision, de donner une représentation à l'aide de tableaux récapitulatifs, indiquant le numéro et la localisation de l'échantillon, et ensuite le pourcentage des différents minéraux argileux rencontrés. Ce pourcentage a été ramené à des valeurs simples et il correspond, bien entendu, au pourcentage d'un minéral argileux par rapport au total des minéraux argileux, compte tenu des autres minéraux comme par exemple, le quartz, les feldspaths, la calcite etc... En ce qui concerne le quartz et les feldspaths leur présence a été indiquée de manière non chiffrée. Les chiffres indiqués ne veulent pas donner le pourcentage exact des minéraux formant le mélange. Issus de la mesure du rapport des intensités des raies (001) des minéraux, ils ne constituent qu'une indication plus lisible en chiffres qu'exprimée verbalement.

J'ai réuni, dans une même colonne, sous le nom de minéraux micacés, l'illite et les muscovites détritiques finement réduites par le broyage. J'ai, en complément, donné les résultats obtenus dans l'analyse de quelques schistes stéphanien.

On verra, à la lecture des tableaux ci-dessous, que j'ai étudié plus particulièrement le Synclinorium de Espot-Andorre, en raison de son caractère presque exclusivement schisteux qui avait empêché une étude granulométrique semblable à celle du Synclinorium du Plan des Etangs.

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
62-10	Premiers niveaux schisteux au-dessus des calcaires. Carbonifère de la dépression située sous la Rencluse (fig.26 et 27)	70%	30%	0	Peu de quartz, un peu de feldspaths
62-12	Même provenance Schistes ondulés à rares passées gréseuses (fig.26)	85%	5%	10%	Un peu de quartz et de feldspaths

Schistes carbonifères de la coupe (fig. 26) levée entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta

65-4	Premiers schistes carbonifères. Noyaux synclinaux situés entre les Bains et l'Hospital de Benasque	100%	0%	0%	Assez bien de quartz et de feldspaths
156	Premiers schistes au-dessus de la pseudo-discordance du Plan des Etangs s/s (fig.24)	95%	5%	0%	Assez bien de quartz et de feldspaths
RN-27	Premiers schistes carbonifères Vallée du Rio Negro (fig.35)	90%	5%	5%	Présence de quartz et de feldspaths

Schistes de la base de la série carbonifère pris en divers points du Synclinorium du Plan des Etangs

SCHISTES CARBONIFERES DU SYNCLINORIUM DU PLAN DES ETANGS

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
65-22	Carbonifère du Torrent de Bayasca. Schistes noirs situés au-dessus des sédiments dévoniens calcaires (fig. 4I)	75%	15%	10%	Un peu de quartz Feldspaths assez abondants
65-25	Schistes gréseux contenus dans la série des schistes gris-clair, 120 m au-dessus des sédiments dévoniens (fig. 4I) Torrent de Bayasca	80%	15%	5%	Quartz et feldspaths assez abondants
65-24	Schistes ardoisiers au sommet de la série carbonifère Torrent de Bayasca (fig. 4I)	75%	20%	5%	Un peu de quartz, un peu de feldspaths

Torrent de Bayasca (fig. 4I)

65-37	Schistes de la base de la série (fig. 40) Rio d'Escart	80%	20%	0%	Un peu de quartz, un peu de feldspaths
65-38	Schistes noirs à patine argentée (fig. 40) 100 m au-dessus des sédiments dévoniens. Rio d'Escart	80%	20%	0%	Un peu de quartz, un peu de feldspaths
65-39	Schistes noirs vers le sommet de la série (fig. 40), rio d'Escart	90-95%	5-10%	0%	Assez bien de feldspaths, un peu de quartz

Rio d'Escart (fig. 40)

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
65-10	Dévonien supérieur calcaire Près du km K 1 de la route allant à Llavorsi (fig. 37)	75%	25%	0%	95% de CO ₃ Ca un peu de feldspaths un peu de quartz
65-11	Dévonien supérieur calcaire Près du km 1 (fig. 37)	100%	0%	0%	95% de CO ₃ Ca beaucoup de quartz un peu de feldspaths
65-12	Sensiblement au même endroit, quelques mètres au-dessus. Schistes argentés base de la série carbonifère (fig.38)	90%	10%	0%	Un peu de CO ₃ Ca présence de quartz et de feldspaths
65-13	Schistes argentés, quelques mètres au-dessus de 65-12 (fig. 38)	85%	10%	5%	Un peu de quartz et de feldspaths
65-14	Schistes roux (dans la série de 30 à 40 m de schistes roux et verts) (fig. 38)	70%	20%	10%	Présence d'un peu de quartz et de feldspaths
65-15	Schistes noirs devenant roux à l'affleurement	80%	15%	5%	Présence de quartz et de feldspaths
65-17	Schistes gris-noir. Début des schistes noirs. 140m au-dessus des sédiments dévoniens 65-11	90%	10%	0%	Présence de quartz et de feldspaths
65-18	Schistes ardoisiers noirs (devenant roux à l'affleu- rement)	90/ 95%	5/ 10%	0%	Assez bien de quartz et de feldspaths
65-19	Schistes noirs (un peu au- dessus des précédents)	90/ 95%	5/ 10%	0%	Un peu de fel- dpaths, un peu de vermiculite
65-20	Passée de schistes verts (SV de la fig. 38)	0%	100%	0%	
65-21	Schistes noirs. Partie supé- rieure de la série carboni- fère. Centre du synclitorium	90%	5%	5%	Un peu de quartz pas de feldspaths

SERIE CARBONIFERE DE LA NOGUERA DE CARDOS
(PARTIE CENTRALE DU SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE)

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
65-33	Schistes argentés tendres Base de la série carbonifère près de Burch (fig. 43)	90%	5%	5%	Quartz et feldspaths
65-28	Schistes gris argentés (sensiblement même provenance que 65-33)	90%	5%	5%	Feldspaths abondants un peu de quartz
65-29	Schistes noirs ardoisiers près de Farrera	85%	10%	5%	Présence de quartz et de feldspaths
65-32	Schistes ardoisiers noirs (au-dessus des précédents)	90%	5%	5%	Beaucoup de feldspaths, un peu de quartz
66 S.II) Schistes carbonifères,) I km,500 au S de) La Massana (Andorre)	80%	15%	5%	Un peu de feldspaths et de quartz
66 S.I2		85%	10%	5%	
66 Civis	Ardoisière de Civis	60%	30%	10%	Présence de quartz et de feldspaths

CARBONIFERE DE LA PARTIE ORIENTALE DU SYNCLINORIUM DE
ÈSPOT-ANDORRE

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
66 F I5	Série de la Guardia de Arès (fig. 52) Schistes gris-clair, 1 m au-dessus des dernières griottes	85%	15%	0%	Assez bien de quartz, un peu de feldspaths
66 F I6	Schistes légèrement calcareux situés sous le premier niveau gréseux	80%	20%	0%	Assez bien de quartz Feldspaths présents
66 F I7 b	Schistes situés entre les deux premiers niveaux gréseux	80%	20%	0%	Assez bien de quartz, un peu de feldspaths

Région de la Guardia de Arès

66 F I	Premiers sédiments schisteux au-dessus des griottes Série de Biscarbó (fig. 52)	90%	10%	0%	Pas de quartz très peu de feldspaths
sans n°	Partie supérieure de la série de Biscarbó (fig. 52)	90%	10%	0%	Pas de quartz très peu de feldspaths

Région de Biscarbó

SCHISTES CARBONIFÈRES DU BASSIN DE FEIXA-CASTELLAS-ESPAHENT

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
65-48	Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró. Schistes de la mine de charbon. Partie supérieure du Westphalien D (fig. 47)	85%	5%	10%	Un peu de quartz, pas de feldspaths
65-57	Schistes noirs. Coupe le long du rio Flamisell. Partie moyenne du Westphalien	80%	10%	10%	Un peu de quartz un peu de feldspaths
65-55	Schistes argentés. Coupe le long du rio Flamisell. Partie inférieure du Westphalien D.	60%	10%	30%	Un peu de quartz :

SCHISTES CARBONIFERES DE TORRE DE CAPDELLA-AGUIRO

N° de l'échantillon	Localisation	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
sans n°	Carbonifère de Vilaller 5 échantillons pris en divers points du bassin Résultats identiques	80%	20%	traces	Présence de quartz et de feldspaths

CARBONIFERE DE VILALLER

65-93	Schistes stéphanien. Mines du Campo de Troya (p. 86)	60%	5%	35%	Un peu de quartz et de feldspaths
62-60	Schistes stéphanien Sortie du village d'Enviny	60%	10%	30%	Un peu de quartz et de feldspaths
sans n°	Stéphanien d'Aguiró	75%	5%	20%	Pas de quartz trace de feldspaths

SCHISTES STEPHANIENS DIVERS

Il serait évidemment hasardeux de tirer des conclusions d'une étude aussi fragmentaire.

Différentes remarques s'imposent toutefois :

- prédominance extrêmement nette des minéraux micacés (muscovite et illite) qui atteignent, en moyenne, près de 80 % du total
- abondance relative de la chlorite qui, en moyenne, atteint 15 %. Notons la présence, dans la série carbonifère de la Noguera de Cardós (partie centrale du Synclinorium de Espot-Andorre) d'un niveau de schistes verts dans lequel la chlorite correspond à 100 % des minéraux argileux. Il s'agit probablement là, dans ce niveau particulier, du résultat de l'érosion d'un niveau lui-même riche en chlorites comme des chloritoschistes par exemple
- en dernier lieu vient la kaolinite, avec une moyenne de 5 %
- absence pratiquement toujours vérifiée des minéraux interstratifiés qui se forment, par ouverture des feuillets, lors de stagnation dans les sols de végétation.

La présence d'illite, de chlorite et de feldspaths est "incompatible avec l'existence de climats tropicaux humides alimentant la sédimentation houillère" Millot, (1964, p. 193).

Les pics, sur les enregistrements, sont extrêmement aigus, donc la cristallinité des minéraux argileux est particulièrement forte, en dehors de toute recristallisation éventuelle.

Il nous faut donc envisager l'absence d'un sol de végétation et l'obligation d'un transport rapide.

Les zones érodées, origine de l'alimentation, devaient être soumises à un climat relativement chaud et sec et la différence d'altitude entre les sommets érodés et le bassin de dépôt devait être assez forte pour déterminer un transport rapide, n'autorisant pas une altération importante des minéraux.

Ces remarques corroborent bien la reconstitution que j'avais été amené à proposer à la fin de l'étude granulométrique du Synclinorium du Plan des Etangs et du bassin de Feixa-Castellás Espahent, pour ne citer que les exemples les plus marquants.

Il est intéressant de noter que les schistes stéphaniens qui ont été étudiés, bien qu'en très petit nombre, montrent une diminution relative des minéraux micacés et une augmentation concomitante de la kaolinite.

On sait que les sols ayant été abondamment lessivés sont riches en kaolinite. Ce minéral peut également être considéré comme produit d'altération, sous climat humide, des roches sédimentaires riches en feldspaths, ce qui est, le cas du Namurien et du Westphalien détritiques. Ces remarques peuvent laisser supposer une variation de climat au Stéphanien dans les Pyrénées centrales espagnoles. Rappelons, à ce sujet, que les houilles pyrénéennes espagnoles sont essentiellement stéphaniennes. Le développement de sols de

végétation est, on le sait, favorable, à la présence de kaolinite ; de tels sols ont dû exister au Stéphanien et se traduisent par une augmentation du pourcentage de kaolinite.

QUATRIÈME PARTIE

COMPARAISONS ET ÉTUDE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

CHAPITRE PREMIER

**LA PLACE DES PYRÉNÉES DANS LA PALÉOGÉOGRAPHIE
HERCYNIENNE**

I° - GENERALITES

La Paléogéographie hercynienne est, en Europe, commandée par la présence des deux blocs anciens constitués par la stabilisation des chaînes précambriennes et calédoniennes.

Entre ces deux blocs se développe un ensemble de sillons et de hauts-fonds ou, pour employer une terminologie définie par J. Aubouin (1959-1961), trois bicouples à symétrie centrifuge. Les deux premiers bicouples sont européens et le troisième africain.

On distingue en effet, du N au S, [P. Pruvost (1930), H.G. Termier (1951), Stille (1951), Aubouin (1961)]:

- la Cordillère de l'Europe moyenne, définie par P. Pruvost (1930), s'étend de la Belgique au S des Pyrénées. Je donnerai plus loin les divisions détaillées de cette cordillère qui constitue le premier bicouple européen, le plus septentrional et actuellement le mieux connu
- la Meseta ibérique, second bicouple européen, qui correspond aux Hespérides de H. et G. Termier (1957) ou aux Ibérides de Stille (1951).
- la Meseta marocaine, bicouple méridional, africain, est identique aux Marokkanides de Stille (1951) et son histoire a été définie par H. et G. Termier (1952) comme "drame moghrabin".

Aubouin (1961) propose, fort justement, et par souci d'homogénéisation, de nommer Cordillère ibérique et Cordillère marocaine les deux derniers bicouples.

Si nos connaissances sur la partie septentrionale de la Cordillère de l'Europe moyenne sont assez précises et si l'étude de la Cordillère ibérique commence à en éclairer l'histoire, les confins de ces deux grands ensembles paléogéographiques sont encore mal connus. Le versant espagnol des Pyrénées se trouve précisément dans cette partie de l'orogène hercynien.

En suivant étroitement l'étude synthétique d'Aubouin (1961) je vais maintenant rappeler les grands traits de la Cordillère de l'Europe moyenne.

2° - LA CORDILLERE DE L'EUROPE MOYENNE

La Cordillère de l'Europe moyenne, dont les Pyrénées constituent un élément méridional, est un bicouple à symétrie centrifuge dont l'axe est constitué par un ensemble comprenant le S de la Bretagne, le Massif Central, une partie des Vosges, la Forêt Noire et la Bohême. De part et d'autre de cet axe, au N comme au S, s'étend un couple à symétrie centrifuge. Je vais rappeler brièvement les traits paléogéographiques de chacun de ces couples.

Le couple géosynclinal septentrional se divise facilement en deux bandes importantes, la zone saxo-thuringienne et la zone rhéno-hercynienne.

La zone rhéno-hercynienne, en contact direct avec l'avant-pays, donc avec le socle calédonien, est elle-même assez complexe. Elle est caractérisée par un ensemble Dévono-carborifère reposant en discordance sur un Cambro-Silurien peu métamorphisé, comme le montrent les massifs de Rocroi, Stavelot, Givonne, du Condroz, du Hunsrück et du Taunus (G. Waterlot, 1945, 1956). Le métamorphisme hercynien est pratiquement nul dans cette zone, la tectonisation est assez tardive (phases sudète et asturienne de l'orogénèse hercynienne). La migmatisation granitique est faible, sauf dans la partie interne de cette zone que l'on assimile à un sillon eugéosynclinal. Des granites se trouvent, en effet, dans le Devon et dans le Harz. Le sillon eugéosynclinal (Devon, Hunsrück, Taunus et Harz) est bordé au N par une ride miogéosynclinale assez réduite et plus au N encore, par un sillon miogéosynclinal qui comprend l'Ardenne, l'Eifel et le Sauerland.

La zone Saxo-thuringienne, plus interne, a la valeur d'une ride eugéosynclinale ; elle comprend un socle anté-hercynien souvent métamorphique. Ce socle est repris par un métamorphisme hercynien relativement faible mais connaît une granitisation tarditectonique assez puissante. La partie la plus interne de cette zone se signale par une couverture dévono-carbonifère, néritique, incomplète, tectonisée assez tôt (phase bretonne). Elle correspond au N de la Bretagne,

à la Normandie, au N des Vosges et, en Allemagne, à la Sarre et à la Thuringe.

L'axe du bicouple dit "zone arvernovoosgienne" ou "zone moldanubienne" correspond à un arrière-pays intermédiaire, commun au couple septentrional que je viens de décrire et au couple méridional décrit ci-dessous. Dans cette zone axiale, le métamorphisme et la granitisation hercynienne sont très forts ; la couverture dévono-carbonifère est réduite et son histoire assez complexe. La phase bretonne y est importante.

Le couple méridional comprend l'extrême sud du Massif Central, la Montagne Noire, le Massif de Mouthoumet, les Massifs satellites nord-pyrénéens, les Pyrénées, les Massifs primaires de la Zone des Nogueras, les Maures, le Tanneron et, probablement la Sardaigne et une partie de la Corse.

La subdivision en zones y est beaucoup plus délicate. Il semble toutefois acquis que ce couple soit limité au S par un axe de symétrie centripète qui passe dans les Monts Cantabriques et se poursuit au niveau de la plateforme de l'Ebre. Cette plateforme aurait alors la valeur d'un avant-pays intermédiaire commun à la Cordillère de l'Europe moyenne et à la Cordillère ibérique.

Ainsi, on peut considérer les formations des Pyrénées hercyniennes comme issues d'un sillon miogéosynclinal à sédimentation dévono-carbonifère concordante sur les sédiments cambro-siluriens et ayant connu, lors de l'orogénèse hercynienne, une série de phases tectoniques dont les effets peuvent varier d'un point à l'autre de la chaîne.

Après ces généralités sur la place des Pyrénées dans la Paléogéographie hercynienne, je vais récapituler brièvement les travaux antérieurs aux miens sur la Stratigraphie du Carbonifère depuis les Asturies jusqu'au Massif de Mouthoumet. Le but essentiel de ce paragraphe sera de permettre une intégration aisée de la Paléogéographie du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles, qui fait l'objet du chapitre suivant, dans le cadre plus général des Pyrénées et de leurs abords.

CHAPITRE DEUXIÈME

**RÉSUMÉ DES TRAVAUX RÉCENTS TRAITANT DE LA
STRATIGRAPHIE DU CARBONIFÈRE, DES ASTURIES
AU MASSIF DE MOUTHOMET**

Dans ce résumé, je décrirai brièvement la stratigraphie du Carbonifère de l'ensemble des Pyrénées. J'ai étendu ma récapitulation aux Asturies d'une part et au Massif de Mouthoumet d'autre part.

Je n'ai bien entendu, rappelé que les indications essentielles. En effet, après les travaux de G. Delépine (1953), Cavet et surtout Clin et Mirouse ont, à la faveur de leur thèses, rappelé les caractères stratigraphiques du Carbonifère pyrénéen de manière suffisamment détaillée pour qu'il soit inutile, actuellement, d'y revenir.

Dans les Asturies, le travail le plus récent est celui de Martinez Alvarez (1962) qui, après avoir étudié la géologie du rebord oriental du bassin central des Asturies, résume les travaux des auteurs l'ayant précédé et rappelle leurs conclusions. Les écoles hollandaises (de Sitter, 1962 et 1965) travaillent également dans cette chaîne et terminent actuellement l'étude détaillée de l'ensemble des Asturies.

Les lydiennes sont, ici, totalement inconnues, même dans les "calcaires griottes" qui constituent la base du Carbonifère et que l'on a pu rattacher au Viséen terminal, considéré comme début de la transgression. Celle-ci s'effectue sur un socle qui n'est qu'exceptionnellement de Dévonien supérieur.

Ainsi Martinez Alvarez (1962) a montré, dans la zone particulièrement intéressante qu'il a étudiée, que les formations de base viséennes, équivalents des calcaires

griottes et qu'il appelle Improductivo calizo (calcaire improductif), sont directement transgressives sur des quartzites du Skiddawien. Il met donc en évidence une lacune importante correspondant à une grande partie de l'Ordovicien, au Gothlandien et au Dévonien.

Dans les Asturies, les formations calcaires, après avoir constitué l'essentiel du Viséen terminal transgressif et du Namurien (calcaires des Montagnes ou Calcaire des Cañons), montent assez haut puisque l'on peut trouver dans la série de Lena 100 m de calcaires massifs. Ces récurrences calcaires, particulièrement nettes ici, se retrouveront encore dans les Pyrénées et correspondent à des mouvements de la Mesogée qui sort de son domaine habituel et vient augmenter la hauteur d'eau des mers épicontinentales qui voyaient les dépôts détritiques (grès et schistes) si caractéristiques du Carbonifère pyrénéen.

Bouroz (1963) rapporte la découverte de Reticuloceras paucicrenulatum Bisat et Hudson, dans la série calcaréo-gréso-schisteuse surmontant l'ensemble viséo-namurien du Calcaire griotte et du calcaire des Montagnes. Ce fossile, découvert 60 m au-dessus du toit des calcaires, lui permet d'attribuer un âge namurien à la plus grande partie de la série qui l'a livré.

La géologie du Carbonifère de la Chaîne Cantabrique est semblable à celle des Asturies proprement dites et ne mérite pas de mention particulière. Son étude micropaléontologique vient d'être faite de manière détaillée par Van Ginkel (1965).

Le Carbonifère du Pays basque n'a pas fait l'objet ces dernières années d'importants travaux spécialisés et les publications de Laverdière (1930), Lamare (1963) et de Casteras (1953-1954) sont les dernières dont une partie se rapporte à ce sujet.

Le Carbonifère est connu dans la vallée du Lauribar, ruisseau qui, légèrement en aval de St Jean Pied de Port, se jette dans la Nive (Laverdière, 1930). Pour cet auteur, le Carbonifère débute par des lydiennes à nodules phosphatés. Ces niveaux, dont l'épaisseur d'ensemble est de l'ordre de 60 m, sont suivis de schistes à

Eumorphoceras bisulcatum Girty
caractéristiques du Namurien inférieur.

Au-dessus de ces schistes, viennent des calcaires que Laverdière rapporte également au Namurien.

Lamare (1936) décrit, dans la région des Massifs de la Rhune et de Cinco Villas, un Carbonifère essentiellement détritique formé de grès quartzitique, de poudingues et de schistes. Dans ces schistes se développent parfois quelques lentilles calcaires.

Rappelons en outre la présence des schistes de la Rhune et du pic d'Ibantelly datés du Stéphanien par la flore découverte par Zeiller (1895).

Casteras (1953-1954) dans son étude du massif d'Igouze décrit un Dinantién contenant des lydiennes ainsi

que des formations stéphaniennes fossilifères discordantes et contenant des galets de lydiennes.

Dans l'étude du même massif d'Igounce, Casteras et Paris, (1964) rapportent au Namurien supérieur et au Westphalien des grès et schistes situés au-dessus du Dinantien à lydiennes. Plus à l'W, Heddebaut (1967) a découvert, dans le Massif de Mendibelza, entre la vallée du Saison et la Nive de Beherobie

Neuropteris gigantea S'taub
espèce du Namurien et du Westphalien.

Les grès et schistes dans lesquels se trouvent ces échantillons paraissent reposer "en discordance sur les schistes et calcaires à Goniatites du Viséen et sans doute du Namurien".

Le Carbonifère de la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées entre le pic d'Anie et le cirque de Gavarnie vient d'être étudié par Mirouse (1962). A l'intérieur de ce vaste quadrilatère de terrains paléozoïques, Mirouse a distingué quatre grandes régions, dont les grands traits de la Géologie du Carbonifère sont rappelés ci-dessous.

La région sud occidentale où affleurent les formations carbonifères des hautes vallées d'Ossau et d'Aspe est caractérisée comme nous l'avons déjà vu au début de la 2ème partie, par la superposition d'un ensemble calcaire inférieur, et d'une importante série détritique supérieure. Les formations calcaires que Mirouse peut rapporter au Viséen grâce à de

belles découvertes paléontologiques sont, schématiquement, constituées de la manière suivante :

- à la base : calcaires clairs à joints phylliteux et limoniteux
- au milieu : calcaires en dalles
- au sommet : calcaires massifs contenant des conglomérats interstratifiés.

Les formations détritiques supérieures qui, à leur base, contiennent des faunes marines du Namurien inférieur peuvent être rattachées au Namurien et au Westphalien.

Ces séries essentiellement détritiques, caractérisées par une alternance de grès feldspathiques de schistes et de conglomérats, contiennent parfois quelques niveaux calcaires volontiers crinoïdiques. Dans cette région, les lydiennes n'existent pas toujours. Pour Mirouse (1962, p. 259) "le Viséen inférieur manifestement transgressif va être amené à reposer sur différents termes du système dévonien, termes d'autant plus anciens que l'on se déplace vers le S et le SW".

Mirouse souligne, de plus, la présence de conglomérats dans le Viséen traduisant quelques velleités tectoniques n'ayant probablement pas été jusqu'à déterminer une émergence.

La région médiane voit le Carbonifère affleurer à la limite orientale du Massif granitique de Cauterets, à la limite septentrionale de ce même massif et également dans le massif du Lurien. Les caractères du Carbonifère y sont différents

et son étude en est rendue difficile par l'altitude, le métamorphisme et l'absence de fossiles, inconvénients qui se retrouvent sur la partie correspondante du versant espagnol.

En certains endroits, la base du Carbonifère est soulignée par des lydiennes accompagnées de schistes noirs à nodules phosphatés et surmontées par un ensemble de calcaires et de calcschistes que l'on peut, par analogie de position mais sans preuve paléontologique, rattacher au Viséen. Cet ensemble calcaire et calcschisteux est surmonté de formations schisto-gréseuses.

Cette série ne peut s'observer que relativement loin des granites de cette région. Près des massifs granitiques la série de lydiennes et de calcaires n'existe pas et le Carbonifère est à l'état d'une série de grès quartzitiques et de schistes appelés série de Sia ; cet ensemble, transgressif, peut être rapporté selon toute vraisemblance au Westphalien.

La région de Gavarnie voit réaffleurer, dans certaines zones (pics de Lary et de Lourdes, bordure méridionale du Massif granitique de Cauterets), la série de Sia dont je viens de rappeler brièvement, d'après Mirouse, les caractères principaux.

Dans la vallée du ruisseau de Holle et la région de Gabiet, le Carbonifère rappelle, toutefois, celui de la région sud-occidentale avec ses calcaires de base et la série détritique supérieure.

La région septentrionale constitue l'ensemble situé entre la limite septentrionale de la Zone Primaire axiale et le synclinal crétacé des Eaux Chaudes.

Le Carbonifère de ces régions montre d'assez nombreuses variations, mais dans la majorité des cas et en particulier dans la région d'Ar,elès-Gazost et dans la Montagne Verte la partie inférieure du Carbonifère est formée de calcaires amygdalaires du Viséen inférieur surmontés de calcaires en dalles et des calcaires massifs déjà décrits dans l'étude de la région sud-occidentale. Ces calcaires sont surmontés d'abord de schistes et de "marno-schistes" verts et ensuite de schistes et de grès micacés.

Les lydiennes n'ont, dans cette région, été trouvées que de manière exceptionnelle.

Mirouse note en outre que dans la région de Geteu : "le Carbonifère débute par des formations de conglomérats polygéniques qui paraissent d'un âge viséen assez élevé".

Le Carbonifère situé plus à l'E, entre le Cirque de Troumouze et le Cirque de Lys, ce qui correspond aux hautes vallées d'Aure et de Louron ainsi qu'à la région luchonnaise, a été récemment décrit par Clin (1959-1962).

Les lydiennes n'affleurent que dans la partie septentrionale de la région étudiée par cet auteur et elles y sont surmontées de calcaires à accidents siliceux et de schistes émeraude ou rouges.

Au S de la région étudiée par Clin et plus précisément sur le bord S du synclinal méridional n'existent ni les griottes du Dévonien terminal ni les lydiennes. Elles y sont remplacées, à la faveur d'une variation latérale de faciès, par une "formation détritique, porteuse de galets et relativement riche en éléments quartzo-feldspathiques, immédiatement sous-jacente aux schistes émeraude et rouges" Clin, (1962, p. 107).

Clin, de plus, note "une discordance du Westphalien sur les terrains de la base du Carbonifère (terrains que l'on considère généralement comme étant d'âge viséen inférieur)".

Il est ainsi amené à concevoir l'existence d'une fle axiale, déjà citée dans l'étude sédimentologique des formations carbonifères du Synclitorium du Plan des Etangs et formée dès les premiers mouvements orogéniques hercyniens (phase bretonne). Cette fle serait, au N et au S, bordée par des sédiments détritiques à la base du Carbonifère (région de Loudenvielle au N et Haute Eséra et Pallaresa au S) qui passent par variations latérales de faciès aux lydiennes de la partie septentrionale de la région étudiée par Clin (région de Cadéac par exemple) et aux lydiennes de Villanova (comme autre exemple) sur le versant espagnol.

Par ailleurs, Clin considère "que dans les Pyrénées centrales, les mouvements orogéniques paroxysmaux ont eu lieu entre le Dinantien et le Westphalien moyen".

Je ne rappellerai que brièvement les travaux désormais clas-
siques de Zwart (1953) et de Zeizer (1953) qui, dans la
description du Massif paléozoïque de St Barthélémy d'une
part et du Massif de l'Arize d'autre part, décrivent deux
séries carbonifères assez semblables par leur faciès.

Pour Zwart le Carbonifère débute toujours par des
lydiennes noires comprises dans des niveaux schisteux. Il
signale la présence de niveaux de nodules phosphatés. Ces
niveaux azoïques sont, par comparaison de faciès, attribués
au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur. Les niveaux
supérieurs du Carbonifère sont représentés par une série
azoïque de schistes de teinte foncée qui peuvent contenir,
près de Montségur, des niveaux de grès et surtout de cal-
calcaires. L'épaisseur d'ensemble du Carbonifère est,
pour Zwart, de l'ordre de 400 m.

La série carbonifère décrite par Keizer (1953) dif-
fère assez peu de celle que je viens de résumer d'après les
travaux de Zwart. Les lydiennes peuvent être soit massives
soit interstratifiées dans des schistes et accompagnées de
nodules phosphatés anciennement exploités. Quand elles
n'existent pas, elles sont remplacées par une brèche fine,
siliceuse, contenant des fragments de schistes et de
quartz, observation qui rappelle les remarques faites par
Clin (1959) à propos des variations de faciès de la base du
Carbonifère. Au-dessus des lydiennes, vient une série im-
portante de schistes et de grès. C'est dans cette formation
que sont situés les célèbres gisements fossilifères de
Mondette et de Larbont que G. Delépine (1935) rapporte au

Viséen supérieur. Pour Keizer, l'absence du Tournaisien prouve un soulèvement général dès la fin du Dévonien supérieur suivi, au Viséen, d'une transgression générale qui se fait sans poudingues mais par des niveaux de lydiennes à nodules phosphatés et à débris végétaux qui indiquent la présence voisine d'une terre ferme.

Le Carbonifère des Pyrénées catalanes françaises vient d'être étudié de manière très détaillée par Cavet (1959) à la faveur de son travail sur la Paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre.

Pour cet auteur, les formations paléozoïques postérieures au Dévonien supérieur ne sont pas encore caractérisées paléontologiquement mais des arguments géométriques et lithologiques permettent de les rattacher au Dinantien. La série commence par des calcaires gris, noduleux, recelant des lits de lydiennes et quelques nodules phosphatés, et que Cavet rattache au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur. Il faut toutefois remarquer que leur faciès ne permet pas de les distinguer des calcaires noduleux gris ou roses à Sporadoceras du Famennien supérieur. Au-dessus de ces séries, Cavet décrit une alternance de "schistes gris ou jaunâtres, plus ou moins gréseux, souvent micacés, alternant localement avec des grès, des psammites, ou des micro-poudingues". Cette série contient aux environs de Corneilla, sur la rive droite de la Têt, une "brèche polygénique à galets calcaires et débris de lydiennes". Cavet signale en outre dans cette série de faciès Culm des niveaux à débris

d'Echinodermes qui soulignent donc les influences marines nettes qu'a pu subir cette série".

Cavet, de plus, indique que ni le Westphalien ni le Stéphanien ne sont connus dans la région qu'il a étudiée.

La série ainsi décrite se rapproche fortement de celle que nous avons été amenés à décrire (Delattre et Waterlot, 1967) dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent. Dans ce bassin, nous avons établi, en effet, un passage continu du Dévonien à griottes, dont la partie supérieure contient des niveaux de lydiennes, à une série puissante à faciès culm mais contenant des niveaux orinoïdiques calcaires.

La stratigraphie du Carbonifère de Mouthoumet et de la Montagne Noire vient d'être résumée par Mirouse d'après les récents travaux de Durand-Delga, Ovtracht et Gèze. Je ne rappellerai ici que les caractéristiques du Carbonifère du Massif de Mouthoumet.

Le Carbonifère débute par des niveaux de lydiennes contenant des cinérites dans lesquelles Ovtracht (1960) voit l'origine éventuelle de la silice des lydiennes. Après ces niveaux se développent des calcaires griottes et au-dessus une série détritique de schistes, de grès et de conglomérats lenticulaires. Cet ensemble supporte, en discordance, un Stéphanien particulièrement fossilifère. Cette série rappelle de manière assez sensible, mise à part la présence de Stéphanien, celle décrite dans la région de Villanova.

CHAPITRE TROISIÈME

LES GRANDES LIGNES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

I° - LES DIFFERENTES AIRES PALEOGEOGRAPHIQUES

Tout au long de cette étude stratigraphique et sédimentologique, nous avons pu constater que deux grands types stratigraphiques pouvaient être distingués dans le Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles.

Le premier type stratigraphique débute par une masse importante de calcaires marins francs rattachés au Viséen et pouvant atteindre 200 m d'épaisseur, suivis par une série très puissante de grès feldspathiques et de schistes, appartenant de manière générale, au Namurien et au Westphanien.

Les formations calcaires ne sont jamais discordantes sur le Dévonien sous-jacent quelqu'en soit l'âge exact.

La masse carbonifère détritique est parfois transgressive sur son substratum C'est le cas de la série de Sia définie par Mirouse (1962) et dont nous avons retrouvé les prolongements sur les crêtes frontières franco-espagnoles.

Cette succession est caractéristique de la partie occidentale de la région que j'ai étudiée, à l'W de la Maladetta. D'après ce qui précède, il apparaît qu'ici la mer viséenne est transgressive sur un territoire constitué par les formations dévoniennes à l'état de griottes. Les différentes zones dévoniennes sont réparties le long de bandes orientées de l'WNW à l'ESE.

La mer viséenne est probablement de profondeur assez faible et les traces de remaniements sont fréquentes dans la sédimentation. On observe en effet, après le dépôt éventuel de lydiennes, des calcaires parfois griotteux auxquels sont subordonnés des conglomérats ou des passées quartzzeuses. L'absence de conglomérat à l'extrême base du Viséen ne doit pas surprendre.

Mirouse (1962, p. 306) a déjà fait remarquer que ce type de transgression sans conglomérat de base sur d'immenses territoires à fleur d'eau, qui peut paraître assez curieux si l'on se réfère à nos critères morphologiques actuels, pouvait être considéré comme assez plausible. Il rappelle à ce sujet l'exemple fourni par Laffite (1959) de la transgression cénomanienne dans l'W africain qui se fait sans conglomérat sur des centaines de kilomètres et se traduit par des dépôts argilo-calcaires. Bien des cas de ce genre ont été cités; Ch. Delattre et G. Waterlot (1959), par exemple, signalent que la série de Port Lazo (Côtes du Nord) débute souvent sur de grande étendues, non pas par un conglomérat, mais par des argilotites.

Après le dépôt de ces calcaires et en bordure des zones où ils affleurent actuellement se produit un mouvement épeirogénique suffisamment important pour laisser affleurer soit la fraction quartzzeuse des sédiments dévoniens, soit les sédiments gothlandiens et anté-gothlandiens dont l'érosion donnera naissance aux sédiments détritiques du Namuro -Westphalien.

Ce premier type stratigraphique est caractéristique des régions comprises entre le pic d'Anie et le rio Esera. Nous avons vu, en effet, dans les différents bassins carbonifères de ces régions, une succession constante de calcaires viséens et de schistes et grès feldspathiques namuriens et westphaliens, les seules variations que nous ayons pu observer étant la présence ou l'absence de lydiennes, caractère d'ailleurs souvent en rapport avec la présence ou l'absence de griottes du Dévonien terminal, le développement de niveaux conglomératiques dans les calcaires viséens et la puissance de la série détritique. Ce dernier caractère est toutefois difficile à déterminer de manière absolue, en raison de l'érosion.

Le second grand type stratigraphique, caractéristique de la partie orientale du versant espagnol, correspondant au Synclinorium de Espot-Andorre, au Carbonifère de Torre de Capdella-Aquíró et au Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent.

La sédimentation carbonifère, toujours concordante sur les derniers sédiments que l'on peut considérer comme dévoniens, ne présente plus de séries calcaires importantes à la base et la sédimentation, essentiellement détritique, y est donc de faciès culm.

Dans le synclinorium de Espot-Andorre, nous avons vu, en effet, qu'il n'y a jamais de niveaux calcaires caractérisés et que la sédimentation est presque uniquement schisteuse. L'étude de la granulométrie des rares sédiments

gréseux n'est, en soi, d'aucune utilité ; l'étude de la thermoluminescence de ces mêmes sédiments montre l'identité entre les formations anté-gothlandiennes et le Carbonifère qui, donc, en dérive. L'analyse des minéraux argileux a montré, elle, l'abondance des illites et a permis de supposer une érosion assez rapide en climat sec, sans sol de végétation.

Plus au S, dans le bassin de Torre de Capdella Aguiró, la sédimentation débute parfois assez tardivement, au Westphalien B, par un poudingue ou quelquefois par des schistes noirs. Ici encore, en dépit d'une lacune plus importante encore, il n'y a pas de discordance entre les derniers sédiments dévoniens et les premiers sédiments carbonifères. Dans ce bassin l'étude de la granulométrie et de la thermoluminescence des formations grésos-feldspathiques s'est montrée assez décevante. La présence d'un poudingue laisse toutefois supposer qu'il y avait, au S, une terre émergée. L'existence de cette terre émergée avait été prouvée, plus au SE, par l'étude du bassin de Feixa-Castellás Espahent à l'occasion de laquelle j'avais fait remarquer que l'essentiel de l'alimentation venait de l'E ou du S.

Le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent admet quelques passées marines franchement calcaires qu'il s'agisse des manifestations calcaires assez discrètes qui accompagnent le poudingue de Biscarbó ou des calcaires à entroques rencontrés en divers points de la série.

Le Carbonifère de Vilaller admet, lui aussi, quelques niveaux de calcaires et de grauwackes calcaires.

La partie septentrionale de la région orientale de mon terrain de recherches (Synclinorium de Espot-Andorre) apparaît donc comme une zone de sédimentation essentiellement schisteuse tandis que la partie méridionale (Vilaller, Torre de Capdella, Aguiro, Feixa-Castellás-Espahent) montre une alternance gréso-schisteuse recélant parfois des poudingues, parfois des niveaux calcaires.

Il apparaît probable qu'une terre émergée existait au S des bassins actuels cités ci-dessus ; l'émersion, fort probablement due à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne, comme le démontre le bassin de Feixa-Castellás Espahent, se traduit par l'élaboration de reliefs suffisamment tourmentés pour alimenter en quartz et en feldspaths détritiques les bassins carbonifères subsidents.

Les minéraux argileux, illites essentiellement, la présence de nombreux feldspaths non altérés et l'abondance des poudingues tendent une fois de plus à prouver que l'érosion devait être active, qu'elle était suivie d'un enfouissement rapide des sédiments et qu'elle ne permettait pas l'installation d'un sol de végétation .

Il n'est pas exclu de penser que le Carbonifère du Synclinorium de Espot-Andorre puisse constituer le prolongement septentrional, plus uniformément schisteux, de la sédimentation parfois grossièrement détritique des bassins méridionaux.

Il apparaît de toutes manières que ce bassin n'a jamais constitué le prolongement direct vers l'E du bassin du

Plan des Etangs. Cette hypothèse était pourtant envisageable et même séduisante en admettant que la série schisteuse à rares intercalations calcaréo-gréseuses du bassin de Espot-Andorre constituait une variation latérale de faciès du bassin du Plan des Etangs, effectivement beaucoup plus schisteux à l'E qu'à l'W.

Il est vraisemblable qu'une ride anticlinale, éventuellement due à l'influence du granite, sépare ces deux bassins dont les caractères sédimentologiques, en particulier la thermoluminescence, sont si différents.

Ainsi sommes nous en présence de deux grands ensembles paléogéographiques. L'un situé à l'W de l'Esera est caractérisé par une sédimentation viséenne calcaire suivie d'un épandage détritique du Namurien et du Westphalien. L'autre, situé à l'E du rio Esera, est caractérisé par le dépôt dans des eaux peu profondes de grès, de poudingues et de schistes, l'ensemble ayant, en général, un faciès culm. Quelques niveaux calcaires correspondent probablement à des augmentations du niveau d'une mer qui, plus à l'W, est plus profonde.

Entre ces deux grands ensembles nets existe un bassin dont le cas est plus discutable. Il s'agit, bien entendu, du Carbonifère du Synclitorium du Plan des Etangs.

Si l'on considère le soubassement calcaire des formations grésos-schisteuses du Plan des Etangs comme dévonien, les sédiments détritiques sont à faciès culm et l'épandage est un contrecoup de la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne. Les niveaux calcaires de la base de la série

proviendraient alors de petites transgressions identiques à celles qui déterminèrent les niveaux crinoïdiques des bassins carbonifères orientaux. Si la partie supérieure de ce même subséquence calcaire est attribuée à la base du Carbonifère (cf. p. 252), le rôle de la phase bretonne est réduit et l'épeirogenèse déterminant les reliefs qui seront, par érosion, à l'origine des sédiments détritiques carbonifères, est à rattacher à la phase sudète.

L'érosion attaquait, primitivement, les formations cambro-ordoviciennes situées au N du bassin du Plan des Etangs pour, ensuite, s'attaquer également aux formations méridionales surélevées par la formation de l'aire anticlinale de la Maladetta. Je rappelle que l'origine des sédiments grésio-feldspathiques est prouvée par l'étude de la thermoluminescence et que les sens de courants ont été déduits de l'étude granulométrique. L'étude des minéraux argileux corrobore bien l'idée d'une érosion rapide, en climat sec, et sans sol de végétation.

La forêt, probablement peu développée, devait se trouver limitée en bordure de l'eau et ses débris, flottés, allaient se fossiliser dans les zones argileuses du bassin de sédimentation.

Dans la première hypothèse exposée plus haut, le Carbonifère du Plan des Etangs est du même type que celui décrit dans la partie orientale de la région d'étude et la proximité des terres émergées le rend assez semblable au bassin de Feixa-Castellás-Espahent.

Dans la seconde hypothèse, les formations du Plan des Etangs constituent le jalon le plus oriental du Carbonifère composé de calcaires viséens à la base suivis de sédiments détritiques.

De toutes manières, je rappelle que le Carbonifère de Villanova situé au S du Synclinorium du Plan des Etangs correspond à ce type occidental.

Il est donc possible de proposer une reconstitution paléogéographique des Pyrénées centrales espagnoles à l'époque carbonifère.

L'exondation, à la fin du Dévonien, d'une grande partie des formations paléozoïques se marque par des lacunes ou par le dépôt et la constitution, dans des territoires allongés de l'WNW à l'ESE, de calcaires griottes du Dévonien terminal.

Après une lacune, paraissant généralisée, du Tournaisien, la mer, présente dans les Asturies et le Pays basque, vient recouvrir, en transgression et dès le Viséen inférieur, des zones exondées ou à fleur d'eau, sans qu'il y ait dépôt de conglomérat de base comme je l'ai rappelé plus haut.

A la base des premiers dépôts transgressifs et souvent associées aux griottes, se développent parfois les lydiennes. Mirouse (1962) a donné une analyse critique très détaillée des conditions de genèse de ce type de dépôt siliceux et je ne peux que reprendre ses conclusions. Il considère (p. 309)

que l'on peut "considérer les lydiennes..... comme des dépôts de mer peu profonde, en l'absence d'apports détritiques. L'origine de la silice..... a pu être recherchée dans des apports volcaniques, mais leur accumulation préférentielle..... paraît plus vraisemblablement liée aux conditions physico-chimiques du milieu (pH, anaérobiose, abondance de composés organiques) et au régime des apports en provenance des aires émergées (période de biostase)". En outre la transgression se marque parfois par des niveaux de calcaires gréseux dont les quartz proviennent du remaniement des formations dévoniennes sous-jacentes.

Après le dépôt de lydiennes, ou directement sur les sédiments dévoniens, se déposent ensuite les sédiments calcaires viséens et ce jusqu'au niveau du rio Esera. Plus à l'E la profondeur de l'eau devait être particulièrement faible et, dans cette partie orientale des Pyrénées centrales espagnoles, en position marginale et méridionale, une série de reliefs commence à se développer. On peut les représenter comme des montagnes assez arides, disséquées par une érosion assez active qui vient déverser dans les eaux peu profondes des sédiments détritiques qui, par variations latérales de faciès peuvent, vers l'W, passer aux calcaires viséens.

Ces crêtes allongées de l'WNW à l'ESE, tournent au niveau du rio Segre ; nous avons vu en effet, dans l'étude du bassin de Feixa-Castellás-Espahent que l'alimentation venait du S mais également de l'E.

Ainsi, au Viséen, les Pyrénées centrales espagnoles m'apparaissent comme une zone marine, toujours de profondeur assez réduite mais néanmoins plus profonde à l'W qu'à l'E. Cette zone épicontinentale est bordée au S, au moins dans sa partie orientale, par une ligne de reliefs vraisemblablement due à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne.

Je n'envisagerai pas ici, ce qui sortirait du cadre de cette étude locale, la paléogéographie du versant français mais je tiens à rappeler que Clin (1959) évoque la présence d'une longue île axiale orientée comme la chaîne que je viens de décrire et ayant sensiblement les Pyrénées luchonnaises comme centre.

Dans ces conditions, le bassin carbonifère viséen peut être considéré au moins dans ses parties centrales et orientales comme un bras de mer dont la profondeur décroît de l'W vers l'E.

Rien ne prouve que les reliefs méridionaux que je viens de décrire ne se développent pas déjà dans la partie occidentale sans créer d'apports terrigènes mais leur existence n'est indubitable que par la suite. En effet, dès la fin du Viséen, la phase sudète détermine, dans cette partie occidentale de la chaîne, une série de reliefs dont l'érosion va alimenter la sédimentation détritique namuro-westphalienne qui va succéder à la sédimentation calcaire du Viséen.

Dans la partie centrale de la chaîne, au niveau du rio Esera, les reconstitutions paléogéographiques dépendent en partie, nous l'avons déjà vu, de l'âge attribué à la partie supérieure des formations calcaires des Bains de Benasque ; l'âge de la genèse des reliefs situés immédiatement au N du Synclinorium du Plan des Etangs variera en conséquence ; de toutes manières, l'existence de ces reliefs avant le Namurien ne peut être mis en doute.

Vers le milieu du Namurien, le versant espagnol des Pyrénées m'apparaît donc de la façon suivante :

Dans la partie occidentale de la chaîne, au N d'une ligne de reliefs, se trouve un bras de mer très peu profond où s'accumulent, par subsidence, les dépôts terrigènes venant de ces reliefs.

Dans la partie septentrionale du centre du versant espagnol existe la longue île axiale déjà citée ; les granites de la Maladetta, du Lys-Caillaouas et d'Eriste déterminent des hauts-fonds dont nous verrons plus loin l'évolution.

Dans la partie orientale du versant espagnol, les reliefs dus à la phase bretonne continuent à s'éroder tandis que les différentes pulsations de l'orogénèse hercynienne les régénèrent. Toutefois, le pourcentage de schistes augmentant au fur et à mesure que l'on monte dans la série, ce qui est très net dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent par exemple, il n'est pas interdit de penser que l'érosion prenait le pas sur l'épeirogenèse. Au N de cette ligne de reliefs se trouve le prolongement vers l'E de ce vaste bassin subsident que nous avons déjà vu à l'W et qui voit la généralisation du phénomène détritique et de la subsidence.

On peut mettre à part le cas du bassin de Torre de Capdella-Aguiró où un poudingue assez tardif n'interdit pas de penser que la naissance du relief qui est à l'origine des sédiments carbonifères soit imputable à la phase sudète de l'orogénèse hercynienne.

Cette répartition paléogéographique va se poursuivre jusqu'à la fin des dépôts westphaliens. Toutefois, l'individualisation des granites se poursuivait et les hauts-fonds déjà cités émergeaient, fort vraisemblablement. L'aire anticlinale de la Maladetta déterminait à ce moment-là une ligne de reliefs alimentant, par son érosion, d'une part, le Carbonifère du Plan des Etangs et d'Astós et, d'autre part, le Carbonifère de Benasque au S.

Il est également possible qu'à ce moment l'individualisation du granite d'Eriste ait pu déterminer la formation des sédiments détritiques namuro-westphaliens de la région de Villanova qui reposent, rappelons-le, sur les calcaires de la base du Carbonifère.

L'évolution de l'ensemble des sédiments viséens, namuriens et westphaliens va ensuite s'homogénéiser. Couronnant l'ensemble du Paléozoïque, ils vont être faillés et plissés en une chaîne imposante qui, bien évidemment, sera immédiatement la proie de l'érosion.

Certains bassins stéphaniens anthracifères discordants constitueront la première molasse issue de cette chaîne et seront suivis par un enfouissement généralisé de la chaîne sous les sédiments détritiques du Permo-Trias qui, effaçant le cycle hercynien, marquent le début du cycle alpin.

2° - SUCCESSION CHRONOLOGIQUE DES MOUVEMENTS OROGENIQUES

Au cours de l'esquisse paléogéographique que je viens de tracer, j'ai été amené à évoquer le rôle des différentes phases orogéniques hercyniennes responsables des géographies successives.

Il me paraît utile, cependant, de récapituler la succession chronologique de ces différents mouvements qui ont marqué les étapes successives de l'histoire hercynienne des Pyrénées centrales.

Quelques manifestations de faible ampleur sont connues au Dévonien moyen ; je les ai signalées à propos de l'étude du Dévonien des Bains de Benasque (p. 106) et j'avais proposé (Waterlot 1965) de les considérer comme des signes avant-coureurs de la phase bretonne. Leur importance, qui reste assez faible, m'est apparue comme très localisée.

Le rôle de la phase bretonne proprement dite est extrêmement variable d'un point à l'autre du versant espagnol. Ainsi dans la partie occidentale de ce versant, il semble que les vicissitudes connues à la fin du Dévonien et à la base du Carbonifère soient dues à des mouvements imputables à cette phase. Son rôle s'est tout d'abord limité à l'exondation de différentes parties de la chaîne, en respectant des chenaux dans lesquels se déposent les griottes avant d'aboutir à une émergence.

Dans la partie orientale de la région étudiée, les manifestations imputables à la phase bretonne apparaissent plus importantes. En effet, si l'on considère comme appartenant au Dévonien supérieur les griottes du Bassin de Feixa-Castellás-Espahent et les derniers sédiments calcaires situés sous la série schisteuse de Espot-Andorre qui, localement, sont à l'état de belles griottes, on est amené à rattacher à cette même phase la genèse des reliefs qui, bordant au S les bassins cités plus haut, en ont alimenté, par leur érosion, la sédimentation détritique. On connaît, par ailleurs, le rôle important que Clin (1959) attribue à cette phase dans les Pyrénées luchonnaises.

Dans la partie des Pyrénées espagnoles que j'ai étudiée, la phase sudète ne m'a jamais paru avoir un rôle plus important que la phase bretonne. Comme cette dernière elle a déterminé à l'W du rio Esera, en marge des bassins carbonifères, des reliefs qui, par leur érosion, ont provoqué le passage d'une sédimentation calcaire continue, bien que déjà assez tourmentée, au dépôt de sables feldspathiques et d'argiles riches en illite. Son rôle, ici, est donc tout à fait comparable à celui de la phase bretonne qui s'était manifestée dans la partie orientale du versant espagnol de la chaîne.

Dans la partie orientale de la chaîne, et sans tenir compte du Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs dont le cas particulier a déjà été discuté à plusieurs reprises, la phase sudète n'a aucun rôle original. Elle a tout au plus entraîné un régénération des reliefs qui s'est traduite par la genèse, dans les sédiments carbonifères, de

conglomérats intraformationnels, bien développés dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent ou de passées gréseuses dans le Synclitorium de Espot-Andorre.

Il reste maintenant à fixer l'âge de la phase hercynienne ayant donné naissance au plissement majeur.

La phase de plissement généralisé, que je considère comme la plus importante de l'histoire paléozoïque des Pyrénées, est comprise entre le dépôt des derniers sédiments westphaliens, plissés avec toutes les formations paléozoïques sous-jacentes et le dépôt du Permo-Trias discordant sur le Paléozoïque plissé.

Les contacts entre les formations westphaliennes et les formations stéphanienne sont toujours, à mon avis, trop imprécis et les observations trop localisées pour que l'on puisse, actuellement, distinguer de manière certaine les effets de la phase asturienne de ceux de la phase saaliene.

En résumé, la phase bretonne est à l'origine d'une exondation pratiquement complète au début du Carbonifère ; les phases bretonne et sudète sont responsables, chacune en ce qui les concerne, et dans des territoires en marge de celui que j'ai étudié, des effets orogéniques qui se traduisent, dans la zone étudiée, par la genèse de sédiments détritiques.

Enfin, des mouvements postérieurs au Westphalien et antérieurs au dépôt du Permo-Trias ont eu comme effet de plisser l'ensemble du Paléozoïque anté-permien des Pyrénées centrales espagnoles.

CINQUIÈME PARTIE

CONCLUSIONS

Pour conclure cette étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles, je voudrais récapituler les résultats nouveaux que j'ai pu obtenir dans les différentes disciplines mises en oeuvre.

- STRATIGRAPHIE -

- PALEONTOLOGIE -

L'étude systématique des formations carbonifères m'a amené à l'étude des formations voisines. Ainsi, dans l'étude des formations gothlandiennes des Pyrénées aragonaises, ai-je pu découvrir une faune graptolitique géante, ajoutant ainsi un chaînon à la reconstitution de la répartition, dans le bassin mésogéen, de cette faune si particulière.

L'étude du soubassement dévonien des formations carbonifères m'a, dans les Pyrénées centrales, amené à étudier les calcaires marmoréens de Benasque.

J'ai mis en évidence la présence, exceptionnelle dans ces formations marmoréennes de

Favosites eifeliensis Goldfuss

Cette même espèce, que j'avais déjà eu la chance de découvrir dans les formations dévoniennes de la vallée du rio Astós, près de sa confluence avec le rio Esera, m'a permis d'assigner un âge eifélien à ce niveau des calcaires marmoréens des Bains de Benasque.

J'ai étudié systématiquement, tous les affleurements carbonifères des Pyrénées espagnoles compris entre le niveau du rio Aragon Subordan et le rio Segre.

J'ai été amené à distinguer deux grands types de séries stratigraphiques :

- D'une part, des séries composées de calcaires viséens, débutant ou non par des lydiennes, suivis de sédiments détritiques namuro-westphaliens. Ce type est caractéristique de la partie occidentale du versant espagnol ;
- D'autre part, des séries à faciès culm, presque uniquement détritiques, avec quelques rares niveaux calcaires. Ces séries se trouvent dans la partie orientale du versant espagnol.

J'ai récapitulé sur les tableaux des pages 207 à 212 les caractères les plus marquants de ces ensembles carbonifères.

De nombreux résultats nouveaux ont pu être apportés dans cette étude stratigraphique ; les principaux sont récapitulés ci-dessous.

J'ai pu grâce à la découverte de

Proshumardites karpinskij R. Tch.

rapporter au Namurien certains niveaux de la série détritico carbonifère du Synclitorium du Plan des Etangs qui n'avait, jusqu'alors, livré que des fossiles peu caractéristiques.

J'ai étudié, de manière détaillée, le Carbonifère du Synclitorium de Espot-Andorre. Ces formations sont, hélas, apparues azoïques et, seuls, des arguments géométriques permettent de leur attribuer un âge carbonifère.

J'ai établi, complétant ainsi le travail de Dalloni (1930) une coupe stratigraphique détaillée du Carbonifère anté-stéphanien de Torre de Capdella-Aguiró.

De même, j'ai dépouillé, de manière détaillée, la stratigraphie du Carbonifère du bassin de Feixa-Castellás-Espahent qui est le plus oriental de ceux étudiés ici. Ce bassin n'avait pas encore fait l'objet de travaux détaillés.

- TECTONIQUE -

J'ai pu prouver que les sédiments carbonifères sont, dans la région étudiée, toujours concordants sur leur substratum dévonien. Il n'y a jamais, de plus, de discordance angulaire entre les sédiments détritiques namuro-westphaliens et les sédiments viséens qui les supportent.

La généralisation de cette concordance est particulièrement intéressante à noter dans le cas du Synclitorium du Plan des Etangs. On considérerait en effet, classiquement, les sédiments détritiques carbonifères de ce bassin comme discordants sur les formations calcaires des Bains de Benasque. Ce fait nouveau qui autorise une meilleure représentation de la structure de cette région m'a permis de modifier, en conséquence, la carte géologique de ce synclitorium.

J'ai pu mettre en évidence, au cours de l'analyse tectonique du synclinorium de Espot-Andorre d'assez nombreuses failles. Le style tectonique qui se dégage de l'ensemble des observations effectuées sur la partie orientale de ce vaste ensemble apparaît plus simple que ce qui ressortait des représentations antérieures.

L'étude des bassins de Torre de Capdella-Aguiró et de Feixa-Castellás-Espahent m'a permis de publier des cartes géologiques à une échelle beaucoup plus grande qu celle utilisée jusqu'alors.

- SEDIMENTOLOGIE -

J'ai réalisé l'étude sédimentologique en insistant surtout sur les formations détritiques.

J'ai utilisé :

- . les méthodes granulométriques classiques mais adaptées par P. Dollé à l'étude des grès carbonifères. Près de 300 histogrammes ont été réalisés et seuls les plus intéressants ont été proposés ici ;
- . les colorations préférentielles permettant le comptage systématique des quartz , des feldspaths et de leur rapport (méthode de D. Russell) ;
- . la séparation des minéraux lourds par les méthodes classiques ;

- . l'étude des minéraux argileux des schistes par diffractométrie aux rayons X ;
- . l'étude de la thermoluminescence des grès feldspathiques carbonifères.

J'ai tenté, par conséquent, une étude sédimentologique complète du Carbonifère des Pyrénées espagnoles ce qui, à ma connaissance, n'avait encore jamais été entrepris.

Les méthodes granulométriques et les colorations ont été systématiquement utilisées pour l'étude de toutes les formations détritiques carbonifères du territoire envisagé.

Elles se sont révélées particulièrement intéressantes dans le dépouillement du synclinal d'Aragon Subordan, du Synclitorium du Plan des Etangs et du bassin de Feixa-Castellás-Espahent. Elles ont, dans chacun de ces cas, apporté des précisions sur les conditions paléogéographiques et ont permis notamment une reconstitution assez précise du sens de l'alimentation détritique.

L'étude de la thermoluminescence a été essentiellement appliquée au Synclitorium du Plan des Etangs, au Carbonifère de Villanova et au Synclitorium de Espot-Andorre. Elle a dans chacun de ces cas, permis de démontrer les relations de filiation directe entre les formations anté-gothlandiennes et les sédiments carbonifères qui en sont issus par érosion.

L'étude des minéraux argileux des schistes a révélé une grande abondance des minéraux micacés (illite et muscovite) et un pourcentage toujours faible de kaolinite. Elle a été appliquée aux bassins centraux et orientaux et a permis de corroborer l'hypothèse d'une érosion assez active sans sol de végétation.

- PALEOGEOGRAPHIE ET AGE
DES DEFORMATIONS -

Ces différents outils stratigraphiques et sédimentologiques m'ont permis de tenter les reconstitutions paléogéographiques qui suivent.

Après exondation due à la phase bretonne, la mer viséenne, transgressive depuis les Asturies, vient recouvrir les sédiments dévoniens sans conglomérat de base mais avec, parfois, dépôt de lydiennes.

Dans la partie occidentale de la zone que j'ai étudiée, la mer viséenne dépose ces calcaires tandis que dans la partie orientale la phase bretonne a été assez importante pour déterminer des reliefs dont la destruction a donné, dès cette époque, naissance à des sables et à des argiles qui se sont accumulés en eau peu profonde. Outre l'île axiale de Clin (1959), j'ai admis l'existence d'une chaîne de montagne méridionale, allongée de l'WNW à l'ESE et tournant au niveau du rio Segre.

La phase sudète entraîne la formation de reliefs dans la partie occidentale, au S de la région étudiée et l'érosion de ces reliefs détermine une série de sédiments namuro-westphaliens qui surmontent les calcaires viséens, sans discordance angulaire mais en transgression par épandage.

Cette même phase rajeunit les reliefs déjà décrits dans la partie orientale.

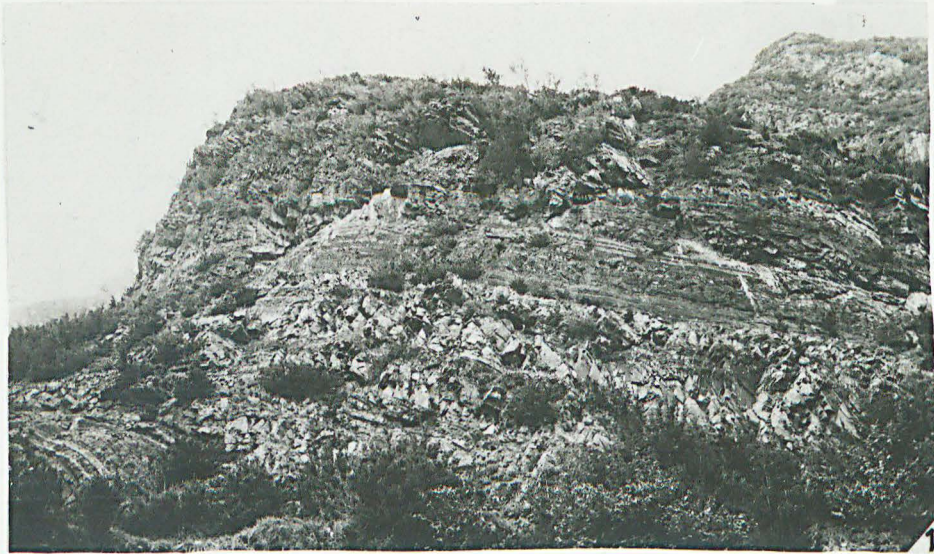
La zone étudiée se présente donc à ce moment comme un bassin subsident très peu profond bordé de lignes de hauteurs avec parfois des hauts-fonds dus à l'influence des futurs massifs granitiques.

Les phases hercyniennes postérieures au Westphalien et antérieures au Permo-Trias plisseront l'ensemble de la chaîne qui, livrée à l'érosion, sera enfouie sous les molasses permo-triasiques.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Légende de la planche 1

- Photo 1 - Le Dévonien au confluent du rio Esera et du rio Astós.
A gauche la vallée du rio Esera, au centre la partie inférieure calcaire mais détritique du Dévonien, dans le coin supérieur droit la masse calcaire homogène du Dévonien moyen.
- Photo 2 - Tuf dévonien (schalstein) légèrement schistifié, interstratifié dans les marbres blancs des Bains de Benasque.
Immédiatement au-dessus des tufs se trouve le gisement de : Favosites eifeliensis Goldfuss
(planche 8, ph. 7 et 8)
- Photo 3 - Tufs dévoniens dans les calcaires de la vallée de la Escaleta

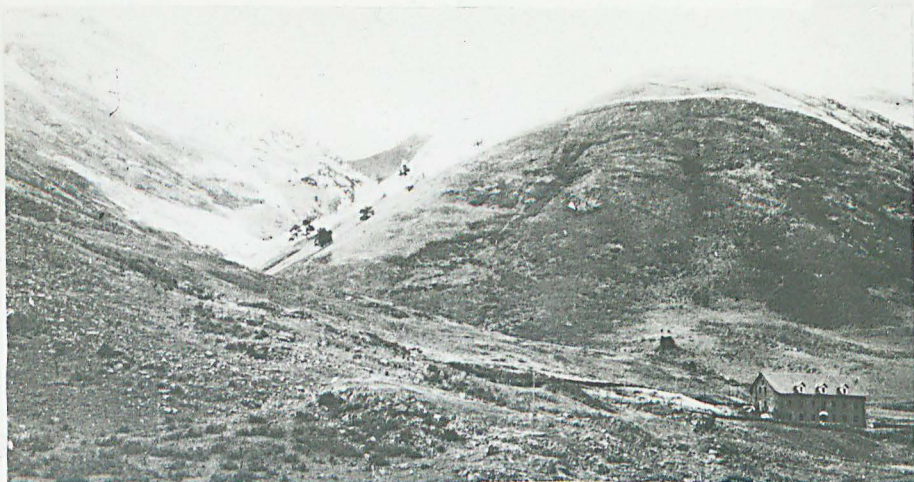


Légende de la Planche 2

Photo 1 - Vue de la vallée du rio de Acherito, creusée dans les grès et schistes carbonifères. A droite de la photographie, le Cuartel de Carabineros situé sensiblement au niveau de la confluence du rio de Acherito et du rio Aragon Subordan.

Photo 2 - Vue de la vallée du rio Aragon Subordan. La topographie assez molle de cette vallée est due, encore une fois, à la présence des schistes et grès carbonifères. Le Cuartel de Carabineros est ici à gauche de la photo.

Photo 3 - Série carbonifère (grès et schistes) en face du Cuartel de Carabineros sur la rive gauche du rio Aragon Subordan, un peu en amont de son confluent avec le rio Acherito. Sensiblement au centre de la photographie se trouve le niveau des schistes grossiers contenant des nodules de lydiennes.



1



2



BUS
VILLE

3

Légende de la Planche 3

Photo 1 - Extrémité orientale du Plan des Etangs s/s
Exemple de tectonique affectant les grès et
les schistes carbonifères.

A gauche de la photo, correspondant au N,
un synclinal carbonifère assez plat che-
vauché, de manière très localisée, par un
autre synclinal dont on ne voit ici, dans
la partie droite de la photographie, que
le flanc septentrional. Ce léger chevau-
chement correspond au passage de la faille
de Peñas Blancas.

Photo 2 - Haute vallée de l'Esera. Dépression située
à l'endroit où le chemin qui descend de la
Rencluse se divise en deux pistes dont
l'une descend vers le Plan des Etangs tandis
que l'autre remonte vers le Trou du Toro
(cf. p. II6). Cette photo montre, de droite
à gauche, donc du S au N les calcaires et
calcschistes subverticaux sur lesquels repo-
sent en concordance parfaite les schistes et
grès carbonifères. Un filon de microgranite
recoupe à la fois le Dévonien et le Carboni-
fère. Le début de la série carbonifère est,
dans le détail, représenté fig. 26, p. II6.

Photo 3 - Revers septentrional de la Maladetta, à
l'aplomb du Plan des Etangs s/s.

On distingue, de l'arrière plan au premier
plan, soit du S au N :

- le granite de la Maladetta et le glacier
- le Dévonien calcaire au niveau de la
Rencluse, sensiblement au milieu de la
photo.
- les grès et schistes carbonifères dont la
zone d'affleurement correspond sensible-
ment aux conifères.



1



2



3

Légende de la planche 4

Photo I - Flanc septentrional du massif granitique de la Maladetta

Photo prise dans la haute vallée de la Noguera Pallaresa un peu avant la sortie méridionale du Tunnel de Viella dont on voit au premier plan l'ouverture dans les éboulis granitiques.

A l'arrière plan, à droite, les contreforts carbonifères du pico de Viella; vers la gauche, donc vers le SW, une dépression nette correspondant aux formations tendres dévoniennes du Collado de Toro. A gauche de la photo, à l'arrière plan, recommencent les affleurements granitiques de la Maladetta. Cette vue sera utilement comparée à la coupe le long de la rive droite du rio Negro (fig. 35) qui représente la même crête vue, non plus depuis la N. Pallaresa, mais depuis la vallée du rio Negro.

Photo 2 - Trou du Toro et Haute vallée de l'Esera. Au premier plan, le torrent de Barrancs s'engouffrant dans le Trou du Toro (Forat de Aigualluts) creusé dans le Dévonien que l'on voit affleurer à gauche de la photographie. Au second plan, le Plan des Aigualluts A l'arrière plan, vers l'W, le chemin en lacets qui conduit vers le port de Benasque et vers l'Hospice de France ainsi que les crêtes anté-gothlandiennes du pico de la Salvaguardia et de ses abords. Ces formations sont séparées du Dévonien, sur lequel serpente le chemin, par la faille de la Salvaguardia qui, plus à l'E, rejoindra la faille de Caillaouas.





1



2

Légende de la Planche 5

Photo 1 - Passage du Dévonien au Carbonifère. Flanc septentrional du Synclinorium de Espot-Andorre. On voit, au premier plan, la masse conique du rocher appelé "El Caragol" montrant à sa base des schistes carbonifères et au dessus des calcschistes et des calcaires dévoniens (fig.42). Le contact entre les deux formations est souligné par le bouquet d'arbres.

Au second plan, on distingue nettement les sédiments dévoniens de teinte assez claire sur lesquels se trouvent les deux pylônes électriques, et au sommet, le village d'Estaron.

A l'arrière plan, couverts d'arbustes de petite taille, les sédiments cambro-ordoviciens. Le niveau gothlandien assez mince, n'est pas visible sur cette photo.

Photo 2 - Vue du flanc septentrional du synclinorium de Espot Andorre prise au chemin allant de Tirvia à Burch. Le commentaire de cette photo est donné en légende de la fig.44.

Photo 3 - Passage du Dévonien au Carbonifère. Flanc septentrional du synclinorium.

A gauche de la photographie, les derniers sédiments dévoniens dont les différents bancs, de résistance inégale, déterminent de nombreux ressauts dans la topographie.

A partir du centre de la photographie et vers la droite se développent les schistes carbonifères qui sont à l'origine d'une topographie assez molle.

Au premier plan et se dirigeant vers l'E, donc vers l'arrière de la photographie, la piste allant de Tirvia à Burch.

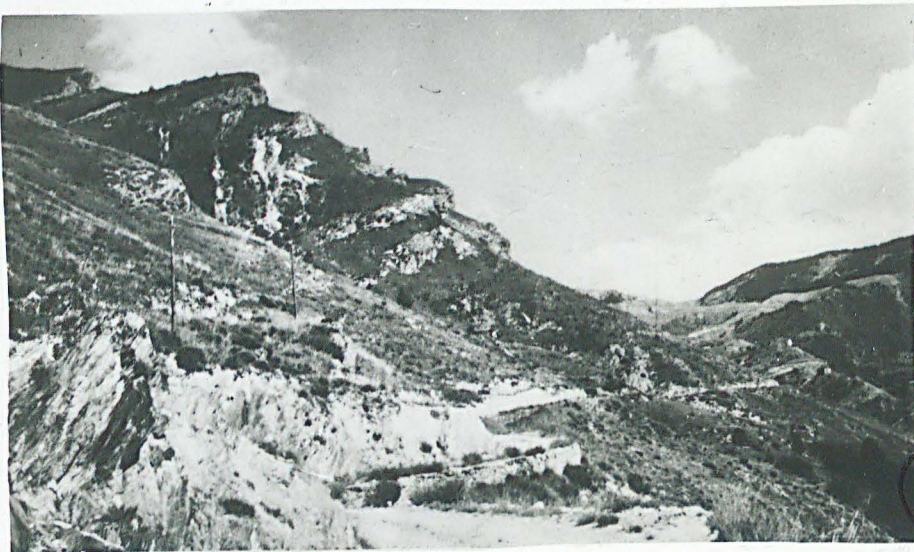




1



2



BUS
LILLE
3

Légende de la planche 6

Aspects du poudingue de Biscarbó

Photo 1 - Vue prise à la sortie méridionale du hameau de Biscarbó.

Le poudingue montre ici des lentilles calcaires. Celles-ci, de taille relativement importante, sont noyées dans un poudingue à éléments assez fins. La description détaillée de ces formations est donnée p.

Photo 2 - Vue prise également à la sortie du village de Biscarbó. Le poudingue est ici à éléments assez gros, sans lentilles calcaires.





BUS
LILLE

Légende de la planche 7

Photo I - Passage de la faille de Latorre à la sortie septentrionale du hameau de Latorre.

Les calcaires dévoniens qui, au milieu de la photographie, se relèvent à la verticale, reposent sur les schistes carbonifères à pendage N visibles à la base de la photo.

L'accident est ici situé sensiblement au niveau du marteau, à la base de la banquette gazonnée oblique. Le N est à gauche de la photographie.

Photo 2 - Bordure septentrionale du bassin carbonifère de Feixa-Castellàs.

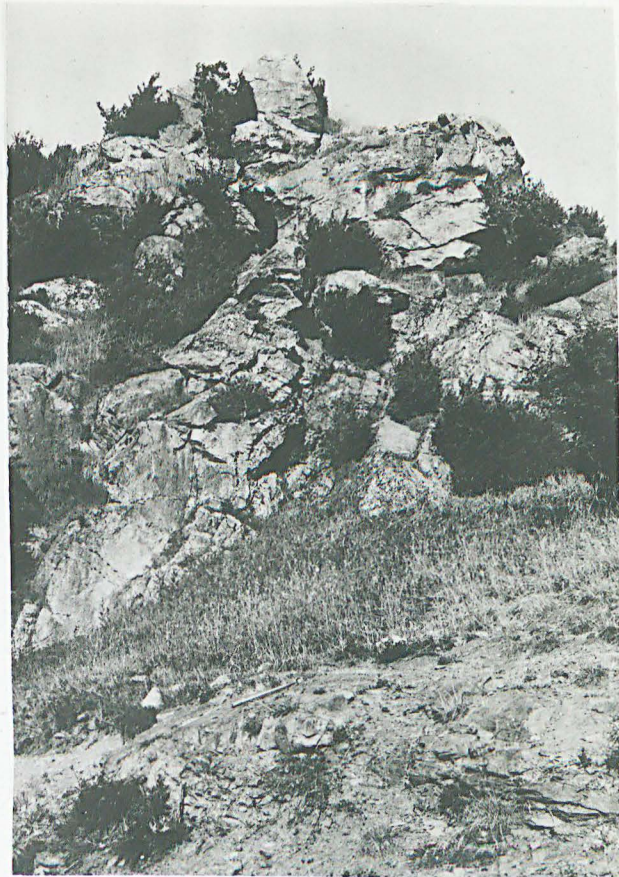
Cette photo a été prise un peu au N du sommet de Puig Adrall.

l'W est à gauche et l'E à droite de la photo. Au premier plan, les schistes carbonifères constituant l'extrémité occidentale du synclinal de Biscarbó et cachant les sédiments dévoniens situés en contrebas.

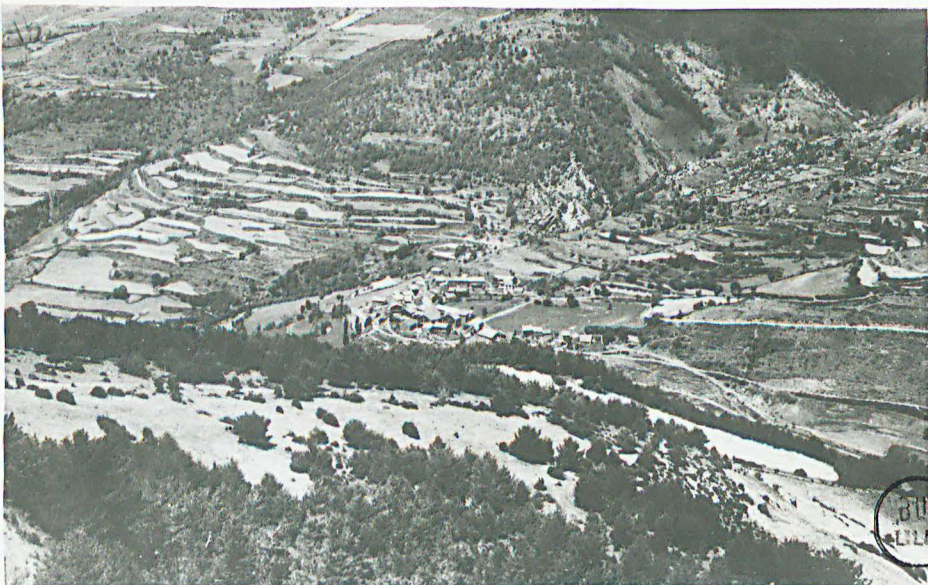
Au second plan, la dépression déterminée par le lit du barranco del Canto.

Au centre de la photo, le village de Les Llacunes situé sur les formations permo-triasiques. A l'arrière plan, les formations cambro-ordoviciennes de la Sierra de San Juan, souvent laissées en friche et couverte d'arbustes. Elles sont entaillées par le lit du barranco de Coma Sarrera descendant du N.





1



BUS
VILLE

2

Légende de la planche 8

Photo 1 à 6 - Gothlandien du pont St Jaime près de Benasque (Huesca)

1. Monograptus mutuliferus Meneghini x 2
2. Monograptus latus Mc Goy (x2)
3. Monograptus mutuliferus var. strigosus Gortani (x2)
4. Monograptus mutuliferus Gortani x 2
5. Monograptus mutuliferus (x2) Gortani
6. Monograptus flemingii Salter (x2)

Photo 7 et 8 - Dévonien. Echantillons recueillis en amont des Banos de Benasque

Favosites eifeliensis Goldfuss

photo 7 : x 2

Photo 8 : x 2

Photo 9 et 10 : Carbonifère du Plan des Etangs. Echantillons recueillis au Plan des Etangs s/s.

Proshumardites karpinski R. Tch.

Photo 9 : G N

Photo 10 : x 2





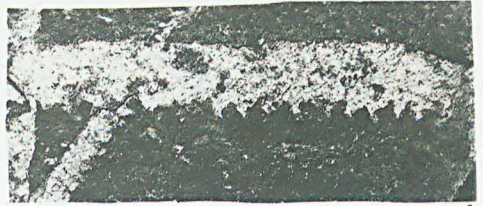
1



2



3



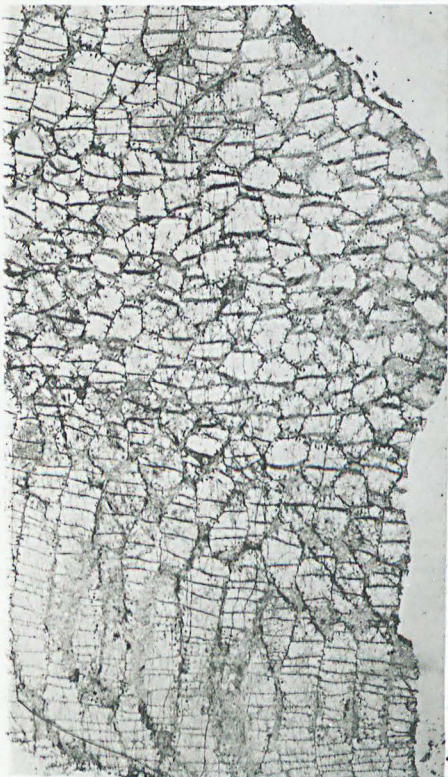
4



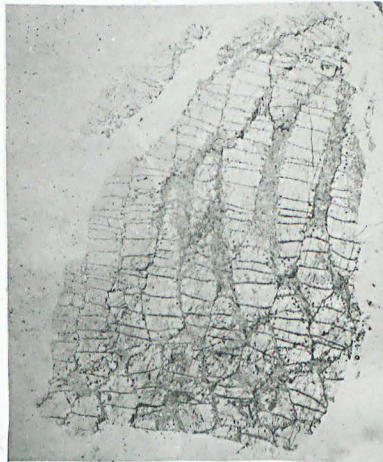
5



6



7



8



9

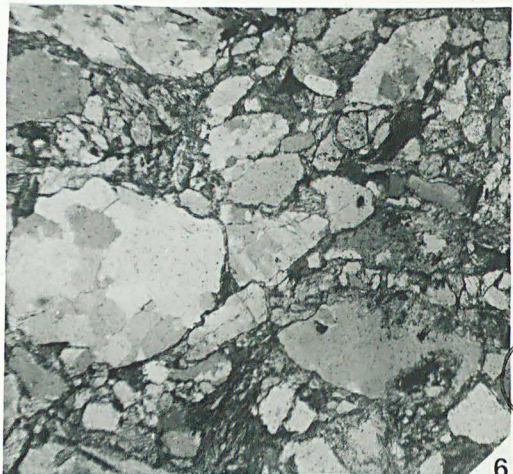
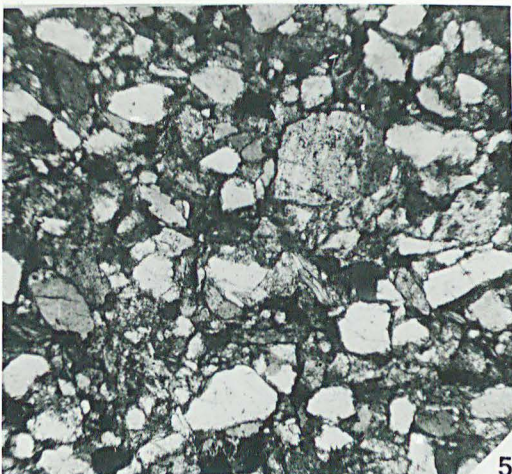
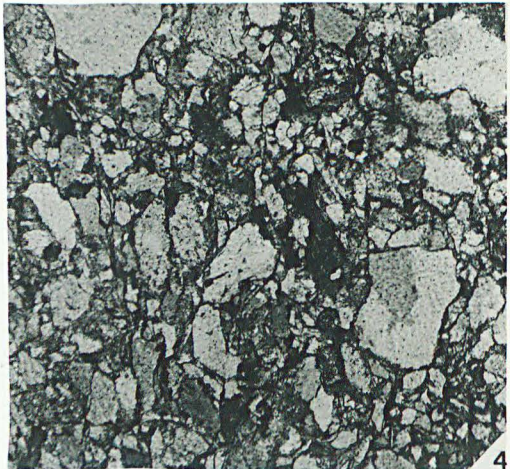
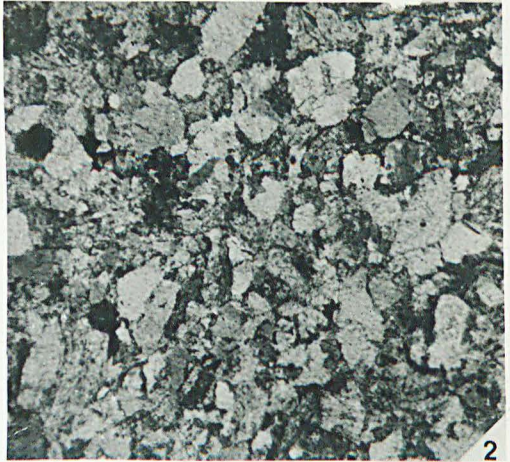
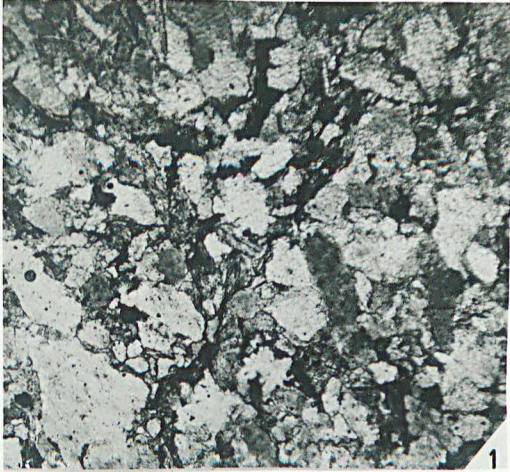


10

MUS
LILLE

Légende de la planche 9

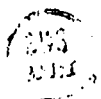
- Photo 1 - (x 30 LP) Ech. 66 S4. Grès feldspathique de la base de la série du synclinal d'Aragon Subordan.
Grès micacé à quartz anguleux, mal classé et mal calibré (cf p. 227).
- Photo 2 - (x 30 LP) Ech. 66 S6. Même provenance. Quartz plus érodés et feldspaths de plus petite taille (cf p. 228).
- Photo 3 - (x 30 LP) Ech. 66 S7. Même provenance. Grès fin, peu feldspathique, fortement micacé. (cf p. 228).
- Photo 4 - (x 30 LP) Ech. 65.81. Série carbonifère du Plan des Etangs s/s. Grès feldspathique grossier, polydispersé (cf p. 235).
- Photo 5 - (x 30 LP). Ech. 62.44. Série carbonifère du Plan des Etangs. Plan des Aigualluts. Grès fortement micacé.
- Photo 6 - (x 30 LP). Ech. 225. Série carbonifère du Plan des Etangs s/s. Microconglomérat de la base de la série détritique.

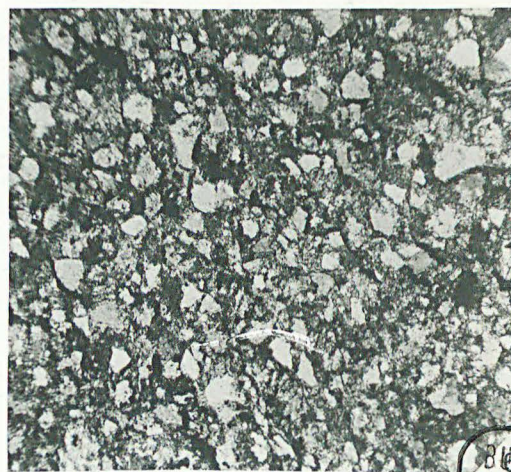
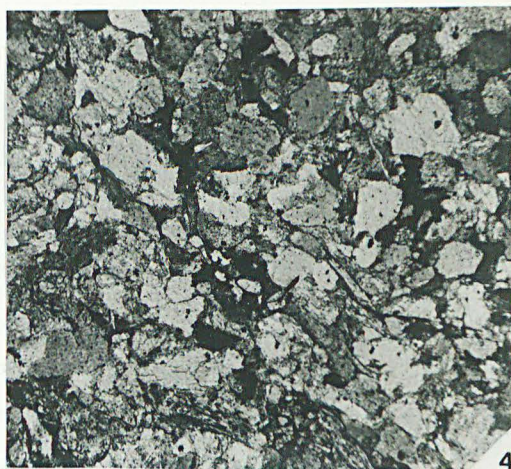


BUS
LILLE

Légende de la planche IO

- Photo 1 - (x 30 LP). Ech. 65.85. Série carbonifère du pont de Villanova. Micropoudingue à muscovites abondantes (cf p. 258).
- Photo 2 - (x 30 LP) Ech. 65.90. Même provenance. Quartz de grande taille, nombreux plagioclases non altérés. Abondance de micas blancs (cf p. 261).
- Photo 3 - (x 30 LP). Ech. 66 F 17. Carbonifère de Feixa Castellás Espahent. Premier niveau gréseux de la série de La Guardia de Arès. Grès mal calibré, tendre. Micas blancs abondants. Quelques plagioclases. Ciment ferrugineux (cf p. 266).
- Photo 4 - (x 30 LP). Ech. 66 F 19. Même origine. Grès mal calibré à éléments de quartzites (cf p.268).
- Photo 5 - (x 30 LP). Ech. 66 F 23. Même origine. Grès assez fin, micacé, pratiquement sans feldspaths. (cf p.270).
- Photo 6 - (x 30 LP). Ech. 66 F 3. Carbonifère de Feixa-Castellás Espahent. Premier niveau gréseux de la série de Biscarbó. Grains de quartz de taille modeste. Quelques feldspaths et quelques éléments de quartzite. Nombreux micas blancs. (cf p. 271).





BIBS
LILLE

LISTE DES ILLUSTRATIONS

LISTE DES DEPLIANTS

DEPLIANT A.

Ce dépliant est destiné à préciser la localisation, dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne, des zones étudiées. Le fond topographique est extrait, après quelques modifications de détail, de la feuille n° 9 Pau-Toulouse de l'Institut géographique (édition 1960) et tous les noms de quelque importance cités dans ce travail y sont inscrits.

Numéro et limites des coupes et des affleurements

1. Coupe le long du chemin allant du Cuartel de Carabineros à la France par le Col de Pau (ou Pao).
2. Coupe dans les contreforts du Pic Rouge
3. Carbonifère dans la région du Canal Astún et du Canal Roya
4. Le Carbonifère de la région de Los Calcites-Pic Soques
5. Le Carbonifère compris entre le massif granitique de Cauterets et le massif granitique de Panticosa
6. Le Carbonifère de la Pista Grande
7. Coupe dans le Carbonifère de la partie haute du bassin du rio Escarra
8. Coupe dans le Carbonifère de la région de Hoya de Balsera

9. Coupe dans le Carbonifère de la haute vallée du Barranco de Culivillas
10. Le Carbonifère de la vallée de Bujaruelo
11. Affleurements carbonifères de la région du Pic d'Astós
12. Coupe au niveau du Plan des Etangs s.s
13. Coupe au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta
14. Coupe au niveau du Forat des Aiguillüts et du Pic de Pomeró
15. Coupe au niveau du Rio Negro
16. Carbonifère de l'extrémité orientale du Synclinorium du Plan des Etangs
17. Stratigraphie du Carbonifère du rio Cardós
18. Stratigraphie du Carbonifère du rio d'Escart
19. Stratigraphie du Carbonifère du rio de Bayasca
20. Coupe entre Burch et Farrera
21. Le Carbonifère de la terminaison orientale du synclinorium de Espot-Andorre
22. Le Carbonifère de la région de Benasque
23. Le Carbonifère de la région de Villanova
24. Le Carbonifère de Vilaller et les affleurements carbonifères de la partie occidentale de la zone des Nogueras

25. Bassin de Torre de Capdella-Aguiró
26. Le Carbonifère de la région de Biscarbó
27. Le Carbonifère de la région de la Guardia de Arès
28. Coupe dans le Carbonifère à l'aplomb de Soriguera

DEPLIANT B.

Carte géologique, au 1/25.000° de la partie occidentale du Synclitorium du Plan des Etangs

Le fond topographique utilisé est essentiellement la carte "La Maladeta" de Don Ramon de Semir de Arquer (cf p. 12)

DEPLIANT C.

Carte géologique schématique au 1/100.000 de l'ensemble du Synclitorium du Plan des Etangs. Fond topographique d'après les feuilles au 1/50.000 de Benasque et Bosost.

DEPLIANT D.

Carte géologique schématique au 1/100.000 de l'ensemble du Synclitorium de Espot-Andorre. Fond topographique d'après les feuilles au 1/50.000 de Estarri de Aneu, Sort, Tirvia, Sec de Urgel et Andorra

LISTE DES FIGURES

- TOME I -

		page
Fig. 1	Cambrien et Silurien des Pyrénées Tableau récapitulatif	19
Fig. 2	Stratigraphie schématique du Gothlandien des Pyrénées centrales espagnoles	24
Fig. 3	Haute vallée d'Eriste. Coupe schématique	28
Fig. 4	Coupe au niveau du Barranco de Rinero	28
Fig. 5	Tableau schématique des corrélations strati- graphiques du Gothlandien pyrénéen	29
Fig. 6	Dévonien des hautes vallées du rio Gallegó et du rio Ara d'après les travaux de Wensink	36
Fig. 7	Dévonien des Pyrénées. Tableau récapitulatif schématique	39
Fig. 8	Synclinal Pene-Blanche-Pic Rouge. Coupe dans la haute vallée du rio Aragon Subordan entre le Cuartel de Cerabineros et le Puerto del Palo	44
Fig. 9	Tableau de corrélations stratigraphiques des formations carbonifères du Synclinal d'Aragon Subordañ	47

Fig. IO	Carbonifère du Bassin d'Urdos	51
Fig. II	Coupe schématique entre le pico del Anayet et la frontière	52
Fig. I2	Carbonifère de Los Calcites-Pic Soques Formations inférieures calcaires Haute vallée du Barranco del Arrigal	57
Fig. I3	Vue panoramique de la vallée du rio Aragon au niveau de la Station internationale de Canfranc	72
Fig. I4	Viséen du rio Escarra	77
Fig. I5	Stratigraphie du Carbonifère du rio Escarra .. Schéma théorique	79
Fig. I6	Base du Carbonifère. Hoya de Balsera	82
Fig. I7	Tableau récapitulatif schématique de la stratigraphie du Carbonifère de la région du rio Escarra	85
Fig. I8	Coupe géologique montrant le rôle tectonique des sédiments détritiques du Westphalien Extrait de Van der Lingen	91
Fig. I9	Vue panoramique de la Haute vallée du rio Aragon	93
Fig. 20	Stratigraphie des terrains carbonifères dans la haute vallée de Holle (d'après Mirouse, 1962)	95
Fig. 2I	Coupe N.S. au niveau du Plan des Etangs s.s ..	109

Fig. 22	Coupe N.S. au niveau du Lago de Paderne	I09
Fig. 23	Stratigraphie du Plan des Etangs s.s	II0
Fig. 24	Pseudo-discordance du Plan des Etangs	III
Fig. 25	Coupe N.S. au niveau des lacs de Villamuerta	II5
Fig. 26	Contact entre le Dévonien et le Carbonifère Coupe levée entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta	II6
Fig. 27	Base de la série carbonifère au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta	II8
Fig. 28	Coupe N.S. au niveau de la Tuca Blanca (W du Pico de Pomeró)	I20
Fig. 29	Carbonifère du Pico de Pomeró	I2I
Fig. 30	Vue orientée N.S. du fond du Plan des Aigülluts	I23
Fig. 31	Vue schématique N.S. du contact, au niveau de la Valleta de la Escalata entre la granodiorite de la Maladetta et les calcaires dévoniens ...	I23
Fig. 32	La série carbonifère au niveau du Pico de Pomeró	I25
Fig. 33	La série carbonifère du niveau du rio Negro ..	I30
Fig. 34	Dessin, d'après photographie, du flanc orien- tal du Pico de Los Negros	I32
Fig. 35	Coupe le. long de la rive droite du rio Negro	I34

Fig. 36	Pseudo-discordance du Plan des Etangs	I37
Fig. 37	Coupe schématique, rabattue dans un plan N.S. du synclinorium Espot-Andorre le long de la Noguera de Cardós	I5I
Fig. 38	Synclinorium de Espot-Andorre Série carbonifère de la Noguera de Cardós	I53
Fig. 39	Coupes géologiques schématiques le long du rio d'Escart	I56
Fig. 40	Synclinorium de Espot-Andorre Série carbonifère du rio d'Escart	I58
Fig. 4I	Synclinorium de Espot-Andorre Série carbonifère du rio de Bayasca	I59
Fig. 42	Coupe schématique le long du torrent de Bayasca	I60
Fig. 43	Coupe géologique simplifiée à l'E de Burch ...	I6I
Fig. 44	Vue du flanc septentrional du synclinal de Espot-Andorre	I67
Fig. 45	Croquis panoramique pris de la route de Burch à Farrera	I69
Fig. 46	Coupe au niveau de Enviny (d'après L.U. de Sitter)	I80
Fig. 47	Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró Série stratigraphique	I83

Fig. 48	Coupe dans le Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró	186
Fig. 49	Coupe le long de la rive droite du rio Flamisell au S de Torre de Capdella	186
Fig. 50	Carte géologique simplifiée de la région Torre de Capdella et Aguiró	188
Fig. 51	Carte géologique du bassin carbonifère anté-stéphanien du Feixa-Castellás-Espahent	191
Fig. 52	Séries stratigraphiques dans le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent	195
Fig. 53	Coupes géologiques dans le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent	203

- TOME II -

Fig. 54	Préparation et taille d'un échantillon de grès	220
Fig. 55	Dessin des histogrammes	220
Fig. 56	Histogrammes des niveaux gréseux de la base de la série détritique carbonifère (haute vallée de l'Aragon Subordan).....	230
Fig. 57	Diagramme montrant le pourcentage de feldspaths et le pourcentage cumulé des classes 1, 2 et 3	230

Fig. 58	Histogrammes et pourcentages de feldspaths Série carbonifère détritique du Plan des Etangs s.s	233
Fig. 59	Histogrammes et pourcentages de feldspaths des premiers bancs gréseux. Dépression car- bonifère située sous la Rencluse	237
Fig. 60	Histogrammes et pourcentages de feldspaths des premiers bancs gréseux. Synclinaux situés entre l'Hospital de Benasque et le Plan des Etangs s.s	238
Fig. 61	Histogrammes et pourcentages de feldspaths Premiers niveaux gréseux, 1 km à l'E de l'entrée septentrionale du Tunnel de Viella ..	242
Fig. 62	Granulométrie et pourcentage des feldspaths du dernier banc gréseux de la série inférieure au premier niveau calcaire, entre le Puerto de la Picada et la dépression située entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta	243
Fig. 63 et 64	Les sens de courants dans le Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs	247
Fig. 65 et 66	Blocs diagrammes montrant la genèse des sédiments détritiques carbonifères du Synclinorium du Plan des Etangs	255 257
Fig. 67 et 68	Etude des formations gréseuses du Carbo- nifère de Villanova	260

Fig. 69	Analyses granulométriques des grès de la base de la série carbonifère de Feixa-Castellás- Espahent	267
Fig. 70	Origine des sédiments de la base du Carboni- fère dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent	274

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1 - Aspects du Dévonien aragonais
- Planche 2 - Caractères du Carbonifère au Confluent
du rio Acherito et du rio Aragon Subordan
- Planches 3 et 4 - Aspects du Synclinorium carbo-
nifère du Plan des Etangs
- Planche 5 - Aspects du Synclinorium carbonifère
de Espot-Andorre
- Planche 6 - Aspects du poudingue de Biscarbó
- Planche 7 - Aspects du Bassin carbonifère de
Feixa-Castellás-Espahent
- Planche 8 - Planche paléontologique
- Planches 9 et 10 - Aspects micrographiques des
sédiments détritiques carbonifères
anté-stéphaniens.
-

**LISTE DES TERMES GÉOGRAPHIQUES
ET DES AUTEURS CITÉS**

INDEX GEOGRAPHIQUE

INDEX DES AUTEURS CITES

Cet index réunit, par ordre alphabétique, tous les noms de la toponymie ainsi que le nom de tous les auteurs cités avec les numéros des pages où ces noms sont mentionnés. Toutefois les n° des pages de bibliographie n'ont pas été rappelés et je n'ai pas récapitulé les noms d'auteur de fossiles.

Les noms de rio, ruisseau, torrent, montagne, col, pic, sierra, montaña etc... sont cités à la lettre correspondant aux noms propres. Ainsi par exemple, le rio Noguera Pallaresa est cité à la lettre N et Montaña de Bahent à la lettre B.

Tous les noms commençant par LI ont été groupés à la fin de la lettre L.

- A -

- Acherito (puerto de) 46, 47, 48, 68
- Acherito (rio de) 42, 44, 88, 226
- Adrall (Puig) 191, 194, 201, 202, 204, 205
- Agüas Limpias 48, 61, 62, 63
- Aguila (Punta del) 80
- Aguiró 171, 173, 178, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 211, 281, 282, 304, 305, 306, 313, 319, 320
- Aigülluets 121, 122, 123, 128, 129, 249
- Aigüamoix 139
- Aigueta de la Vall 23
- Alastrue 174
- Almela 145, 148, 174, 180, 193
- Anaye (ruisseau d') 42
- Anayet (Ibones de) 86
- Anayet (pico del) 52, 54, 86, 89
- Anchs 188, 189
- Andorre ou Andorra 10, 12, 17, 32, 33, 144, 145, 162, 163, 171, 279, 300
- Aneou (pic d') 52
- Aneto (pico de) 16, 105
- Aneu (Pourtalet d', col) voir Pourtalet
- Aneu (ruisseau d') 89, 90
- Anglase (Casa de) 37
- Anie (pic d') 10, 31, 35, 42, 67 88, 294, 304
- Années 51
- Anso 12
- Anso (Termino de) 88
- Ara (rio) 11, 15, 35, 36, 94
- Aragon (rio) 14, 21, 37, 44, 71, 72, 91, 92, 93
- Aragon Subordan (rio) 10, 11, 14 42, 43, 46, 61, 63, 86, 88, 90, 207, 226, 230, 231, 318, 321
- Aran (val d') 99, 103, 116, 173, 174
- Arbe (sierra de) 15

- Arestuy 170
Argelès-Gazost 297
Arize 299
Arlet (lac d') 45
Armengaud 12
Arralla de las Foyas (massif de) 43
Arrigal (Barranco del) 56, 57, 62
Arroyeras (las) 75, 86
Arties 101, 135, 142, 165
Artigas (Barranco de) 188
Artiga de Lin 99
Aspe (Fond d') 66, 90
Aspe (vallée d') 51, 294
Astell 188
Astós 96, 234, 313
Astós (rio) 23, 25, 35, 96, 104, 106, 317
Astre 192
Astún (canal) 49, 50, 52, 89, 90, 207
Astún (Monte) 52
Asturies 291, 309, 322
Auresi (Torrente de = rio) 159, 160, 165
Aubouin 286, 287
Aure 297
Auresi (Solana de) 159
Aurin (rio) 14
Autran 148, 171
Aydi 165, 170, 171
- B -
- Bagn ères-de-Luchon 174
Bahent (Montaña de) 191, 202
Baigt de Houer 60
Balatg 19
Balatisa (rio) 14
Baliera (rio) 16, 177
Baralet (pic) 43, 45
Barasona (Pantano de) 15
Barbastro 15
Barrancs (Torrent de) 99, 119

- Barrio Antena 186
- Basa (rio) 14
- Basiero 142, 165
- Bayasca 159
- Bayasca (rio ou torrent de)
143, 154, 160, 161, 165, 209,
264, 277
- Beaugey 66
- Beherobie (Nive de) 294
- Bellonce (Bois de) 89
- Belpuy 192
- Benasque II, 12, 23, 26, 34,
173, 174, 175, 313, 317
- Benasque (Baños de, Bains de)
105, 106, 112, 211, 276, 312,
314, 317
- Benasque (Hospital de) 98, 99
106, 112, 138, 139, 236, 238,
276
- Benasque (Port de) 102, 105,
108, 109, 249
- Beral 14
- Berasty (Barranco de) 165
- Bereu 191, 204
- Bertrand 21
- Beugnies 13
- Bezançon 61, 62
- Bidassoa 14
- Bielsa 12, 15
- Biescas 12
- Billare 46, 47, 48
- Bious-Artigues 60
- Bious (col de) 89, 90
- Bisauri 12
- Biscarbbò 191, 194, 195, 196, 198,
201, 202, 203, 204, 211, 265, 267,
271, 272, 273, 274, 280, 305
- Blanc (Pic) 35
- Blanca (Tuca) 119, 120, 138
- Blanca (Tuqueta) 121
- Blanca (Valleta) 138
- Blancas Peñas 139, 140
- Blancas (Barranco de las) 74
- Blanque (Pene) 42, 65, 226
- Boissevain 32
- Bonaigua (col de, Port de) 143

Borce (pont de) 89

Bordas (Las) 99

Bordas de Conflens 170, 171

Bosost 12

Boubée 215

Boulangé 215, 221

Bouroz 292

Boysaide (barranco de) 197

Bresson 21, 59

Broquet 223

Broto 12

Brousse 216

Brousset (gave de) 56

Bruay (Zone de) 179

Bujaruelo 94, 96, 209

Burch 144, 148, 161, 162, 166
167, 168, 169, 170, 209, 264,
279

Burch (barranco de) 171

- C -

Cadeac 298

Cady 19

Caillaouas (Faille de) 104, 117,
120, 139, 140, 164, 165, 170, 171,
249, 251, 252

Calcin (Peña del) 80

Campanal de Izas 65

Campo Plano 62

Campo de Troya 86, 89, 282

Campos de Troya (Barranco de los)
75

Canaveilles (Série de) 19, 145

Candanchú 66

Canejan 12

Canfranc 35, 48, 49, 65, 66, 70,
71, 72, 75, 85, 88, 91, 92

Canisas (Arroyo de) 188

Cap del Bosch de Burch 163, 171

Cap del Bosch de Farrera 155

Caragol (el) 160, 161

Caralp 21
Cassamanya 32, 33
Castejon de Sos 99, 173
Castellás 190, 191, 193, 194
198, 199, 203
Castell Estalio 187
Casteras 293, 294
Casteret 99, 102
Castillon (Massif de) 18
Cauterets (granite de, massif
de) 49, 61, 63, 89, 90, 207,
295, 296
Cavet 18, 29, 30, 32, 300, 301
Cerler (pic de) 34
Cevers 51
Chalard 113
Charlet 13, 213, 223, 248
Charpentier de 21
Chia (Sierra de) 99
Cinca (rio) 15, 16, 99
Cinqueta (rio) 15
Ciry 192
Civis 155, 163, 171, 172, 264, 279
Clin 18, 23, 29, 31, 61, 62, 86,
104, 106, 250, 252, 297, 298, 299,
311, 315, 322
Collegats (défilé des) 16
Coma De To 193
Coma La Vall 191, 194
Coma Romadera 143, 165, 170
Condiana (Sierra) 64, 74, 80
Consaterre (faille de) 104, 252
Corneilla 300
Corsin 86
Cuberre (Pont de ou Pont de San
Jaime) 23, 24, 26
Cubil (pic) 143
Culivillas (barranco de) 75, 83,
85, 207

- D -

Dalloni 2I, 29, 32, 34, 37,
42, 49, 55, 59, 63, 64, 65,
66, 70, 73, 96, 102, 103, 136
144, 145, 174, 179, 182, 184,
185, 192, 193, 251, 319

Delattre 108, 136, 163, 173,
190, 196, 198, 205, 265, 301,
303

Delepine 59, 299

Destombes 29

Diablo (puente del) 75

Dollé 13, 213, 214, 215, 216,
218, 221, 320

Dourdu (brèche du) 196

Drocourt 217

Dufresnoy 21

Durand-Delga 301

Durocher 21, 101

- E -

Eaux-Chaudes (les) 297

Ebre 13, 14, 15

Encamp 171

Envalira (Port d') 171

Enviny 180, 282

Erill Castell 179

Eriste 28, 175, 262, 312, 313

Eriste (rio de) 23, 26

Escaleta (vallée de, valleta de)
106, 119, 120, 121, 122, 123, 124

Escalo 143, 165, 170

Escarilla (Barranco de) 157

Escarilla 75

Escarra (pico de) 75, 80, 81

Escarra (rio) 14, 48, 49, 63, 64,
65, 66, 67, 70, 74, 75, 76, 77,
79, 80, 85, 86, 88, 89, 102, 207

Escart 143, 155, 156, 170

Escart (rio d') 143, 154, 155, 156
157, 158, 209, 262, 277

- Escher 103
- Escrita (rio) 143
- Esera (rio) II, 15, 23, 25, 35, 42, 75, 94, 96, 98, 99, 100, 102, 105, 109, 113, 116, 138, 139, 164, 173, 174, 176, 177, 231, 298, 304, 307, 310, 312, 315, 317
- Espagnes (pic) 188
- Espahent 190, 191, 194, 195, 197, 201, 204, 271, 272, 273, 274
- Espelunguère (signal de) 88
- Espiantosa (Casçada de) 27,28
- Espot 139, 146, 147, 157, 165
- Espot (rio d') 142
- Espot-Andorre (Synclitorium de) II, 33, 34, 55, 98, 104, 139, 141, 142, 144, 146, 147, 148, 151, 153, 158, 159, 162, 163, 164, 166, 167, 171, 174, 181, 209, 223, 231, 263, 275, 277, 278, 279, 304, 306, 307, 315, 316, 319, 320, 321
- Estaens (Lac de) 65, 88
- Estaron 143, 159, 165, 170
- Esterri de Aneu 12, 145
- Estrenère (ruisseau) 55
- Etsaut 89
- F -
- Fallot 192
- Farrera 161, 162, 166, 168, 169, 170, 209, 279
- Feixa 178, 191, 192, 193, 194, 199
- Feixa-Castellàs-Espahent II, 173, 178, 190, 193, 194, 195, 200, 201, 204, 231, 265, 267, 272, 280, 284, 301, 304, 305, 306, 308, 310, 312, 315, 316, 319, 320, 321
- Ferrer Condal (don Luis) 154
- Flamisell (rio) 16, 165, 178, 179, 181, 182, 184, 186, 188, 189, 281
- Foix 174
- Fond d'Aspe (voir Aspe)
- Font Romeu 16
- Forat de Aigualluts (voir Trou du Toro)
- Foratata (Peña) 61, 90

Forcanada (pico) 100

Forata (El) 61

Fraga 15, 16

Fuente de Estua 141

- G -

Gabiet (Pic de) 94, 296

Gallegó (rio) 14, 35, 36, 48
56, 61, 74, 75, 80, 83

Garguanta (Punta de la) 86

Garona (rio) 99, 101

Garonne 13, 15, 99, 102

Gavarnie 294

Gerona (rio) 14

Geteu 297

Gèze 301

Gorreta de los Gabachos 88

Gourdon 102

Grado (El) 15

Gran Valira (voir Valira)

Graus 15, 99

Guardia de Arès (La) 191, 192, 194
195, 196, 197, 199, 204, 211, 265
266, 272, 273, 274, 280

Guardia (de la, rio) 190

Guarga (rio) 14

Guells de Jueu (ou del) 99, 103,
138

Guils 191, 192

Guitard 148, 171

- H -

Hebert 101

Heddebaut 86, 294

Holle (ruisseau de) 94, 95, 296

Hostalet 190

Hoya de Balsera 74, 80, 82, 85,
207

Huesca 91

- I -

Ibantelly 293

Igounce 293, 294

Isabena I5, I77

- L -

Isil I2, I6

Labadie 5I

Izas (collado de) 65, 80

Labredère 5I

Izas (faille de, chevauchement d') 66, 90, 9I, 92

Laffite 303

Izas (canal d') 66, 7I, 74

Lahn IO6

Lamare 293

- J -

Lapazosa 94, 96

Jaca I4

Larbont 299

Jacob I92

Lariste (pic) 43, 87

Jolis (Augustin) I2

Lary (pic de) 96, 296

Jueu (rio de) 99

Jujols I9

Las Paules I76

Jung I8, 2I6

Las Tres Huegas(Pico de) 65, 74, 80

Junyent I94

Latorre I9I, 20I, 202, 203, 204

- K -

Lauribar 293

Keizer 299, 300

Laverdière 29, 293

Kleinsmiede 29, IO3, I35, I36

I74, 250

Lelong IO4

Keyserling 2I

Lena 292

Lerida 16, 145, 180, 193

- Ll -

Lescun 48, 50

Llacunes (Les) 131, 194, 199, 203

Leyde (Leiden) 96, 145, 173

Llaborre 145

Leymerie 101

Lladros 145

Liena 12

Llaunes (voir Ribera)

Lizaur y Roldan (Juan de) 102

Llavorsi 16, 34, 143, 150, 152,
166, 168, 169, 278

Logroño 14

Lliterola 23, 25, 96

Lombard 15

Llobregat (rio) 14

Los Calcites (pic de) 48, 49,
55, 57, 61, 63, 70, 89, 207

Llopis Llado 12, 32, 33, 34, 149

Los Tres Hombres (pico de) 48
49, 70, 74, 80

- M -

Loudenvielle 298

Maestre 21

Lourdes (Pic de) 94, 296

Magdalena (rio) 144, 170, 171

Louron 297

Maladetta ou Maladeta 12, 15, 16,
23, 34, 41, 97, 98, 99, 100, 101,
102, 103, 104, 105, 106, 109, 115
119, 120, 122, 123, 124, 129, 131
133, 134, 135, 140, 141, 142, 149
163, 164, 165, 173, 251, 254, 255
256, 302, 308, 312, 313

Lucas Mallada y Pueyo 21

Lurén 295

Lys 23, 297

Lys Caillaouas 100, 103, 104,
139, 164, 262, 312

Mallada 49

- Mall de l'Artiga = Pico de
Pomero (voir Pomero)
- Malls (pic des) 170
- Manega (Torrente de) 144
- Marcadau (Port de) 61
- Marimaña 145
- Martinez Alvarez 291
- Massana (La) 279
- Mata (rio de la) 157
- Matarrosa 191, 201, 202, 203,
204
- Mendibelza 294
- Mengel 192, 199
- Menorias (Las) 92
- Menut (Mont) 191, 197
- Mequinenza 15
- Mey II, 176
- Midi d'Ossau (Pic du) 55, 89
- Milagro 14
- Millot 283
- Milon 196
- Mina (Casa de la) 45
- Mirouse II, 18, 23, 25, 29, 31,
35, 37, 38, 42, 45, 46, 48, 50, 56
59, 60, 62, 66, 67, 77, 87, 94, 95
96, 113, 294, 295, 297, 301, 302,
303, 309
- Misch 193
- Moines (Col des) 65, 89
- Molesa (Puig) 188, 189
- Molinos (Centrale de los) 181, 185,
186, 187
- Mompilus 136, 139
- Moncán (Pic) 191, 197
- Mondette 299
- Monròs 182, 186, 187, 188
- Montagne Noire 20, 39, 301
- Montaneta 249
- Montlouis 16
- Montlouis-Andorre 142, 171
- Montsech (Sierra de) 16
- Montsegur 299
- Moustarde (pic) 89
- Mouthoumet 289, 291, 301
- Müller 86

- N -

- Nachet 216
- Negra (Sierra) 15, 23, 27, 163
- Negro (rio) 100, 101, 107, 129
130, 131, 132, 133, 134, 138,
139, 140, 143, 145, 209, 234,
239, 241, 276
- Negros (pico de los) 100, 129,
131, 132, 138, 139
- Nere (Pene) 99
- Nere (Estany) 100
- Neufontanas 62
- Nive 293
- Noguera de Cardós (rio de) 16,
143, 150, 151, 153, 155, 157,
162, 165, 166, 171, 209, 264,
278, 283
- Noguera de Lladorre 150
- Noguera de Tor 16, 150, 177
- Noguera de Val Farrera (ou N.
de Val de Farrera) 16, 143,
171, 264
- Noguera Pallaresa (rio) 16, 17,
143, 144, 146, 154, 155, 156, 159
160, 161, 178, 189, 192, 298
- Noguera Ribagorzana (rio) 16, 17,
23, 35, 133
- Nord-Maladetta (Failles) 140
- Noves de Segre 191
- 0 -
- Obeix 188
- Oli (col de) 181
- Orgaña 12, 190, 194
- Os (rio de) 171
- Ossau 294
- Osses 34
- Otal 94, 96
- Ovtracht 301

- P -

- Paderna (pico de, pic de) 99, II2, I2I
- Paderna (torrent de) 99, II2
- Paderna (lago de) I08, I09
- Palleróls (rio) I90, I9I
- Panticosa 48, 49, 6I, 63, 90, 207
- Paris 294
- Parroquia de Orto I90
- Paso Nuevo 27, 28
- Pau (col de) ou Palo (Puerto del) 43, 44, 48
- Pauls I82, I88
- Pedaing (Bois de) 89
- Pedranes I9I
- Peña (Sierra de la) I4
- Perdu (Mont) I5
- Peyrenère (ruisseau) 66
- Picada (puerto de la) II5, II7, 24I, 243
- Piedra del Cantó I9I, I94
- Pista Grande 58, 65, 66, 67, 69, 85, 88, 90, 207
- Plan des Etangs ou Plan dels EstanysII, I2, 3I, 35, 45, 55, 97, 98, 99, I00, I0I, I02, I04, I05, I07, I08, I09, IIO, III, II2 II3, II4, I20, I24, I3I, I35, I36 I37, I38, I39, I4I, I42, I45, I46 I47, I64, I65, I75, 209, 223, 232 233, 236, 238, 239, 240, 244, 246 247, 248, 249, 250, 25I, 254, 263 265, 275, 276, 284, 298, 307, 308 309, 3I2, 3I3, 3I5, 3I8, 3I9, 32I
- Plan dels Estanys (Valleta del) I38
- Pobella I82
- Pobla de Segur I6, I43
- Pomero (pico de) I07, II9, I20, I2I, I25, I28, I29, I38, 209
- Pondiellos (barracos de) 63
- Pont de Suert I6
- Portalet (fort du) 89
- Port Lazo 303
- Posets I2, 23
- Poty I04
- Pourtalet d'Aneu (col) I4, 48,49 55, 75, 83, 86, 89

- Prada (sierra de) 190
Pratprime (collado de) 191, 203
Pruvost 18, 286
Puiforniu 191, 201
Puig Adrall (voir Adrall)
Puy (serrat de) 182, 186, 187, 189
Puig Molesa (voir Molesa)
- Q -
- Quimboa alto 42, 87
- R -
- Raca 71, 91
Raguin 171
Renanue 35, 176, 177
Rencluse ou Renclusa (Refuge ou Refugio) 107, 114, 116, 117, 120, 129, 140, 209, 236, 237, 241, 243, 249, 276
Respumose (lago de) 62
- Rhune (La) 293
Rialp 201
Ribagorça 12
Ribera de Suar 143
Ribera de Llaunes 143
Rinconada 52
Rinero (barranco de) 27, 28
Rius (faille de) 140
Rius (lac de) 140
Rios 145, 148, 174, 180, 193
Rivereta (canal de la) 99, 121, 139
Robaszynski 213, 224
Roche (H. de la) 104
Roger 86, 177, 178
Roig (Serrat) 182, 188, 189
Romadera (Coma) voir Coma
Roncal (rio de) 14
Roselló (pico) ou pic Rosell. 142, 157, 170
Rouge (pic) 42, 45, 46, 47, 48, 65, 226

Roussel 21	Salvaguardia 139, 249
Roy (barranco de) 188, 189	San Antonio (fort) 35
Roya (Canal) 37, 49, 50, 52, 72, 89, 90, 207	Sanguesa 14
Rubió 180, 191, 192, 199,	
Russell 213, 222, 320	San Juan (Sierra de) 190
	San Maquin 191
- S -	San Maurici = San Mauricio 105, 142, 157, 171
Sabollera (Torrente) 144	San Miguel (Ermita de) 202
Saburó 142	San Miquel 188
Sahun 173, 174	San Nicolas de Bujaruelo 12
Saint Barthélémy 18, 299	San Qui 191, 202
Saint Girons 18	San Quiri 188, 189
Saint Jean Pied de Port 293	San Quirico 191, 198
Saison 294	Sansanet 66
Salazar (rio) 14	Saragosse (Zaragoza) 14
Salies (crête de) 100, 121	Sardaigne 20
Salies (pic de) 100, 129, 135	Sardiello-Berrade (barranco de) 143
Sallent 12, 14, 48, 61, 63, 65, 80	

Schmidt 22, 35, 37, 49, 53, 54
73, 113, 174

Schulman 193

Segre (rio) 10, 15, 16, 173,
177, 178, 190, 192, 310, 318,
322

Semir de Arquer (don Ramon de)
12

Sempelayo 180

Senterada 182

Seo de Urgel 10, 12, 16, 17,
190, 201

Serrat de Puy (voir Puy)

Serrat Roig (voir Serrat)

Sesue 176

Seta (rio) 66, 88

Seunes 49, 59

Sia 62, 296, 302

Sitter de 103, 174, 180, 193,
291

Socarrada (cap de la) 143

Solana (barranco de) 188

Solans 102

Solé-Sabaris 13

Somport 14, 48, 49, 92

Soques 55, 56, 57, 61, 63, 207

Soriguera 191, 194, 199, 201, 211

Sort 12, 180, 190

Stille 286

Suar (voir Ribera)

Sulza (Punta) 23

- T -

Tahus 191

Tarragone 14

Termier 286

Têt 300

Thiébaud 29

Tirvia 12, 16, 143, 146, 154, 164
165, 166, 167, 168, 169, 170, 171
264

To (voir Coma de To)

Tobazo (Monte) 65, 66, 67, 69,
71, 88, 92

Tor 32

Tornafort 191, 193

Toro (Collado de) 131, 132,
133, 134

Toro (pico de) 99

Toro (Trou du = Forat de
Aigualluts) 98, 99, 103, 107,
119, 121, 124, 138, 209

Torrassa (Pont de la) 143

Torre (Arroyo de la) 202

Torre de Capdella 173, 178,
180, 181, 182, 183, 185, 186,
187, 188, 211, 281, 304, 305,
306, 313, 319, 320

Tosquera 74

Tozal de Fontana 100

Tredós 16, 135, 165

Trejubell 196

Triste 14

Troumouse 23, 297

Tudela 14

- U -

Urdos 48, 50, 51, 55, 61, 63, 86
88, 89, 90

- V -

Valarties 98, 100, 101, 129, 131
135, 140, 141

Valencia de Are 145

Valira (Gran) 17, 142, 144

Valleta (pico de la) 112

Vallibierna (rio) 25

Van der Lingen 35, 37, 49, 52, 55
64, 66, 90, 91, 92

Van Ginkel 292

Vaysse 29

Verneuil de 21

Vero (rio) 15

Verte (Montagne) 297

Vertiente de Revertera 197

Viella 101, 133, 139, 143, 240

Viella (Hospital de) 133

Viella (Tunnel de) IOI, I29,
242

Vihller II, I76, I77, I92,
2II, 282, 305, 306

Villamur I9I, I92

Villamuerta (Lac, Lago de)
IO7, II4, II5, II6, II8, I39,
209, 243

Villanova I73, I74, I76, 2II,
223, 23I, 253, 258, 260, 262,
298, 30I, 309, 3I3, 32I

Villarrubla I9I, 20I, 202

Villefranche de Conflent 30

Vuelta de las Negras 74

- W -

Wagner 73

Waterlot B. 26

Waterlot G. 26, 288, 303

Waterlot M. 29, I35, I36, I73,
I74, I9I, I98, 205, 248, 250,
25I, 265, 30I, 3I4

Wennekers 49, 96, 234

Wensink 35, 36, 6I, 62, 64, 70,
73, 78, 90, 9I, 94, 96

- Z -

Zandvliet I45, I46, I47, I48,
I49

Zaragoza (Saragosse) I4

Zeiller 63, 73, IO2, 293

Zuriza I2

Zwart I8, 33, IO3, I63, I74, I80,
299.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- ALASTRUE E., ALMELA A., et RIOS J.-M. (1957).- Explicacion al Mapa geologico de la Provincia de Huesca - Escala I/200.000, 253 p. Instituto geologico y minero de España, Madrid.
- ALLAART J.-H. (1953).- La couverture sédimentaire septentrionale du Massif Ax-Montcalm. Leid. geol. med., Deel XVIII, p. 254-271, 4 fig.
- ALMELA A. et RIOS J.-M. (1947).- Explicacion al Mapa geologico de la Provincia de Lerida - Escala I/200.000, 193 p. Instituto geologico y minero de España, Madrid.
- ARMENGAUD A. et JOLIS A. (1958).- Posets-Maladetta. Centro excursionista de Cataluña, Barcelone.
- AUBOUIN J. (1961).- Propos sur les géosynclinaux. Bull. Soc. géol. France, 7° série, t. III, p. 629-711, 16 fig. Discussion.
- AUTRAN A. et GUITARD G. (1955).- Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale au Sud de St Giron (Ariège). C.R. Ac. Sc., t. 241, p. 969-971.
- BEAUGEY (1891).- Observations sur la partie occidentale de la feuille de Luz. Bull. Soc. géol. France, 3° série, t. XIX, p. 93-98.
- BERTRAND L. (1907).- Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Carte géol. France, t. XVII, n° 118, 181 p., 40 fig., 5 pl.

- BERTRAND L. (1911).- Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leur relation avec les Pyrénées orientales et centrales ; essai d'une carte structurale des Pyrénées. Bull. Soc. géol. France, 4ème série, t. XI, p. 122-153, 6 fig., 1 pl.
- BOULANGE B. (1963).- Etude granulométrique de quelques grès du bassin houiller du Nord de la France (groupe d'Hénin-Liétard) D.E.S. Lille.
- BRESSON A. (1903).- Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaine). Bull. Carte géol. Fr., t. XIV, n° 93, p. 1-278, 77 fig. 5 pl., 3 cartes
- BROQUET P., CHARLET J.-M. (1965).- Utilisation de la thermoluminescence naturelle des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes. Ann. Soc. géol. Nord, t. 85, n° 1, p. 79-96.
- CARALP J. (1888).- Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège-Haute Garonne-Vallée d'Aran). Th. Sc. Toulouse, 513 p., 114 fig.
- CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE DE LA FRANCE AU 80.000° (1950).- Feuille de Bagnères de Luchon, 2ème édition, par MM. CASTERAS, DALLONI et RAGUIN
- CARTE GEOLOGIQUE GENERALE DE LA FRANCE AU 1/320 000°, (1949).- Feuille de Bayonne, par MM. REPELIN, LAMARE, CASTERAS et DAGUIN.

- CASTERAS M. (1933).- Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Bull. Carte géol. Fr. t. XXXVII, n° 189, 515 p., 64 fig., 8 pl., 1 carte au 1/200.000°.
- CASTERAS M. (1952).- Esquisse structurale du versant nord des Pyrénées. C.R. 19° Sess. Cong. int. Alger, section XIII, p. 165-180, 1 pl.
- CASTERAS M., PARIS J.-P. (1964).- Sur le socle paléozoïque d'Igouze (B.P.) : nouveaux affleurements. C.R. Ac. Sc., t. 259, p. 3791-3795.
- CASTERET N. (1931).- Le problème du Trou du Toro. Détermination des sources du rio Esera et de la Garonne occidentale. Bull. Soc. d'Hist. nat. Toulouse, t. LXI, p. 89-131.
- CAVET P. (1951).- Découverte du Cambrien à Archeocyathidés dans la zone axiale des Pyrénées Orientales. Interprétation stratigraphique de cette zone. C.R. Ac. Sc. 1232, n° 9, p. 858-859.
- CAVET P. (1957).- Le Paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. (Etude stratigraphique et paléontologique). Bull. Carte géol. Fr., t. IV, n° 254, 216 p., 36 fig., 9 pl., 1 carte au 1/200.000°.
- CHARLET J.-M. (1963).- La thermoluminescence des roches et son utilité en Géologie. Ann. Soc. géol. Nord, t. 83, n° 4, p. 243-258.

- CHARLET J.-M. (1966).- La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques (application à l'étude des séries sédimentaires détritiques ; intérêt dans la datation des granites). Thèse Fac. Polytechnique de Mons (Belgique), 236 p., 71 fig.
- CHARLET J.-M. et WATERLOT M. (1967).- Utilisation de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques bassins carbonifères des Pyrénées centrales espagnoles. A paraître.
- CHARPENTIER J. de (1823).- Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. 633 p., 1 carte, Paris.
- CLIN M. (1959).- Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. Th. Sc. Nancy, 324 p., 27 pl. 1 carte au 1/50 000° (exemplaire ronéotypé).
Même texte mém. B.R.G.M. 1964, n° 27.
- CLIN M. et BEZANCON J.-P. (1965).- Le contact méridional du Massif granitique de Cauterets. Traits généraux et particularités structurales. Actes Soc. Linnéenne de Bordeaux, série B, n° 6, t. 102.
- CLIN M. et MIROUSE R. (1963).- Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogénèse hercynienne. C.R. Ac. Sc. t. 256, p. 216-218.

- CLIN M. et MIROUSE R. (1966).- Aperçu sur l'histoire de la Zone Primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales exemplaire photocopié
- CLIN M., DE LA ROCHE H., LELONG F., POTY B. (1963).- Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales). Sciences de la Terre, t. IX, p. 149-174, 12 fig.
- COMTE P. (1959).- Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère cantabrique. Memoires Institut. geologico / Minero de España
- DALLONI M. (1910).- Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Ann. Fac. Sc., Marseille, t. XIX, 444 p., 5 fig., 4 pl., 1 carte.
- DALLONI M. (1913).- Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras. Bull. Soc. géol. France, 4^e série, t. XIII, p. 243-263.
- DALLONI M. (1929).- Le Carbonifère des Pyrénées catalanes. C.R. Congr. A.F.A.S., La Rochelle, 1928, p. 321.
- DALLONI M. (1930).- Etude géologique des Pyrénées catalanes. Ann. Fac. Sc. Marseille, t. XXVI, 373 p., 65 fig., 14 pl., 1 carte.
- DELATTRE Ch. (1952).- Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. Mém. Carte géol. dét. France.

- DELATTRE Ch. et WATERLOT G. (1959).- Les formations rouges et vertes de Bréhec et Plourivo (Feuille de Tréguier au 80.000°). Bull. Cart. géol. France. n° 257. Tome LVI (1958) p. 53-62, 7 fig.
- DELATTRE Ch. et WATERLOT M. (1963).- Observations nouvelles sur le Carbonifère du Plan des Etangs (Hautes Pyrénées espagnoles). C.R. Ac. Sc., t. 256, p. 453-454.
- DELATTRE Ch. et WATERLOT PAYRE M. (1967).- Etude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles). Ann. Soc. géol. Nord. T. LXXXVII, 1° fasc. sous presse.
- DELEPINE G., DUBAR G. et LAVERDIERE J.W. (1929).- Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 236-238.
- DELEPINE G. (1930).- Les zones à Goniatices du Carbonifère. Livre jubilaire cent. Soc. géol. Fr., p. 213-233.
- DELEPINE G. (1935a).- Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. Première partie : Goniatices et Crustacés des nodules phosphatés de l'Ariège. Bull. Soc. géol. Fr., 5ème série, T.V., p. 65-75, 1 pl.
- DELEPINE G. (1935b).- Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. Deuxième partie : la faune de Mondette. Bull. Soc. géol. Fr., 5ème série, t. V., p. 171-189, 3 pl.

- DELEPINE G. (1935c).- Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et du NW de l'Espagne (Asturies). Deuxième Cong. Av. Et. Strat. Carb. Heerlen, t. I, p. 139-158.
- DELEPINE G. (1943).- Les faunes marines du Carbonifère des Asturies. Mém. Ac. Sc., t. 66, 122 p., 6 pl.
- DESTOMBES J.-P. (1949).- Stratigraphie de l'Ordovicien des Hautes Pyrénées. C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 138-140.
- DESTOMBES J.-P. (1960).- Le problème du Cambrien dans les Pyrénées françaises. C.R. 21^o sess. Cong. géol. int., Copenhague, Abstracts, p. 66.
- DESTOMBES J.-P. et VAYSSE A. (1947).- Sur le Gothlandien de la Vallée de la Pique (H.G.). Bull. Soc. géol. Fr., 5ème série, t. XVII, p. 403-409, 1 pl.
- DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E. (1953).- Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute Garonne). C.R. soc. géol. Fr (6), p. 337.
- DOLLE P. (1959).- Note sur les méthodes de travail employées au laboratoire du Service géologique des H.B.N.P.C. Revue ind. Minérale, vol. 41, n° 2, p. 115-124.
- DURAND DELGA M. et LARDEUX H. (1958).- Les lydiennes à Tentaculites de Cascastel (Massif de Mouthoumet, Aude). C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 18-20.

- DUROCHER (1841-1844).- Essai sur la classification du terrain de transition des Pyrénées. Ann. des Mines, 3^o série, t. VI, p. 15-113.
- ESCHER B.G. (1953). Une perspective - relief de la région du Trou du Toro et des Gouëils de Jouéou (Pyrénées centrales). Premier Congrès International de Spéléologie, T. II, section I, 2 pages, 1 fig.
- HEDDEBAUT Cl. (1967).- Découverte d'un Westphalien à plantes dans les Pyrénées basques françaises. C.R. somm. Soc. géol. France, fasc. 3, p. 81.
- HERNANDEZ SAMPELAYO R. (1942).- Notas sobre la cuenca carbonifera de Erill-Castell (Lerida). Notas y Comunic. Institut. geologico y minero de España n^o 10.
- JACOB C. (1930).- Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. Livre jubilaire Cent. Soc. géol. Fr., t. II, p. 389-410.
- JACOB C., FALLOT P., ASTRE G., CIRY R. (1926).- Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. C.R. XIV^e Congr. Intern. Géol. (Madrid) 2^{ème} fasc., p. 335-411, 7 fig., 4 pl.
- JUNG J. (1953).- Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des Massifs hercyniens français. B.S.G.F., 6^{ème} série, t. III, fasc. 4-6, p. 329-339.

- KEIZER J. (1953).- La Géologie de la couverture sédimentaire du Massif de l'Arize. Leid. geol. Med. Deel XVIII, p. 229-253, 16 fig., 1 carte au 1/50.000°.
- KLEINSMIEDE W.F. (1960).- Geology of the valle de Aran (Central Pyrenees) Leid. Geol. Med., Deel XXV, p. 129-245, 77 fig., 1 carte.
- LAMARE P. (1936).- Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Mém. Soc. géol. Fr., t. XII, mém. n° 27, 462 p., 7 pl.
- LAPPARENT J. DE (1911).- Le Pic du Midi d'Ossau (Histoire d'un volcan à l'époque permienne). Bull. Soc. fr. Min., t. 34, p. 270-317, 1 carte.
- LAVERDIERE J.W. (1930).- Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. Mém. Soc. géol. Nord, t. X, fasc. 2, 131 p., 12 fig., 1 carte, 8 pl.
- LEYMERIE A. (1868).- Récit d'une exploration géologique de la vallée du Sègre. Bull. Soc. géol. Fr., (2), 26, p. 653.
- LIZAU Y ROLDAN J. DE (1951).- Estudio sobre las conexiones subterranas de las cabeceras de los rios Esera y Garona. Libro Jubilar (1849-1949) Tome II, Institut. geologico y Minero de España, p. 383-425.
- LLOPIS LLADO N. (1948).- Sur le type tectonique du Paléozoïque de la Haute vallée du rio Aragon (Pyrénées, Espagne). C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 95-97.

- LLOPIS LLADO N. (1966).- Sur le Dévonien du synclinorium de Cassamanya (Andorre, Pyrénées orientales). C.R. somm. S.G.F., 1966, fasc. I, p. 27.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire : les séries marines 722 p., 180 fig., Masson Paris.
- MALLADA L. (1878).- Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Memorias de la comission del Mapa geologico de España. 439 p., 1 carte au 1/400.000°, 1 pl. t×v
- MARTINEZ ALVAREZ J. (1962).- Estudio geologico del reborde oriental de la cuenca carbonifera central de Asturias. Instit. de Est. Asturianos. Diputacion de Asturias. Oviedo, 2 tomes.
- MENGEL O. (1910).- Stratigraphie et tectonique de l'flot primaire de la Guardia, entre le Sègre et la Noguera Pallaresa. C.R. Ac. Sc., t. 151, p.B.36-B.39.
- MEY P.H.W. - Exposés d'excursion (1965) et Thèse à paraître (1967)
- MILON Y. (1927).- Nouvelles données concernant le problème briovérien de Bretagne. C.R. somm. Soc. géol. France, p. 102-104.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des Argiles. 499 p., 75 fig., 12 pl., 15 tabl. Masson et Cie.

- MIROUSE R. (1959).- Sur l'âge des andésites de la haute vallée du gave d'Aspe et de l'Aragon Subordan. C.R. Ac. Sc., t. 248, p. 2361-2363.
- MIROUSE R. (1962).- Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone Primaire Axiale des Pyrénées. Thèse Sc. Toulouse, 2 tomes, 672 p., 16 pl., 135 fig., 1 carte h.t.
- MISCH P. (1934-1948).- Estructura tectonica de la région central de Los Pirineos. (Publicaciones extranjerias sobre Geologia de España), t. IV, Madrid, 1948, 178 p., 51 fig. 6 pl.) Traduction de : Der Bau Der Mittleren südpyrenäen Beitr. zur geol. der westlichen Mediterrangebiete n° 13, Berlin, 1934, par Joaquin Gomez de Llarena.
- OVTRACHT A. et FOURNIE L. (1956).- Signification paléogéographique des Griottes dévoniennes de la France méridionale. Bull. Soc. géol. Fr., 6ème série, t. VI, p. 71-80.
- OVTRACHT A. (1960).- Paléogéographie du Massif primaire de Mouthoumet (France). C.R. 21° sess. Congr. géol. Int. Copenhague, part. XII, p. 56-64, 6 fig.
- PRUVOST P. (1951).- L'Infracambrien. Bull. Soc. belge Géol. Hydrol. Pal., t. 60, fasc. I, p. 43.
- RAGUIN E. (1938).- Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. Bull. Soc. géol. France, 6ème série, t. VIII, p. 11-36, 1 pl.

- RIOS J.-M. (1957).- Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el segundo campamento para practicas de Geologia "Panticosa 1956". Notas y comunicaciones inst. geol. min. Esp., nº 45, 25 p., 12 pl.
- RIOS J.-M. (1958).- Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el tercer campamento para practicas de Geologia "Panticosa 1957". Notas y comunicaciones Inst. geol. min. Esp., nº 49, 13 p., 14 pl.
- RIOS J.-M. (1959).- Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el quinto campamento para practicas de Geologia "Canfranc 1959". Notas y comunicaciones Inst. geol. Min. Esp., nº 56, 20 p., 17 pl.
- RIOS J.-M. (1960).- Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el sexto campamento para practicas de geologia Panticosa "Hecho" 1960. Notas y comunicaciones Inst. geol. Min. Esp., nº 60, 23 p.
- ROGER Ph. (1965).- Etude stratigraphique et structurale de la zone des Nogueras entre l'Esera et l'Isabena (Huesca-Espagne).
Actes Soc. Linnéenne Bordeaux, tome 102, série 3, nº 5 ; 27 p. 1 carte 1/20.000°.
- ROUSSEL J. (1903).- Sur le Carbonifère des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France. (4), 3 p. 439.
- RUIZ FALCO M. et MADARIAGA R. (1941).- Aportacion al estudio de los terrenos carbonifero y permiano en España. Bol. inst. Geol. Min. Esp., T. LV, 3ème série, nº 15, p. 145-247, 1 pl.

- RUSSELL D. (1935).- Frequency percentage determination of detritical quartz and feldspath. Journ. Sed. Petrology vol. 5, 1935, p. 104-114.
- SCHMIDT H. (1931).- Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen Abh. Ges. Wiss. Gött. III, H. 5, 85 p., 21 fig. 2 pl.
- SCHMIDT H. (1943).- El Paleozoico en el Pirineo español. Publicaciones alemanas sobre Geología de España t. 2 p. 101-201 (trad. D. San Miguel de la Cámara).
- SCHMIDT H. (1951).- Nuevas Faunas namurienses de los Pirineos occidentales de España. Publicaciones extranjeras sobre Geología de España. t. VI, nº 32, 23 p., 4 fig., 2 pl. traduction de Neue Faunen aus dem Namur des nordöstlichen Spaniens. Zeitsch. der Paläont, Gesellschaft 24 3/4 p. 184-193.
- SCHULMANN N. (1959).- Geology of Tornafort area. Central Pyrenées, Noguera de Pallaresa, Prov. de Lerida-Spain. Leidse Geol. Meded., Deel 24, Afl I, pp. 407-414.
- SITTER L.U. de (1950).- El desarrollo del Paleozoico en el Noroeste de España. Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, t. V, p. 7-39, 9 fig.
- SITTER L.U. de (1953).- Note préliminaire sur la Géologie du Val d'Aran. Leid Geol. Med., Deel XVIII, p. 272-280, 2 fig.

- SITTER L.U. de, ZWART H.J. (1953).- Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires : Alpes, Pyrénées et Haut Atlas. Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol., 62, fasc. I.
- SITTER L.U. de (1956).- Structural Geology. 552 p., 309 fig., Mc Graw Hill, London.
- SITTER L.U. de (1957).- Corte Geologico a traves de los Pirineos centrales. Notas y comunicaciones Instituto geologico y Minero de España, nº 46, 33 p., 16 fig.
- SITTER L.U. de (1959).- The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lerida. Estudios Geologicos, vol. XV p. 349-360, 4 coupes, 1 carte au 1/200.000°.
- SITTER L.U. de (1962).- The structure of the southern slope of the cantabrian Mountains : explanation of a geological map with section, scale 1/100.000°. Leidse Geol. Med., Deel 26, pp. 255-264.
- SITTER L.U. de (1965). Explanation to the geological map of the cantabrian Mountains, sheet Pisuerga, scale 1/50.000°, Leidse Geol. Med., Deel 31
- SITTER L.U. de (1965).- I Pirinei. Mem Geopal.Univ. Ferrara, vol. I, fasc. III, nº 8, p.199-209, 2 fig.
- SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE (1958).- Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées orientales (France et Espagne). Bull. Soc. Geol. France, 6ème série, t. VIII, p. 805-978, 22 fig.

- SOLE SABARIS L. (1951).- Les Pirineos. El Medio y el Hombre
Editorial Alberto Martin Barcelone.
- SOLE SABARIS L., FONTBOTE J.-M., MASACHS V. et VIRGILI C. (1956).
Elementos estructurales de la Zona axial en el alto
Ribagorzana, 2ème Cong. int. et. pyr., Luchon-Pau, t. 2,
Section I, p. 171-183, I coupe.
- STILLE H. (1951).- Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge
im Bilde des gesamteuropäischen. Geol. Jahrb ; Beih 2,
I vol.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1952).- Histoire géologique de la
Biosphère. 721 p., 117 fig., 35 cartes ; Masson, Paris.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1957).- L'évolution de la Lithosphère.
Orogenèse (t. II). 435 p., 64 fig. ; Masson, Paris.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1960a).- Erosion et sédimentation.
412 p., 195 fig.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1960b).- L'épeirogenèse méso-carbonifère
et ses conséquences. Bull. Soc. géol. France, 7ème série,
t. II, p. 677-686.
- THIEBAUT J. (1959).- Profondeur de la mer gothlandienne dans les
Pyrénées. Revue Générale des Sciences Pures et Appliquées,
Numéro spécial Cong. Périgueux, II, p. 69-72, I fig.
- VAN DER LINGEN G.J. (1960).- Geology of the Spanish Pyrenees,
North of Canfranc, Huesca province. Estudios geologicos,
t. 16, n° 4, p. 205-242, 48 fig., 3 pl., I carte.

- VAN GINKEL (1965).- Carboniferous Fusilinids from the Cantabrian Mountains (Spain). Leidse Geol. Med. Deel. 34, p. 1-217.
- VAN LANDEWIJK J.E. (1960).- Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif (Spanish Pyrenees). Estudios geologicos, t. 16, n° 1, p. 25-53, 1 fig., 1 dépl. h.-t.
- WATERLOT B. (1965).- Découverte d'une faune graptolitique géante dans le Llandovérien et le Tarannonien inférieur des environs de Porto (Portugal). Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXV, p. 159-167, 1 pl.
- WATERLOT B. (1965).- Sur la faune graptolitique gothlandienne des environs de Porto (Portugal). D.E.S. Lille 54 p., 5 pl.
- WATERLOT G. (1944).- Sur l'extension au Pays basque de la grande faune graptolitique de Sardaigne. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. 45, n° 216, p. 255-264.
- WATERLOT G. (1945).- Les Graptolites du Maroc. Première partie : Généralités sur les Graptolites. Mém. Serv. Géol. Mar., Mém. n° 63, 112 p., 70 fig.
- WATERLOT G. (1945).- L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases de plissements calédoniens et hercyniens. Bull. Soc. Géol. Fr., 5ème série, t. 15, p. 344.
- WATERLOT G. (1948).- La faune graptolitique spéciale à la mésogée occidentale. C.R. Ac. Sc., t. 226, p. 681-683.

- WATERLOT G. (1956).- Le Cambrien de l'Ardenne. Cong. Géol. Intern. Mexico, t. I, part. I, p. 161-183.
- WATERLOT M. (1961).- Contribution à l'étude de la série stratigraphique gothlandienne et anté-gothlandienne de la vallée du rio Esera (Province de Huesca, Espagne). Ann. Soc. géol. Nord. t. LXXXI, p. 73-78, 1 pl.
- WATERLOT M. (1964).- Note préliminaire à l'étude géologique du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles). Ann. Soc. géol. Nord. t. LXXXIV, p. 137-140.
- WATERLOT M. (1965).- Sur quelques caractères du Dévonien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne). Ann. Soc. géol. Nord. t. LXXXV, p. 247-250, 3 fig.
- WENSINK R. (1961).- Paleozoic of the Gallego' and Ara valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees. Estudios geologicos, vol. XVIII, p. 1-74, cartes h.t.
- ZANDVLIET J. (1960).- The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. Leid. Geol. Med., Deel XXV, p. 1-127, 46 fig.
- ZEILLER R. (1886).- Note sur des empreintes houillères recueillies par M. Gourdon dans les Pyrénées centrales. Bull. Soc. géol. France. 5ème série, t. XIV, p. 328-329.

ZEILLER R. (1895).- Note sur la flore des gisements houillers de la Rhune et d'Ibantelly (Basses-Pyrénées). Bull. Soc. géol. Fr., 23, p. 482-489, pl. VI.

ZWART H.J. (1953).- La Géologie du massif du Saint Barthélémy. Leid. Geol. Med., Deel XVIII, p. 1-228, 32 fig., 1 carte au 1/35.000°.

ZWART H.J. (1965).- Geological Map of the Central Pyrenees ; sheet 6.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIERES

- TOME I -

	page
Avant-Propos	I
PREMIERE PARTIE : Généralités. Limites et moyens de l'étude et Hydrographie	10
DEUXIEME PARTIE : Etude stratigraphique et tectonique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles.	
Chapitre Premier : Introduction stratigraphique :	
Les formations antérieures au Carbonifère	18
1°) Les terrains anté-gothlandiens des Pyrénées ..	18
2°) Le Gothlandien des Pyrénées espagnoles	21
1) Historique et stratigraphie	21
2) Rôle tectonique des sédiments gothlandiens	27
3°) Le Dévonien des Pyrénées espagnoles	31
1) Introduction	31
2) Le Dévonien de la partie orientale des Pyrénées espagnoles	32
3) Le Dévonien aragonais	34
4) Le Dévonien de la partie occidentale des Pyrénées centrales espagnoles	35
5) Tableau récapitulatif	38
Chapitre Deuxième : Description des différents bassins carbonifères anté-stéphanien	41
1°) Le Carbonifère des régions comprises entre le rio Aragon Subordan et le rio Esera	42

1) Le synclinal d'Aragon Subordan (Synclinal Pene Blaque-Pic Rouge rio de Acherito) ...	42
A) Généralités et situation géographique ..	42
B) Coupe le long du chemin allant du Cuartel de Carabineros à la France par le col de Pau	43
C) Coupe dans les contreforts du Pic Rouge	45
D) Description des coupes établies sur le versant français	46
E) Tableau de corrélations stratigraphiques des formations carbonifères du Synclinal d'Aragon Subordan	46
2) Terminaison méridionale du Carbonifère du Bassin d'Urdos	48
A) Généralités et situation géographique ..	48
B) Carbonifère compris entre les crêtes dominant le col du Somport et le col du Pourtalet	49
a) Généralités	49
b) Stratigraphie du Canal Astun et du Canal Roya	50
c) Le Carbonifère de Los Calcites-Pic Soques	55
d) Le Carbonifère compris entre le massif granitique de Cauterets et le massif granitique de Panticosa	61
C) Le Carbonifère du rio Escarra	63
a) Historique de l'étude	63
b) Localisation géographique	65
c) Etude du Carbonifère de la Pista Grande	66
- Généralités	66
- Stratigraphie détaillée du Carbonifère de la Pista Grande	67

d) Etude du Carbonifère du rio Escara	
sensu-stricto	70
= Généralités	70
= Localisation des coupes	74
= Coupe de base (partie haute du bassin du rio Escara)	76
= Coupe dans la région de Hoya de Balsera	80
= Observations dans la haute vallée du Barranco de Culivillas	83
3) Grands traits tectoniques des bassins carbonifères de l'Aragon Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdo	86
4) Le Carbonifère compris entre la vallée de Bujaruelo et le rio Esera	94
A) Le Carbonifère de la vallée de Bujaruelo	94
B) Affleurements situés à l'E de la vallée de Bujaruelo et à l'W du rio Esera	96
2°) Le Carbonifère de la bordure Nord et Nord-Est du Massif granitique de la Maladetta	98
1) Le Synclitorium carbonifère du Plan des Etangs	98
A) Localisation géographique	98
B) Etude géologique	101
a) Historique	101
b) Stratigraphie et étude géologique des formations voisines : Anté-Gothlandien, Gothlandien, Dévonien, Granite du Lys Caillaouas, Granite de la Maladetta	103

= les massifs granitiques	I04
+ le massif du Lys-Caillaouas	I04
+ Maladetta	I04
= les formations anté-dévonniennes ...	I05
= les formations dévonniennes	I06
c) Etude des coupes stratigraphiques	
détaillées	I07
= généralités et localisation des coupes	I07
= coupe au niveau du Plan des Etangs sensu-stricto	I08
= coupe au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta	I14
= coupe au niveau du Forat des Aigualluts et du Pico de Pomeró ...	I19
= coupe dans le Carbonifère de la Vallée du rio Negro	I29
= extrémité orientale du Carbonifère du Plan des Etangs	I31
= résumé de la stratigraphie du syn- clinorium carbonifère du Plan des Etangs	I35
d) Les grands traits tectoniques du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs	I36
- le contact entre le Dévonien et le Carbonifère	I36
- les principaux plis	I38
- les principales failles	I39
2) Le Synclinorium carbonifère de Espot-Andorre	I42
A) Localisation géographique	I42

B) Etude géologique	I44
a) Historique	I44
b) Les grandes lignes stratigraphiques des formations antérieures au Carbo- nifère du Synclitorium de Espot- Andorre	I48
= le Cambro-Ordovicien et le Gothlandien	I48
= le Dévonien	I49
Etude des coupes stratigraphiques	
c) détaillées	I50
= stratigraphie du rio Cardós (coupe-type)	I50
= localisation des autres coupes effectuées	I54
= coupe géologique le long du rio d'Escart	I55
= coupe géologique le long du torrent de Bayasca	I59
= coupe entre Burch et Farrera	I61
= terminaison orientale du synclino- rium de Espot-Andorre	I62
d) Grands traits tectoniques du Synclinal de Espot-Andorre	I64
3°) Le Carbonifère des régions situées au Sud et au Sud-Est du Massif granitique de la Maladetta, entre le rio Esera et le rio Segre	I73
1) Le Carbonifère de la région de Benasque et de Villanova	I73
A) Région de Benasque	I73
B) Région de Villanova	I75

2) Le Carbonifère de Vilaller et les affleurements carbonifères de la partie occidentale de la Zone des Nogueras	176
A) Le Carbonifère de Vilaller	177
B) Le Carbonifère de la partie occidentale de la zone des Nogueras	177
3) Le Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró	178
A) Localisation géographique. Historique ...	178
B) Description de la série stratigraphique	181
a) le Dévonien terminal	181
b) la série stratigraphique carbonifère	181
= localisation des coupes utilisées pour l'établissement de la stratigraphie	181
= description d'une série synthétique	182
C) Les grands traits tectoniques du Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró	187
4) Le Bassin carbonifère anté-stéphanien de Feixa-Castellás-Espahent	190
A) Localisation géographique	190
B) Historique de l'étude géologique du bassin	192
C) Stratigraphie du bassin carbonifère de Feixa-Castellás	194
a) localisation des coupes étudiées	194
b) coupe dans la région de Biscarbo	194
c) coupe dans la région de la Guardia de Arès	196
= base de la série	197
= partie supérieure de la série	198
d) coupe à l'aplomb de Sorigüera	199

D) Grands traits tectoniques du bassin carbonifère de Feixa-Castellas-Espahent	201
--	-----

Chapitre troisième : Tableaux résumant la stratigraphie du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles	206
--	-----

- TOME II -

TRCISIEME PARTIE : Etude sédimentologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles

Chapitre Premier : Les Méthodes utilisées	213
1°) Méthodes granulométriques	214
1) Prise des échantillons	214
2) Méthode de comptage	215
3) Utilisation de la méthode de D. Russel	222
2°) Utilisation de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths	223
3°) Les schistes	224

Chapitre Deuxième : Les Formations gréseuses

1°) Etude granulométrique des formations grésosfeldspathiques carbonifères du synclinal d'Aragon Subordan (Synclinal Pene Blaque-Pic-Rouge)	226
1) Etude des grès feldspathiques de la base de la série du synclinal d'Aragon Subordan	226
2) Evolution latérale d'un banc gréseux	229

2°) Etude sédimentologique des formations grésosfeldspathiques du Synclinorium du Plan des Etangs	232
1) Etude granulométrique	232
A) Les séries basales	232
B) Les séries supérieures	244
2) Renseignements fournis par la thermoluminescence	248
3) Conclusions paléogéographiques à l'étude sédimentologique des formations grésosfeldspathiques du Synclinorium du Plan des Etangs	251
3°) Etude granulométrique des formations gréseuses de la région de Villanova	258
4°) Etude sédimentologique des grès calcaireux et des calcaires gréseux du Synclinorium de Espot-Andorre	263
5°) Etude granulométrique des formations gréseuses du bassin de Feixa-Castellás-Espahent	265
1) Série de la Guardia de Arès	266
2) Série de Biscarbó	271
3) Conclusions	271

Chapitre Troisième : Les Schistes

Généralités	275
Tableaux de Mesures	276
Conclusions	283

QUATRIEME PARTIE : Comparaisons et étude paléogéographique

Chapitre Premier : La place des Pyrénées dans la paléogéographie hercynienne

1°) Généralités	286
-----------------------	-----

2°) La Cordillère de l'Europe moyenne 287

Chapitre Deuxième : Résumé des travaux récents traitant
de la stratigraphie du Carbonifère,
des Asturies au Massif de Mouthoumet

Chapitre Troisième : Les grandes lignes paléogéographiques

1°) Les différentes aires paléogéographiques 302

2°) Succession chronologique des mouvements
orogéniques 314

CINQUIÈME PARTIE : Conclusions 317

Planches photographiques .

Liste des illustrations

- Liste des dépliants 324
- Liste des figures 327
- Liste des planches 334

Liste des Termes géographiques et des Auteurs cités 335

Liste Bibliographique 354

Table des Matières 372

S E C O N D E T H E S E

PROPOSITIONS DONNEES PAR LA FACULTE

"PHYSIONOMIE ET REPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GEOGRAPHIQUE
DE LA FAUNE GRAPTOLITIQUE GEANTE".

Vu et approuvé

LILLE, le 12 Juillet 1967

Le Doyen de la Faculté des
Sciences de LILLE,

Pour le Doyen empêché
l'Assesseur

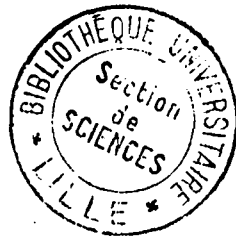
J. HEUBEL

Vu et permis d'imprimer

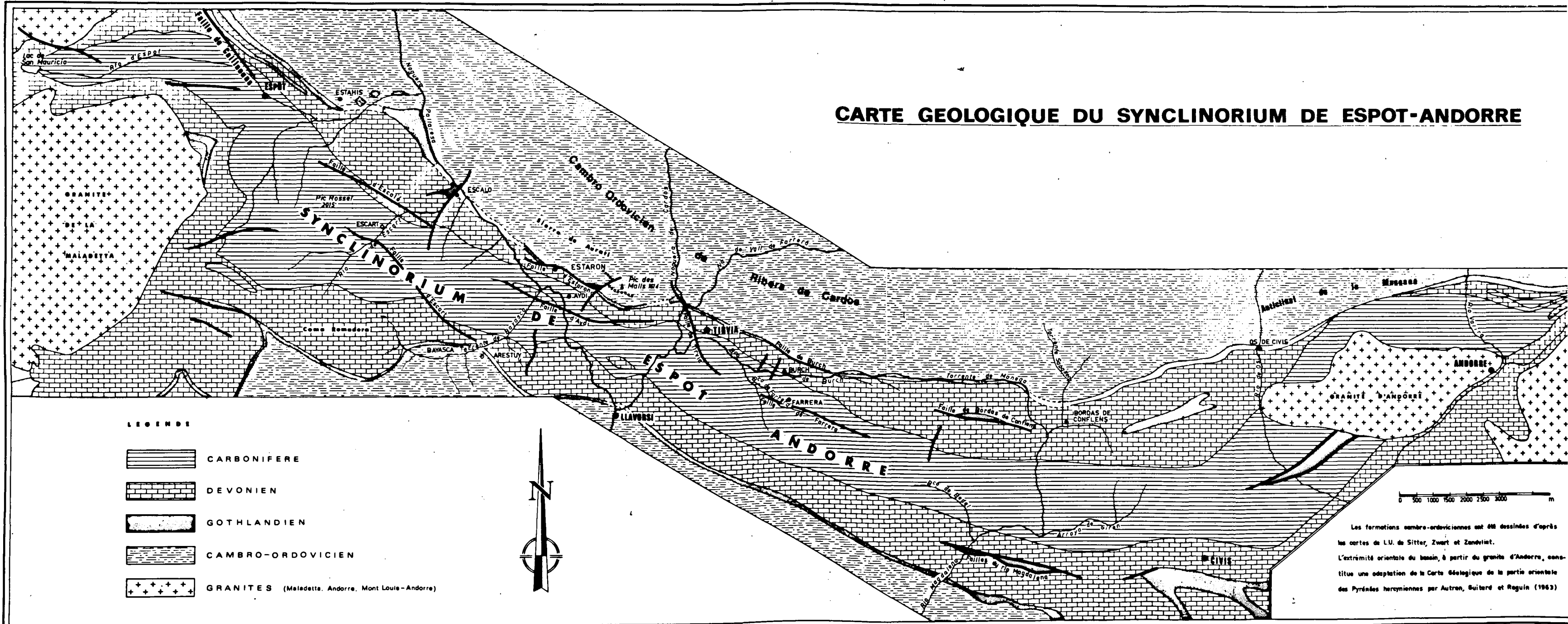
LILLE, le 13 Juillet 1967

Le Recteur de l'Académie de LILLE,

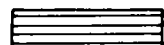
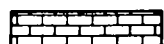

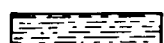
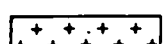
G. DEBEYRE

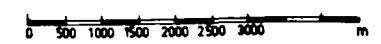


CARTE GEOLOGIQUE DU SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE



LEGENDE

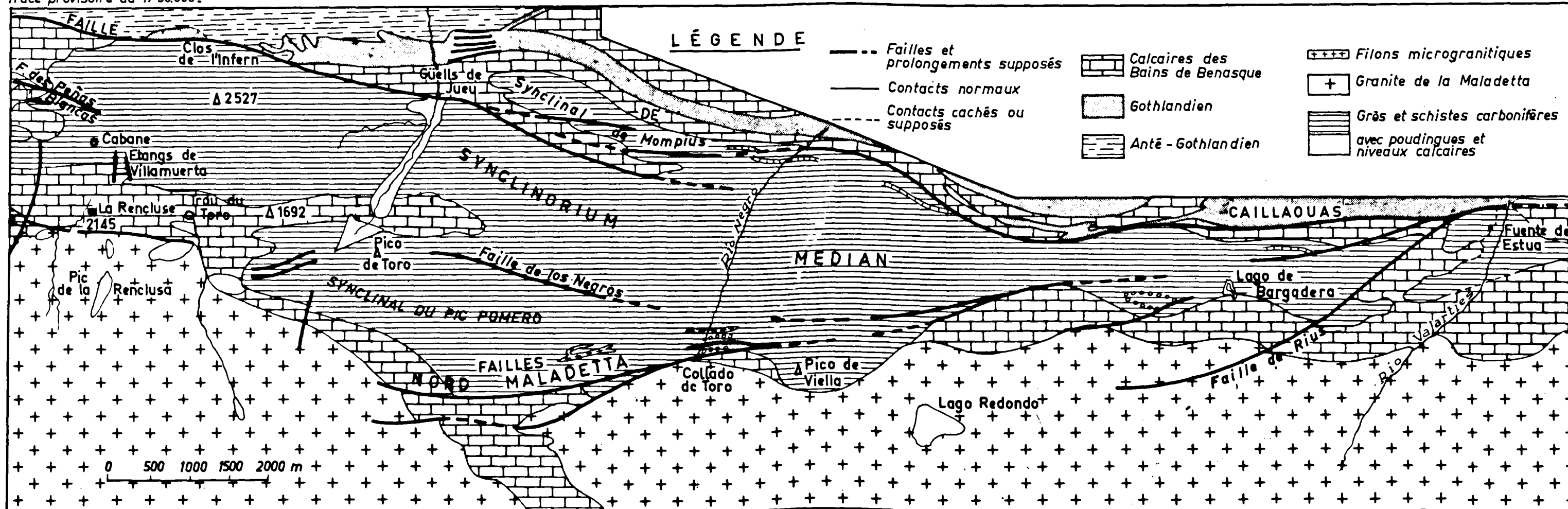
-  CARBONIFERE
-  DEVONIEN
-  GOTHLANDIEN
-  CAMBRO-ORDOVICIEN
-  GRANITES (Maladetta, Andorre, Mont Louis-Andorre)



Les formations cambro-ordoviciennes ont été dessinées d'après les cartes de L.U. de Sitter, Zwart et Zandvliet.
L'extrémité orientale du bassin, à partir du granite d'Andorre, constitue une adaptation de la Carte Géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes par Autran, Guillard et Reguin (1963)

Tracé provisoire au 1/50.000^e

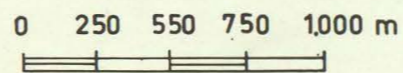
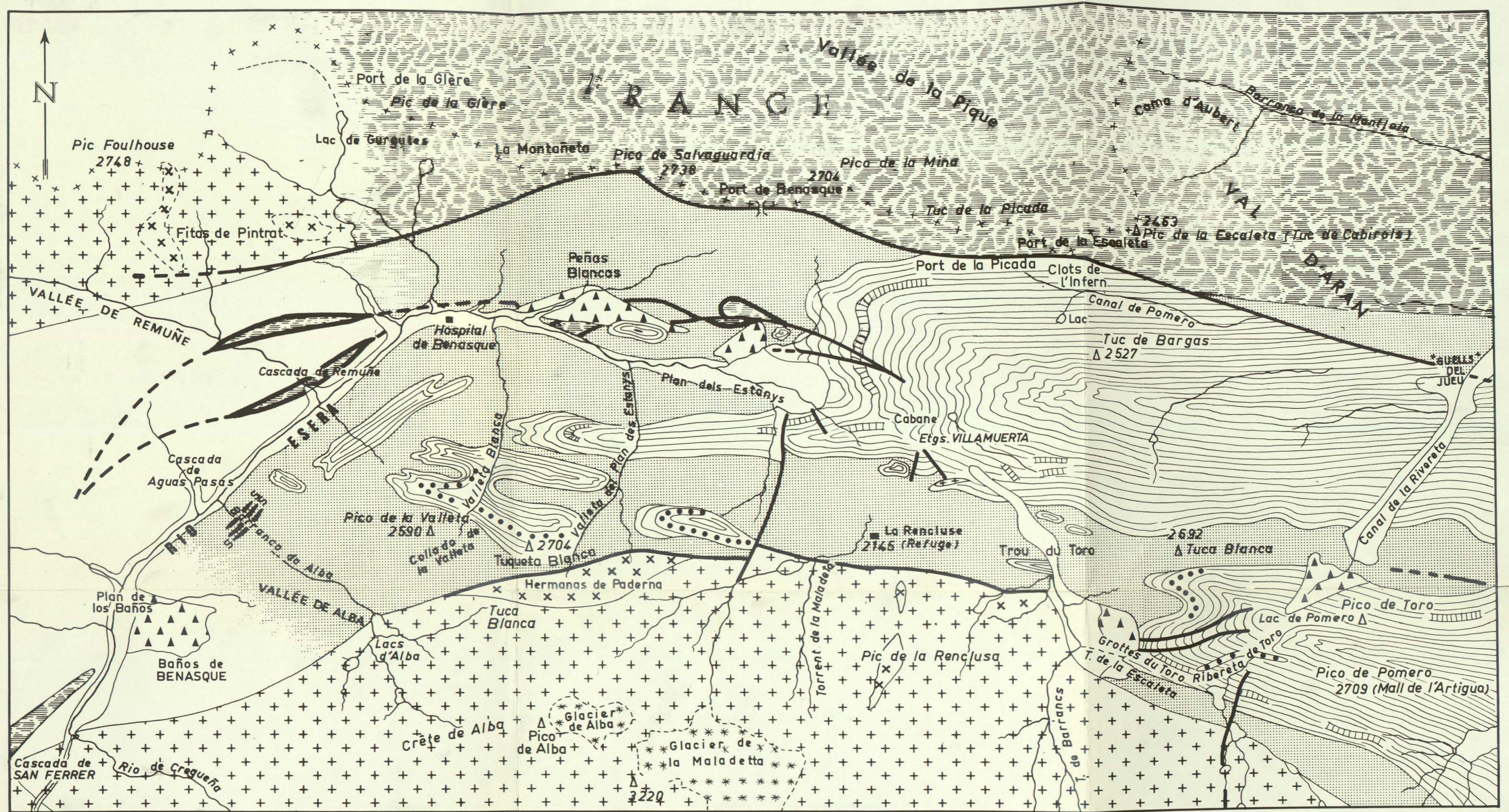
DÉPLIANT C

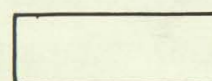
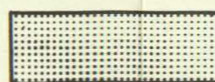
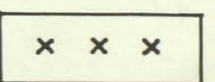
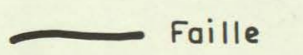
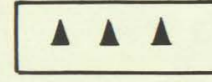

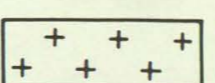
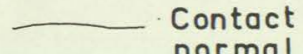
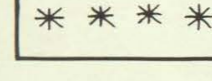
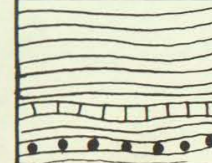



CARTE GÉOLOGIQUE DU SYNCLINORIUM CARBONIFÈRE DU PLAN DES ÉTANGS

Les sédiments anté-dévonien situés au N du synclinatorium ont été représentés à partir de la feuille 7 de la "GEOLOGICAL MAP OF THE CENTRAL PYRENEES" de MM. de Sitter, Zwart et Kleinsmiede

Carte Géologique de la partie occidentale du Synclinorium du Plan des Etangs



- | | | | | | | | |
|---|-----------|--|---|---|---|---|----------------|
|  | Alluvions |  | Calcaires et calcschistes des Bains de Benasque |  | Formations anté-dévonniennes métamorphisées |  | Faille |
|  | Eboulis |  | Formations anté-dévonniennes |  | Granites (Maladetta et Lys-Caillaouas) |  | Contact normal |
|  | Glaciers |  | Grès feldspathiques et Schistes carbonifères |  | Schalsteins | | |
| | | | Niveaux de poudingues et de calcaires | | | | |



SAN SEBASTIAN

BAYONNE

PAU

TARBES

AUCH

TOULOUSE

PAMPLONA

LOGRONO

HUESCA

FOIX

ANDORRE

SIERRA DEL CADI

OLORON ST^e Marie

ST JEAN-PIED-DE-PORT

LOURDES

ST GAUDENS

ST GIRONS

Mt de Abadi

pic d'Anie

NEUVILLE

ST BEAT

VALENCIA de Ardo

Mt Fourcat

P. de Gabas

P. de Urds

P. de Gavarnie

P. de Bielsa

P. de Benasque

P. de Arago

P. de Sant Joan de Lloria

P. de Hecho

P. de Sandinia

P. de Biescas

P. de Gistain

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs

P. de Berdun

P. de Jaca

P. de Oturia

P. de Cotiella

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs

P. de Berdun

P. de Jaca

P. de Oturia

P. de Cotiella

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs

P. de Berdun

P. de Jaca

P. de Oturia

P. de Cotiella

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs

P. de Berdun

P. de Jaca

P. de Oturia

P. de Cotiella

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs

P. de Berdun

P. de Jaca

P. de Oturia

P. de Cotiella

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs

P. de Berdun

P. de Jaca

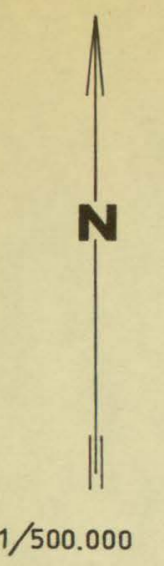
P. de Oturia

P. de Cotiella

P. de Senterada

P. de Lladore

P. de Sant Tirs



1/500,000