

## SÉANCE MENSUELLE DU 17 FÉVRIER 1953.

*Présidence de M. A. GROSJEAN, président.*

Sont admis en qualité de membres effectifs :

MM. GINO TOVAZZI, Doct. Ing. Chimica. Bolzano (Italie),  
Via Rovigo, 65; présenté par MM. André Delmer  
et René Cambier.

INSTITUTE OF HYDROGEOLOGY, Technical University of  
Istanbul. Beyoglu-Istambul (Turquie); présenté  
par MM. Hugo Fournier et René Cambier.

### Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

- 10769 ... Carte géologique : Urandangi, 4 mile. Sheet F 54-55,  
avec texte explicatif. Canberra A.C.T., 1 feuille.
- 10770 ... II<sup>e</sup> Congrès panafricain de Préhistoire. Livret-guide  
de la Session des excursions (29.IX-4.X) (19.IX-16.X).  
Alger, 1952, 177 pages.
- 10771 ... II<sup>e</sup> Congrès panafricain de Préhistoire. Livret-guide  
Excursion « E ». Partie marocaine. Alger, 1952,  
19 pages.
- 10772 ... Gouvernement général de l'Algérie. Travaux du labo-  
ratoire d'anthropologie et d'archéologie préhisto-  
riques du Musée du Bardo. Alger, 1952, 133 pages  
et figures.
- 10773 *Anderson, E. M.* The dynamics of faulting and dyke  
formation with applications to Britain. Londres, 1951,  
206 pages et 33 figures.
- 10774 *Bourcart, J.* Les frontières de l'Océan. Paris, 1952,  
317 pages et 77 figures.
- 10775 *Brouwer, H. A.* Sur les granites à l'Est du bassin de  
Saint-Florent (Corse). Amsterdam, 1952, 2 pages.
- 10776 *Cahen, L.* Esquisse tectonique du Congo Belge et du  
Ruanda-Urundi à l'échelle du 1/3.000.000. 1 carte  
avec texte explicatif. Liège, 1952.
- 10777 *Debenham, F.* Study of an African Swamp. Londres,  
1952, 88 pages, figures et 1 carte au 1/350.000.
- 10778 *Shepherd, W.* The living landscape of Britain. Londres,  
1952, 208 pages et 141 figures.

10136 *Teixeira, C.* Flora mesózoica portuguesa. II parte. Lisbonne, 1950, 31 pages et 13 planches.

9935 *Institut National pour l'Étude Agronomique du Congo Belge.* Flore du Congo Belge et du Ruanda-Urundi. Spermatophytes. Vol. III.

2° Nouveaux périodiques :

10779 *Wiesbaden.* Hessisches lagerstättenarchiv. Heft I (1952).

10780 *Pavie.* Atti dell' Istituto Geologico della Università di Pavia. Vol. I-IV (1943-1951).

**Communications des membres :**

I. VAN WAMBEKE. — *Note préliminaire sur la minéralisation du « granite » de la Helle.* (Texte ci-après.)

Prof<sup>r</sup> L. U. DE SITTER de l'Institut géologique de l'Université de Leyde : *La structure des Pyrénées comme chaîne hercynienne et alpine.* (Conférence avec projection.)

Une seconde conférence a été donnée le 18 février, par le Prof<sup>r</sup> DE SITTER, à l'Université Libre de Bruxelles, sous le titre : « *Le Système atlasique, chaîne tertiaire à la bordure du Sahara* ».

Le texte ci-après comprend l'ensemble des deux conférences.

**Note préliminaire  
sur la minéralisation de la tonalite de la Helle,**

par L. VAN WAMBEKE.

La tonalite de la Helle ne possède guère de pegmatites, ce qui se conçoit, vu la faible profondeur de la mise en place de la roche. Par contre, la phase hydrothermale est bien développée sous forme d'une minéralisation chalcoppyrite-pyrrhotine disséminée et de filonnets de quartz en stockwerk.

Les filonnets de quartz sont postérieurs au moins en majeure partie au refroidissement de la masse rocheuse et occupent fréquemment les joints de contraction de la tonalite.

La minéralisation est représentée par différentes associations de chalcoppyrite, pyrrhotine, pyrite, molybdénite et scheelite ( $\text{CaWO}_4$ ).

La tonalite massive est minéralisée en chalcoppyrite et plus rarement en pyrrhotine. Ce type de minéralisation est accompagné par de la zoïsite.

Les filonnets de quartz sont de deux types bien distincts :

- 1° Quartz, chalcopyrite, scheelite;
- 2° Quartz, séricite, pyrite, molybdénite.

La SCHEELITE est concentrée dans certains filonnets à chalcopyrite et n'accompagne pas le deuxième type à molybdène.

Elle occupe quelquefois de petits géodes dans la roche ou se présente en petites inclusions dans le quartz cataclastique.

Malgré son éclat gras, elle se distingue difficilement.

Exposée à un rayonnement ultra-violet, la scheelite donne une fluorescence de teinte blanc bleuâtre (ce qui indique une certaine teneur en molybdène).

Au microscope, c'est un minéral incolore, à indices nettement supérieurs à 1.799, uniaxe positif.

La scheelite a notamment cristallisé en tablettes (OOI-face p). Cette face possède des clivages bien nets.

Attaquée par HCl, la scheelite donne un résidu jaune d'acide tungstique. Si l'on bout celui-ci avec HCl + Zn, on obtient une couleur bleue caractéristique.

Au voisinage des filonnets à molybdénite-pyrite, la tonalite est imprégnée par ces sulfures sur plusieurs centimètres d'épaisseur.

La séricitisation de la roche est importante suivant les épontes.

Les minéralisations chalcopyrite-pyrrhotine et quartz-chalcopyrite-scheelite ainsi que celle à pyrite-molybdénite sont essentiellement limitées à la roche ignée.

L'étude en lames minces de certains contacts a montré l'existence d'une cornéenne à biotite, muscovite, andalousite et apatite d'origine hydrothermale.

Cette note fait partie d'une thèse de doctorat en cours sous le patronage de M. le Prof<sup>r</sup> DE MAGNÉE.

#### BIBLIOGRAPHIE.

- A. DANNENBERG und E. HOLZAPFEL, Die Granite der Gegend von Aachen (*Jahrb. der K. Preuss. Geol. Landesanstalt*, pp. 1-19, 1897).
- P. RONCHESNE, A propos du granite de la Helle (*Ann. Soc. belge Géol.*, t. LIII, p. B 190, 1930).
- Contribution à l'étude de la roche éruptive de la Helle (Hautes Fagnes).
- P. MICHOT, Les plagioclases de la roche éruptive de la Helle.

### DISCUSSION.

*M. M.-E. Denaeyer pose diverses questions relatives à la nature de la roche. Les proportions d'albite et d'orthose montrent, dit-il, que l'on se trouve à la limite des granites. M. P. Ronchesne se réjouit de voir se poursuivre l'étude de la roche éruptive de la Helle en rapport avec les différentes minéralisations. Répondant à l'intervention de M. M.-E. Denaeyer quant à la présence possible d'orthose dans la roche, il signale que lui-même, de son côté, n'en a jamais trouvé, bien que l'analyse chimique décèle une teneur en potasse assez forte. Il serait désirable que le dosage des divers alcalis fût repris par des méthodes récentes et plus précises et que la recherche de l'orthose individualisée fût reprise en dépit des précédents insuccès.*

---

### Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Haut-Atlas <sup>(1)</sup>,

par L.-U. DE SITTER

Ayant eu le privilège d'avoir étudié personnellement sur le terrain plusieurs chaînes orogéniques tertiaires, il me semble utile de tenter de constater leurs ressemblances et leurs divergences dans l'espoir que, de cette comparaison, on pourra tirer des conclusions sur le caractère fondamental d'une orogénie.

J'emploierai l'expression « orogénie » dans le sens le plus large, qui veut dire une déformation assez abrupte et violente de l'écorce terrestre; en même temps le mot désigne également une chaîne plissée. Par « tectogénie » je désigne en particulier une phase de contrainte se manifestant en général par un plissement. Je crois que dans une phase orogénique on doit distinguer encore plusieurs phases de contrainte latérale alternant avec des mouvements radiaux, c'est-à-dire des phases tectogéniques alternant avec des soulèvements.

---

(1) Résumé de deux conférences, le 17 février 1953 pour la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, et le 18 février 1953 à l'Université Libre de Bruxelles.

Une période orogénique, comme la période hercynienne ou alpine, consiste en général en plusieurs phases et même sub-phases. Il est probable qu'une période orogénique a une valeur mondiale, mais qu'une phase orogénique est souvent particulière à une chaîne seulement, et même dans cette chaîne elle peut varier dans le temps d'une partie à une autre.

Je ne m'occuperai pas spécialement des Alpes. Cette chaîne, si *profondément* étudiée depuis longtemps, est prise comme un point de départ, dont les grandes lignes sont suffisamment établies et connues. Sa structure est extrêmement compliquée et les conclusions auxquelles on est arrivé n'ont certainement pas une valeur générale comme on la leur attribue souvent. C'est en étudiant d'autres chaînes que l'on se rend compte de cette erreur.

#### A. — LES PYRÉNÉES.

Les Pyrénées se distinguent en premier lieu des Alpes par le fait que le Primaire, plissé en période hercynienne, n'est que localement métamorphique et occupe une très grande surface de la chaîne. L'étude du Primaire des Pyrénées a été négligée, et ce n'est que dans les derniers temps qu'on s'efforça de rattraper l'arriéré. Une récapitulation brève de l'histoire géologique des Pyrénées est nécessaire. A la base de toute la série paléozoïque, M. ZWART<sup>(2)</sup> a trouvé une série de *paragneiss* avec quelques cipolins, d'âge probablement précambrien, discordant sous la série épaisse de l'Infra-Ordovicien. Jusqu'à présent nous ne connaissons ce *paragneiss* que dans le massif Saint-Barthélemy; nous ne l'avons rencontré nulle part dans la zone axiale; peut-être se cache-t-il encore parmi les gneiss peu étudiés des massifs des Trois-Seigneurs et d'Arize.

Les *paragneiss* sont couverts par l'*Infra-Ordovicien* et l'*Ordovicien supérieur*. Très souvent l'Infra-Ordovicien a subi une très grande migmatisation et a été alors fortement métamorphisé. La série normale non métamorphique, comme dans le Val d'Aran français, est typiquement un sédiment néritique avec un grain très variable, tantôt des microconglomérats, tantôt des grès, tantôt des schistes. Son épaisseur est très variable, mais en général grande, plusieurs milliers de mètres probablement. Le Cambrien calcaire, que M. CAVET a trouvé plus

(2) La thèse de M. H.-J. ZWART sera publiée prochainement.

à l'Est, est inconnu dans la région centrale, ce qui ne veut pas dire que le Cambrien soit absent dans l'Infra-Ordovicien. L'Ordovicien supérieur porte très souvent un niveau calcaire-dolomitique du Caradoc avec des poudingues grossiers ou grès quartzitique au-dessus et au-dessous.

Le *Gothlandien*, d'une épaisseur de 50 à 200 m, suit normalement l'Ordovicien; ce sont des schistes carburés à graptolites, un horizon des plus facilement reconnaissables, universellement présent, même loin en dehors du territoire des Pyrénées.

Dans le *Dévonien* il faut distinguer deux facies, le facies axial et le facies nord-pyrénéen. Le facies axial consiste en une série de calcschistes avec plusieurs bancs calcaires, qui ne représente peut-être que le Dévonien inférieur et moyen. Dans le facies nord-pyrénéen on peut distinguer un Dévonien inférieur contenant des calcschistes, un Dévonien moyen *portant* des calcaires et dolomies massives, et enfin un Dévonien supérieur formé par des schistes bariolés, des griottes et quelquefois au sommet des calcaires ou dolomies blanches quartzifères. Dans les horizons supérieurs on trouve rarement des poudingues calcaires, annonçant la période d'émergence pendant le Tournaisien. La limite des deux facies se trouve probablement à peu près à l'endroit où l'on trouve à présent la grande faille nord-pyrénéenne, et nous soupçonnons que dans cette zone il y a une véritable discordance entre le Dévonien axial et les griottes du Dévonien supérieur. Vers l'Ouest le facies axial semble se confondre avec le facies septentrional.

Le *Carbonifère* débute généralement avec des lydiennes souvent chargées de nodules phosphatés, du Viséen inférieur suivi surtout de schistes et localement de grès. Vers l'Est, le Viséen débute par un poudingue puissant dans lequel on trouve toujours des fragments de lydiennes et quelquefois des roches primaires les plus diverses, même des roches métamorphiques de l'Infra-Ordovicien. Souvent les lydiennes manquent; alors le Viséen débute simplement avec des schistes ou avec des poudingues.

Vers l'Ouest, dans la Haute-Garonne, les schistes au-dessus des lydiennes contiennent des bancs arkosiques, quelquefois avec de petits galets épars bien arrondis. Vers la vallée de la Neste un récif corallien s'est développé dans les schistes dans lesquels nous avons trouvé des foraminifères du Trias associés à une faune carbonifère (*Pseudostaffella* et *Halkyardia* associés à *Fusilina* et *Productus striatus*).

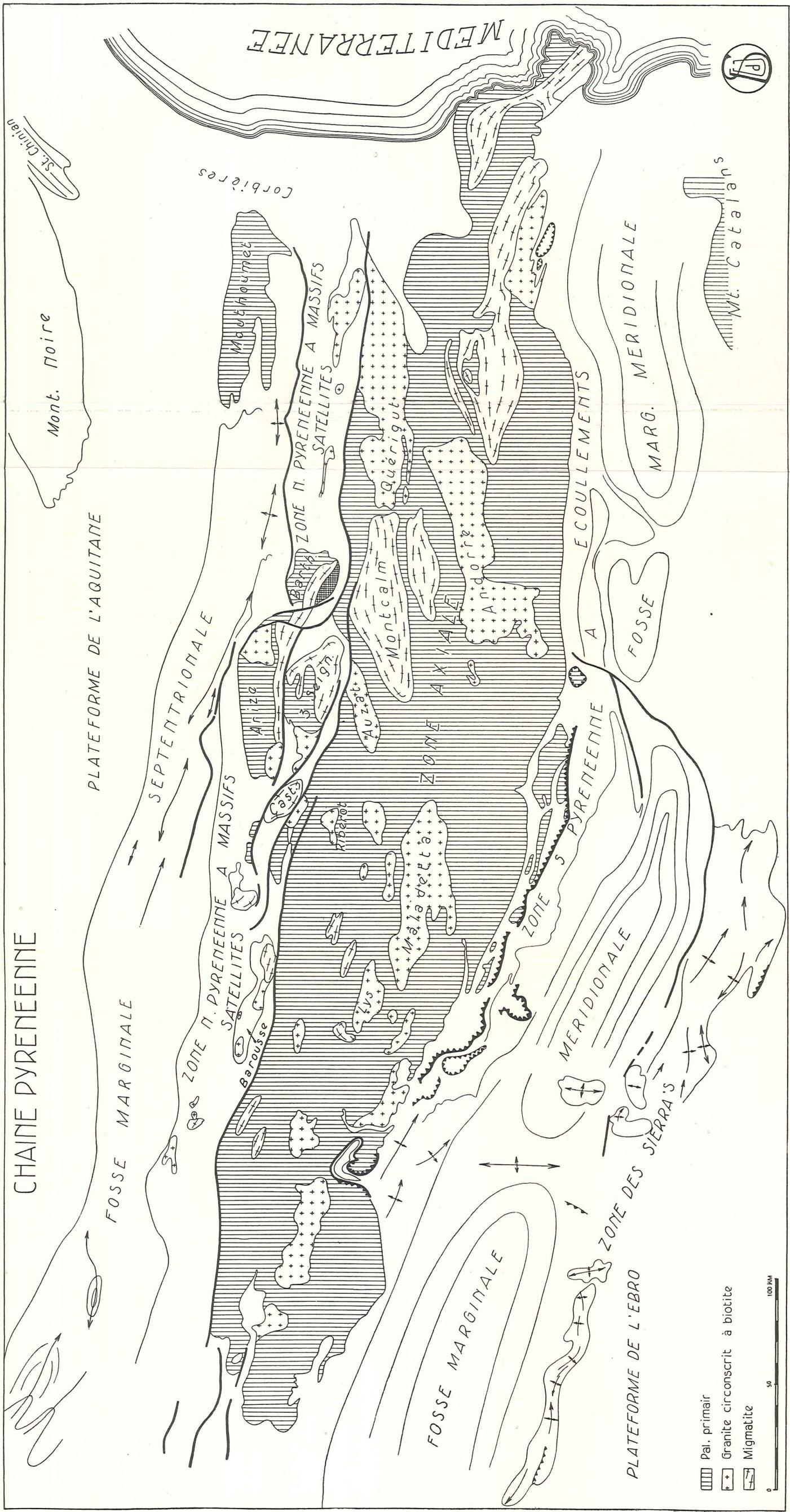


FIG. 1. — La chaîne pyrénéenne, zone axiale, zone nord-pyrénéenne avec massifs satellites, fosses marginales et plateformes encadrantes.

Le *Permo-Trias*, débutant souvent avec des poudingues, toujours en facies rubéfiant et contenant des laves basiques, recouvre presque partout, jusque sur la zone axiale en forte discordance, le hercynien plissé.

Dans le Mésozoïque on connaît plusieurs hiatus dans la série jurassique-crétacée inférieure, en général relativement peu épaisse, mais devenant beaucoup plus puissante vers l'Ouest. Une forte orogénèse antécénomannienne, qui a agi surtout dans les régions centrale et nord-pyrénéenne, interrompt la sédimentation. La phase orogénique la plus importante des zones bordières est sans doute éocène-supérieure et antéoligocène. Dans la zone nord-pyrénéenne des phases alpines plus jeunes sont inconnues, tandis que dans la bordure méridionale le Miocène est quelquefois encore légèrement plissé.

Il y a plusieurs points à retenir dans ce court exposé :

1. Parfaite concordance depuis l'*Ordovicien inférieur* ou *Cambrien* jusqu'au carbonifère inférieur ou Dévonien supérieur, c'est-à-dire manque total de phase calédonienne, à part des mouvements épirogéniques donnant lieu aux bassins de sédimentation de l'Infra-Ordovicien et du Caradoc.

2. La phase orogénique hercynienne débute peut-être déjà par un très léger plissement dans le Dévonien supérieur (poudingues et quelques discordances soupçonnées dans la bordure septentrionale de la zone axiale); elle cause l'absence du Tournaisien et localement des poudingues du Viséen inférieur et éclate dans toute sa force dans le Westphalien. Le Stéphanien de la bordure méridionale est déjà discordant, mais le niveau cycle ne commence qu'avec la transgression du Permo-Trias.

3. De toutes les formations paléozoïques, ce n'est que l'Infra-Ordovicien qui montre une différenciation en facies et en épaisseur qui peut le marquer comme sédiment géosynclinal dans des bassins particuliers aux Pyrénées. Toutes les autres formations ont à peu près le même développement sur de très grandes surfaces et sont comparables à celles du Mouthoumet et de la Montagne Noire.

4. Des Alpes, les Pyrénées se distinguent surtout par le facies de leurs terrains mésozoïques et tertiaires et la simplicité de leur plissement alpin.

L'orogénèse hercynienne des Pyrénées a été accompagnée de deux phases magmatiques qui, dans leurs manifestations

typiques, se distinguent très bien, mais qui peuvent se confondre autre part. L'une, la première, est la migmatisation de l'Infra-Ordovicien; elle est certainement syntectonique, parce que ses granites sont toujours tectonisés. Elle est caractérisée par des granites à deux micas. La deuxième est posttectonique et a formé des granites à biotite en massifs circonscrits avec de belles auréoles de contact. La première est riche en pegmatites et a provoqué la métasomatose de la dolomie du Caradoc en talc dans le massif de Saint-Barthélemy et plusieurs autres minéralisations. De grandes masses de ce granite à grain très grossier ont été fortement tectonisées et se présentent alors comme des gneiss ceillés. Ces orthogneiss ont été pénétrés encore par le même granite, mais à grain plus fin, un peu aplitique et peut-être moins schisteux. La migmatisation a donné lieu par exsudation à des gneiss disposés en lits successifs et en avant du front se trouvent des micaschistes. Le granite ou orthogneiss s'est introduit en laccolithes au sommet des migmatites ou en sills. Les granites à biotite de la deuxième phase se sont, de leur côté, introduits en stocks ou batholithes et ont donné lieu à une minéralisation souvent intéressante pour le plomb et le zinc dans le Dévonien, mais surtout dans la zone calcaire du Caradoc. Ils sont parfois accompagnés de toute une gamme de dykes dont l'étude reste à faire.

Il existe certainement des transitions entre les deux phases magmatiques. Les granites à muscovite peuvent s'individualiser et montrent alors une auréole métamorphique très intense où les schistes à séricite de l'Infra-Ordovicien se chargent de très grands cristaux d'andalousite. Dans le massif de Lys-Cadouillas les deux granites sont presque associés<sup>(3)</sup>, ce qui ne peut du reste pas nous étonner, puisque les deux phases magmatiques appartiennent à la même période orogénique principale, hercynienne.

Si nous cherchons à deviner les lignes directrices de l'orogénèse hercynienne, nous sommes *confrontés* par de grands obstacles, dont notre ignorance en matière cartographique est certainement la principale. Toutefois il semble bien que les plis avaient une direction Est-Ouest, déviant quelquefois légèrement vers le Nord-Ouest. Cette disposition s'observe particulièrement dans la zone axiale entre Auzat et Castillon, où l'on

---

(3) RAGUIN et DESTOMBES.

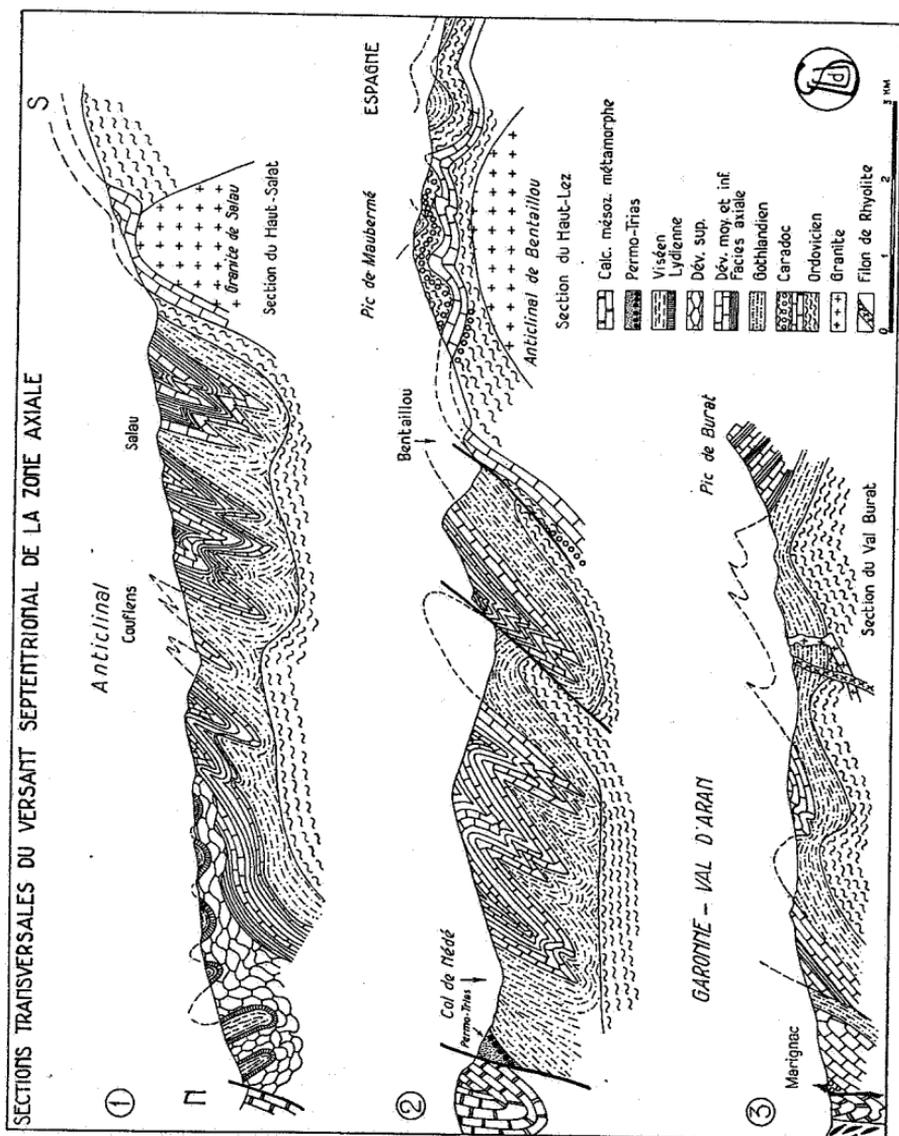


FIG. 2. — Plis disharmoniques dans le flanc septentrional du versant septentrional de la zone axiale.

peut distinguer de l'Est à l'Ouest d'abord l'anticlinorium de l'Ordovicien, au cœur duquel a pénétré le granite circonscrit d'Auzat-Bassies en parfaite concordance, puis l'anticlinal de Couflens du Dévonien, avec au cœur le Gothlandien, et finalement l'anticlinorium de Bentaillou. Dans ses grandes lignes l'alignement des zones migmatisées montre, au contraire, une

direction plutôt NW-SE. Est-ce que cette direction représente une phase plus ancienne du plissement? Tous les structures et granites sont coupés obliquement par la faille nord-pyrénéenne. Il existe une disharmonie entre le Dévonien plissé en plis aigus, glissé sur le Gothlandien et l'Ordovicien, comme le montrent nos profils (fig. 2). Puisque la direction tertiaire est franchement WNW, il existe un faible non-parallélisme entre les deux phases principales. La phase hercynienne ne se présente pas comme un plissement extrême du type alpin et l'on ne connaît nulle part un métamorphisme intense, sauf dans le cas de migmatisation. Là où l'Infra-Ordovicien n'a pas été migmatisé, comme dans la vallée de la Garonne entre le Pont du Roi et Saint-Béat, son métamorphisme reste très léger ou est presque absent. Outre la schistosité autour et dans les centres de migmatisation, il y a une grande zone, difficile à limiter, où un clivage quasi vertical est très intense, puis d'autres où il est à peine discernable. Il me semble probable que le clivage actuel est dû à la phase alpine et a été superposé aux plis hercyniens. Il efface alors souvent toute la stratification et cause un plongement très grand des plis. On ne peut plus alors discerner les charnières des plis, surtout dans les schistes ordoviciens et les calcschistes dévoniens, où il devient impossible de connaître l'épaisseur des formations sans l'intervention d'horizons repères.

La zone axiale est limitée vers le Nord par une zone faillée qu'on appelle généralement la faille nord-pyrénéenne, quoiqu'il s'agisse de plusieurs failles disposées en échelons. La faille nord-pyrénéenne a été regardée comme d'origine créacée, mais je crois qu'il y a de forts arguments pour croire qu'elle est d'origine hercynienne tardive. D'une part à l'autre de la faille les terrains sont très différents; on ne peut reconnaître nulle part des éléments homologues corroboratifs. Presque partout la zone axiale est fortement abaissée relativement au massif satellite qui l'oppose; ceci est vrai pour les massifs de Saint-Barthélemy, des Trois-Seigneurs et de la Barousse. Le rejet dépasse souvent 4.000 m dans le Primaire, tandis qu'il y a des endroits où le Trias, des deux côtés, est à peu près au même niveau, en négligeant toutefois la courbure vers le bas de la bordure de zone axiale tout près de la faille. Il est vrai que toute couverture mésozoïque manque souvent sur les sommets des massifs satellites, puisqu'ils sont basculés vers le Nord. Ailleurs il arrive souvent que les calcaires urgoniens de la zone

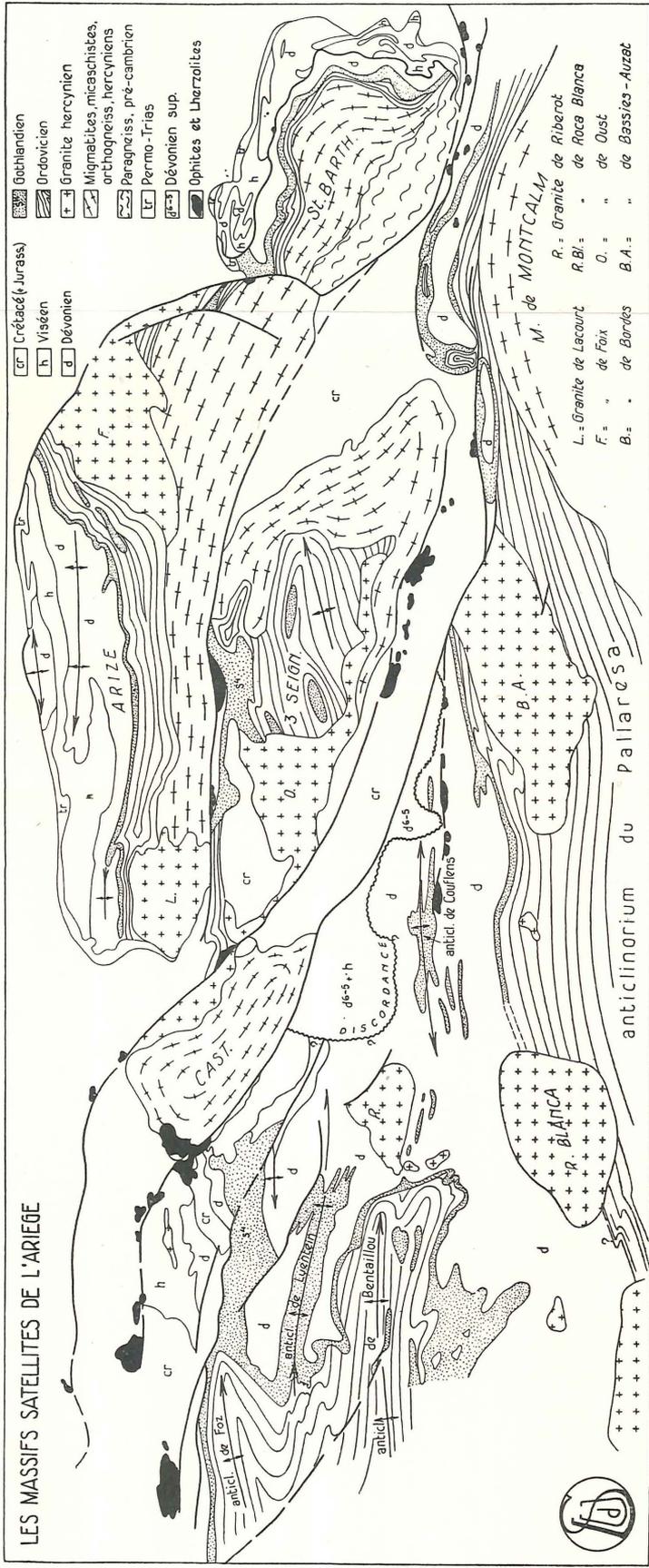


Fig. 3. — Le jeu des failles nord-pyrénéennes dans l'Ariège et plissement hercynien.

nord-pyrénéenne butent contre la faille, opposés alors au Primaire tardif de la zone axiale, c'est-à-dire que l'on constate alors un rejet considérable dans l'autre sens. Dans la période crétacée la zone faillée a été surtout une zone de compression, un synclinal de fond pincé entre les buttoirs des massifs. Il me semble qu'on ne peut s'expliquer ces particularités qu'en supposant que la faille a joué premièrement dans la phase hercynienne tardive, après le plissement, avec un affaissement très variable de la zone axiale.

En tenant compte du rejet variable et opposé le long de la faille et de l'angle aigu que font les plis avec la faille, on est tenté de la regarder comme un très grand décrochement. L'érosion posthercynienne a fait disparaître la couverture primaire sur les endroits de la zone nord-pyrénéenne les plus élevés, et le Permo-Trias s'est déposé principalement dans les bas-fonds. Successivement le Jurassique, très incomplet, a transgressé un peu plus loin et finalement ce sont les calcaires urgoniens qui sont passés même sur les parties les plus élevées des massifs des Trois-Seigneurs et de Saint-Barthélemy. La phase crétacée a ultérieurement transformé la faille en la faisant agir comme zone synclinale très comprimée et probablement en créant la disposition en échelons que l'on observe maintenant, par interférence de la direction tertiaire N 130° E avec celle de N 80-100° E de la phase hercynienne (fig. 3).

La phase crétacée postalbienne et précénomaniennne est caractérisée par de grands plis de fond, légèrement obliques à la direction hercynienne. Il semble bien que les grands massifs hercyniens aient agi comme des buttoirs et ne se soient déformés que par un clivage général, surtout dans la couverture primaire des massifs nord-pyrénéens et de la bordure de la zone axiale. A de rares endroits on peut constater, par la présence de lambeaux de Trias, sur le Primaire comme sur le fond septentrional du massif d'Arize, que la surface d'abrasion hercynienne a été réellement plissée légèrement. Comme nous l'avons démontré déjà, la phase antécénomaniennne a fait rejouer la faille nord-pyrénéenne et a créé l'échelonnage de cette zone faillée. A cause de cette disposition la zone nord-pyrénéenne a été morcelée en différents compartiments et les massifs satellites d'aujourd'hui ont été poussés très probablement horizontalement en diverses directions. L'exemple le plus clair d'un tel décrochement est le massif de Saint-Barthélemy, qui faisait en principe le prolongement du massif de l'Arize, et a chevauché peut-être sur le

périantoclinal plongeant oriental du massif des Trois-Seigneurs, qui lui-même a été déplacé vers l'Ouest. Tout le synclinal pincé du Néocomien dans la zone faillée nord-pyrénéenne a subi un métamorphisme intense qui est unique à cause de la diapyrisation des calcaires. Le métamorphisme est accompagné de l'intrusion très fréquente de petites masses de roches basiques, variant de la péridotite (Iherzolite) à des gabbros et même des diorites. Les roches basiques et le métamorphisme sont tous deux d'âge précénomaniens postalbiens et suivent rigoureusement les failles échelonnées de cette phase, pénétrant de cette manière profondément dans la zone nord-pyrénéenne. Il semble raisonnable de supposer que l'origine des roches basiques doit être cherchée dans l'enveloppe péridotitique de l'écorce terrestre et que la faille coupe ainsi jusqu'à la base de l'écorce. Le Cénomaniens, qui suit presque immédiatement la phase orogénique, a tous les caractères d'une formation encore presque syntectonique, présentant des brèches à éléments énormes, des facies très divers, des épaisseurs très variables, etc. Le Sénonien représente le facies flysch, remplissant les bas-fonds synclinaux dans la zone nord-pyrénéenne et la fosse marginale due à l'émergence isostatique de la zone axiale.

Finalement une deuxième phase, grosso-modo postlutétienne, a plissé la bordure de la chaîne et la fosse marginale. Elle a agi encore fortement dans la zone nord-pyrénéenne, même dans la bordure primaire septentrionale des massifs satellites.

La phase pyrénéenne a été suivie par une émergence et l'érosion de la chaîne a créé dans l'Oligocène les immenses cônes de déjection que nous connaissons sur sa bordure septentrionale. Cette dénudation a créé une surface (ou peut-être successivement plusieurs surfaces) d'aplanissement sur laquelle s'élevaient des collines de quelques centaines de mètres d'altitude au-dessus de la plaine.

Ce n'est qu'à la fin du Tertiaire que toute la chaîne a été élevée de nouveau par un bombement grandiose jusqu'à son altitude présente. On retrouve la surface d'aplanissement tertiaire partout dans la zone axiale à une altitude de près de 2.000 m, s'abaissant régulièrement vers le Nord et vers le Sud. Avant la glaciation de la chaîne, de profondes vallées ont été creusées dans la chaîne élevée, qui ont servi plus tard au cheminement des glaciers. Au centre de la chaîne axiale, dans une vallée affluente du val d'Aran, nous avons trouvé un remplis-

sage de lac préglaciaire, avec des poudingues à la base et du lignite au sommet, qui nous permettra probablement de dater l'élévation de la chaîne.

Le versant Sud de la chaîne diffère beaucoup du versant Nord, par suite de l'absence d'une faille comparable à la faille nord-pyrénéenne. On y trouve en plus un Permo-Trias assez développé qui contient de vastes effusions volcaniques. La descente vers la fosse marginale, remplie également de Sénonien, Éocène, Oligocène et Miocène, est plus brutale et il semble que le long de ce versant il y ait eu plusieurs écoulements par gravité de la couverture secondaire dans la fosse. En outre on y trouve, comme dans le mont Perdu, des chevauchements importants dans le Primaire. Nos connaissances précises sont trop maigres pour en dire davantage.

Les fosses marginales méridionale et septentrionale sont bordées respectivement vers le Sud et vers le Nord par les plates-formes affaissées de la plaine de l'Èbre et de l'Aquitaine, où les sédiments mésozoïques-tertiaires sont bien plus réduits. Dans le Sud la bordure de la plate-forme est marquée par les chaînes des Sierras, plis à faible amplitude où le Trias est fortement diapyrique. Dans le Nord, sur la bordure de la plaine de l'Aquitaine, on trouve des structures semblables, cachées sous les alluvions mais repérées par la géophysique.

Jetons maintenant un coup d'œil sur la chaîne entière. Dans le sens longitudinal nous observerons une zone primaire axiale plongeant vers l'Ouest, limitée au Nord par une faille ancienne qui la sépare de la zone nord-pyrénéenne, caractérisée par des bombements de massifs primaires, qui se prolonge au delà de la zone axiale vers l'Ouest, dans les massifs basques. On peut peut-être suivre la faille nord-pyrénéenne bien plus loin que la « zone axiale ». L'écaille des marbres de Pierre Lamare en est probablement la prolongation et il me semble possible que le même accident profond et fondamental émerge de nouveau, après avoir été masqué dans les pays basques espagnols par des terrains plus récents, dans la zone triasique, au Sud de Santander et dans le sillon d'Oviedo dans les Asturies.

Quoi qu'il en soit de cette hypothèse, il apparaît clairement que la partie septentrionale de la chaîne hercynienne se prolonge bien plus loin vers l'Ouest que la chaîne axiale. Pour celle-ci la submersion de la chaîne primaire dans cette direction serait due au développement d'un géosynclinal au cours du Secondaire.

En section transversale les Pyrénées sont bien moins symétriques qu'on ne le suppose en général. Il est vrai que les deux fosses marginales méridionale et septentrionale sont bien semblables et flanquent la chaîne symétriquement, mais la zone nord-pyrénéenne ne trouve pas son image dans le Sud. Le morcellement en massifs indépendants mais semblables, typique pour la zone nord-pyrénéenne, manque au Sud, comme aussi la zone subpyrénéenne avec sa structure en gradins et ses plis très longs dans le Sénonien et l'Éocène.

### B. — LE HAUT-ATLAS.

Avant de faire une comparaison avec les Alpes, il sera utile de considérer une autre chaîne alpine, le Haut-Atlas. Comme les Alpes et les Pyrénées, le Haut-Atlas est une orogénèse alpine allongeant un socle ancien, surélevé jusqu'à son altitude présente dans le Pliocène et bordé de fosses marginales. En conséquence les trois chaînes sont orographiquement bien semblables. Nous verrons que structurellement elles ont peu de caractères communs.

En face et au Nord du socle saharien s'étend le vrai Maroc, dont les unités structurales sont facilement discernables. On ne reconnaît que deux blocs, la Meseta marocaine, comparable à la Meseta castillane en face des Pyrénées, et celle d'Oran, séparées l'une de l'autre et du socle saharien par les zones plissées des chaînes du Moyen- et du Haut-Atlas. Au Nord il y a la chaîne du Rif, bien différente de toutes les autres unités, autant par le facies de ses formations que par sa structure de nappes écoulées. Nous ne nous occuperons pas du Rif, unité européenne, comparable à la Sicile (selon BENEQ), et non africaine.

Les blocs des Mesetas sont sans doute les résultats d'un morcellement du socle saharien, des glaçons qui flottent devant son front. Grâce aux efforts du service géologique du Maroc pour le XIX<sup>e</sup> Congrès international, et à la publication de ses cartes et monographies sur le Maroc, il n'est pas difficile de dater grossièrement la séparation des Mesetas du socle saharien. Pendant tout le Paléozoïque il n'y avait pas de limite nette entre le Sahara et son avant-pays. Les transgressions et les bassins entraînent librement du Nord-Est sur le socle, qui fournissait lui-même le matériel des formations. Ce n'est qu'à partir du Dévonien que la limite actuelle entre le Haut-Atlas et le socle commence à se dessiner. Au Carbonifère les facies et

leur répartition sur le socle et dans les domaines atlasiques commencent à différer notablement, sans toutefois suggérer que le sillon préafricain existait déjà comme séparation tranchée à cette époque. On peut cependant affirmer que pendant tout le Paléozoïque inférieur il s'est formé un géosynclinal calédonien

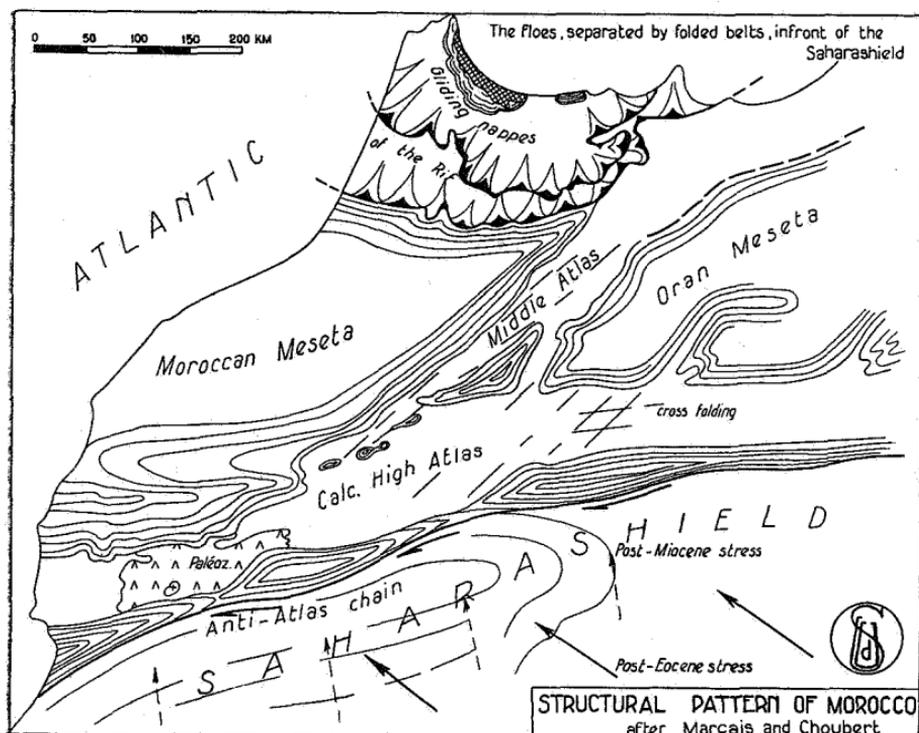


FIG. 4. — Les unités orogéniques du Maroc.

dont l'axe se trouvait au Nord du Haut-Atlas. Le plissement calédonien était peut-être déjà parallèle à la limite actuelle du socle et occupait à peu près la place du Haut-Atlas actuel. Le Dévonien y est réduit et incomplet. Pendant le Carbonifère inférieur, la dorsale de la chaîne dévonienne qui s'était formée à cet endroit subsiste et ce n'est que sur le socle saharien que le Westphalien a connu des zones de sédimentation continentale.

Le plissement hercynien connaît trois directions : la méridienne au Nord dans la Meseta, l'atlasique, parallèle au bord du socle, et celle NW-SE dite ougartienne, sur le socle. La chaîne de l'Anti-Atlas, bombement du bord du socle, a commencé à se dessiner à la phase asturienne. Je ne crois pas qu'on



soit arrivé déjà à dater chaque direction exactement; peut-être sont-elles contemporaines.

On peut dire qu'en principe la séparation du socle saharien de son avant-pays a été ébauchée pendant le Paléozoïque, peut-être simplement en refoulant une structure déjà plus ancienne, précambrienne, mais la limite nette n'apparaît qu'après le plissement hercynien.

Au commencement du Secondaire le domaine atlasique se sépare définitivement du socle saharien. Ni le Permo-Trias, avec ses couches rouges et ses basaltes, ni le Lias, ni le Jurassique ne se sont jamais répandus au Sud sur le socle saharien, qui resta un haut-fond émergé pendant tout le Secondaire, sauf quelques invasions de bordure dans le Mésocrétacé.

Pendant ce temps il se formait le long de la bordure septentrionale du socle une vraie fosse, successivement remplie par un Permo-Trias continental, un Liasique calcaire épais et un Dogger marneux, quelquefois également calcaire. Toutefois la fosse marginale n'était pas continue. Le socle restait soudé à la Meseta par un large isthme à la hauteur de Marrakech, où ni le Lias ni le Dogger ne furent jamais déposés. Depuis ce haut-fond correspondant au Haut-Atlas central, vers l'Est, le Lias devient de plus en plus épais et le Jurassique, rouge et continental près de l'isthme, est remplacé par un Domérien et un Bajocien-Bathonien marneux et calcaire. La mer jurassique ne se restreint pas à la fosse marginale, elle couvre une grande partie du Maroc, les hauts plateaux algériens, le Moyen-Atlas et le Rif, mais les noyaux des Mesetas restent émergés, comme la Meseta marocaine et une partie de la Haute-Moulouya, extension des hauts plateaux, entre les deux chaînes atlasiques. Le Jurassique supérieur, sauf au Nord, manque partout, ainsi que le Crétacé inférieur. Seule la transgression du Mésocrétacé passe au-dessus de tous les plateaux et de toutes les fosses et pénètre même profondément sur le socle saharien derrière le haut-fond de la chaîne de l'Anti-Atlas. Le premier soulèvement de la chaîne du Haut-Atlas commence à se dessiner dans le Crétacé supérieur en même temps que se dessine le sillon sud-atlasique situé entre le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas. Ce dernier est rempli de séries continentales avec intercalations marines du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

Il est à peu près impossible de distinguer clairement entre les deux phases orogéniques, pyrénéenne et attique (préonienne ou vindobonienne), par suite du manque de formations

du Néogène marin dans les zones plissées. Hypothétiquement et surtout par analogie avec l'Algérie, on peut attribuer les plis NE-SW à la phase pyrénéenne et les plis E-W à la phase attique. Pour notre raisonnement il est à peu près indifférent que cette attribution soit correcte.

Les intensités des phases alpine, pyrénéenne et vindobonienne sont faibles quand on les compare aux paroxysmes de la chaîne alpine et même à ceux des Pyrénées.

La phase pyrénéenne est plutôt parallèle à la bordure Sud-Est de la Meseta marocaine et plus prononcée dans le Moyen-Atlas que dans le Haut-Atlas, tandis que la phase attique est parallèle à la bordure du socle saharien et plus active dans le Haut-Atlas.

Concernant le style des plissements dans le Haut-Atlas, il faut distinguer entre le vrai Haut-Atlas calcaire, fosse mésozoïque plissée, et le tronçon central, emplacement de l'isthme paléozoïque.

Une section transversale passant par le col du Tischka (fig. 7), du Haut-Atlas central, montre une très large voûte crétacée-tertiaire, avec plusieurs failles longitudinales dans les versants Sud et Nord. Ainsi dans le versant septentrional on remarque de larges plis de fond séparés par des synclinaux pincés très semblables à ceux dont nous avons fait la connaissance dans la zone nord-pyrénéenne, mais beaucoup moins comprimés. Dans le versant Sud on observe une seule grande zone faillée par laquelle on descend du Primaire au Crétacé. Au Nord comme au Sud on voit le Crétacé supérieur, avec la dalle calcaire lutétienne au sommet, descendre tranquillement de l'axe central du soulèvement voûté, interrompu seulement par des failles rares au Nord des synclinaux pincés.

Une section passant à l'Ouest de Midelt montre tout autre chose. Le fait le plus important de cette section est sans doute la forme du bassin de sédimentation presque intacte, à peine déformée par le plissement. Ce plissement a toutes les caractéristiques d'un plissement de couverture, jurassique, puisqu'on trouve invariablement le même Bathonien dans les larges synclinaux et le calcaire liasique au cœur des anticlinaux, souvent accompagné de diapyres triasiques. Le socle a été gauchi, car on descend régulièrement depuis la limite septentrionale jusqu'au bord méridional. Dans l'Oued Ziz on rencontre une faille importante, quoique à petit rejet, qui sépare un bloc plissé au Nord d'un bloc rigoureusement horizontal au Sud. Ce n'est

qu'en se rapprochant de la lisière méridionale qu'on rencontre de nouveau un léger plissement et plusieurs failles. Ces dernières peuvent s'accroître dans une zone intensivement faillée tout au long de la bordure Sud.

Les plis jurassiques du Haut-Atlas plissé sont bien caractéristiques. Le cœur des anticlinaux est toujours formé du Lias calcaire massif, souvent avec un noyau diapyrique de Trias, souvent aussi formant un pli-faille où le flanc inverse manque.

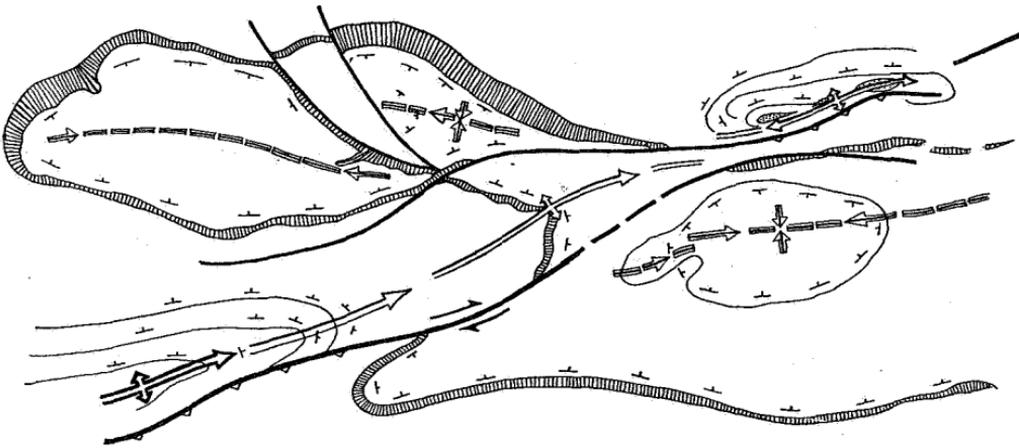


FIG. 6. — Croisement d'un anticlinal et d'un synclinal dans le Haut-Atlas calcaire près de Rich.

Toutefois il y a une particularité importante, c'est que deux directions de plis sont représentées, l'une NE-SW et l'autre E-W. Les deux se croisent et c'est au croisement de deux anticlinaux qu'on trouve la plupart des dyapyres triasiques. Que les deux directions représentent vraiment deux plissements différents s'entrecroisant, cela est clairement démontré par l'anticlinal du Bou Hamid croisant le synclinal du J. Ograne-Tazigzaoud (fig. 6). Le passage de l'anticlinal dans la zone synclinale est clairement marqué par deux décrochements parallèles et un léger bombement des calcaires bathoniens. De l'autre côté du synclinal, l'anticlinal ressurgit dans une zone diapire très faillée.

Il n'est pas probable que le socle hercynien, qui ne devient visible que dans la fenêtre de Mougueur et plus loin vers Tal-sint, soit plissé, sauf dans des bombements larges, comme à Mougueur. Partout les synclinaux sont au même niveau. Dans

leur axe on ne trouve que le Dogger supérieur, et le Primaire n'affleure nulle part dans le cœur des anticlinaux pincés.

Par contre, la faille du tunnel de Foum Zabel doit bien pénétrer dans le socle, quoique son rejet soit faible quand on fait abstraction du plissement superficiel. Des deux côtés le Dogger se trouve à peu près au même niveau. Le long de la faille affleure un Trias tourmenté et même peut-être des schistes du Primaire. Mais l'allure parfaitement horizontale qui s'installe tout de suite après la faille est en contraste si surprenant avec les plis que l'on vient de quitter, qu'on doit admettre une séparation fondamentale des deux compartiments.

La chaîne du Haut-Atlas, fosse jurassique calcaire, est comprise entre deux blocs où la sédimentation secondaire est presque absente. Au Sud, près de Tinrhir, dans le sillon préafricain, on voit le Crétacé rouge discordant sur les schistes du Primaire, et au Nord le Lias du bloc de la Haute-Moulouya est très réduit. Quels sont alors les traits fondamentaux de cette chaîne ?

1. Quoique l'isthme du Tischka ne fasse pas du tout partie du bassin de sédimentation secondaire du Haut-Atlas primaire, il a été plissé et soulevé en même temps que ce géosynclinal, quoique d'une manière différente.

2. La contrainte est faible, même comparée à celle des Pyrénées, quoique la surélévation pliocène soit à peu près pareille.

3. Même dans cette structure si simple les failles longitudinales jouent un rôle prépondérant, séparant la chaîne en compartiments longitudinaux qui ont réagi différemment sous la contrainte, quelquefois en plis de fond, quelquefois en zone avec plissement de couverture. En d'autres cas le plissement fait défaut.

### C. — COMPARAISON ET CONCLUSIONS.

Il me semble qu'on peut essayer de tirer quelques conclusions de la comparaison des trois chaînes.

1. *Le soulèvement pliocène* des trois orogénèses est très semblable, quoique la contrainte soit extrêmement différente. Dans les Alpes une très forte contrainte en plusieurs phases alpines qui peut avoir causé une boucle sialique de l'écorce pénètre profondément dans le substratum de sima, causant à son tour la surélévation isostatique directement après le dernier plissement. Dans les Pyrénées, contrainte très sensible avec la phase

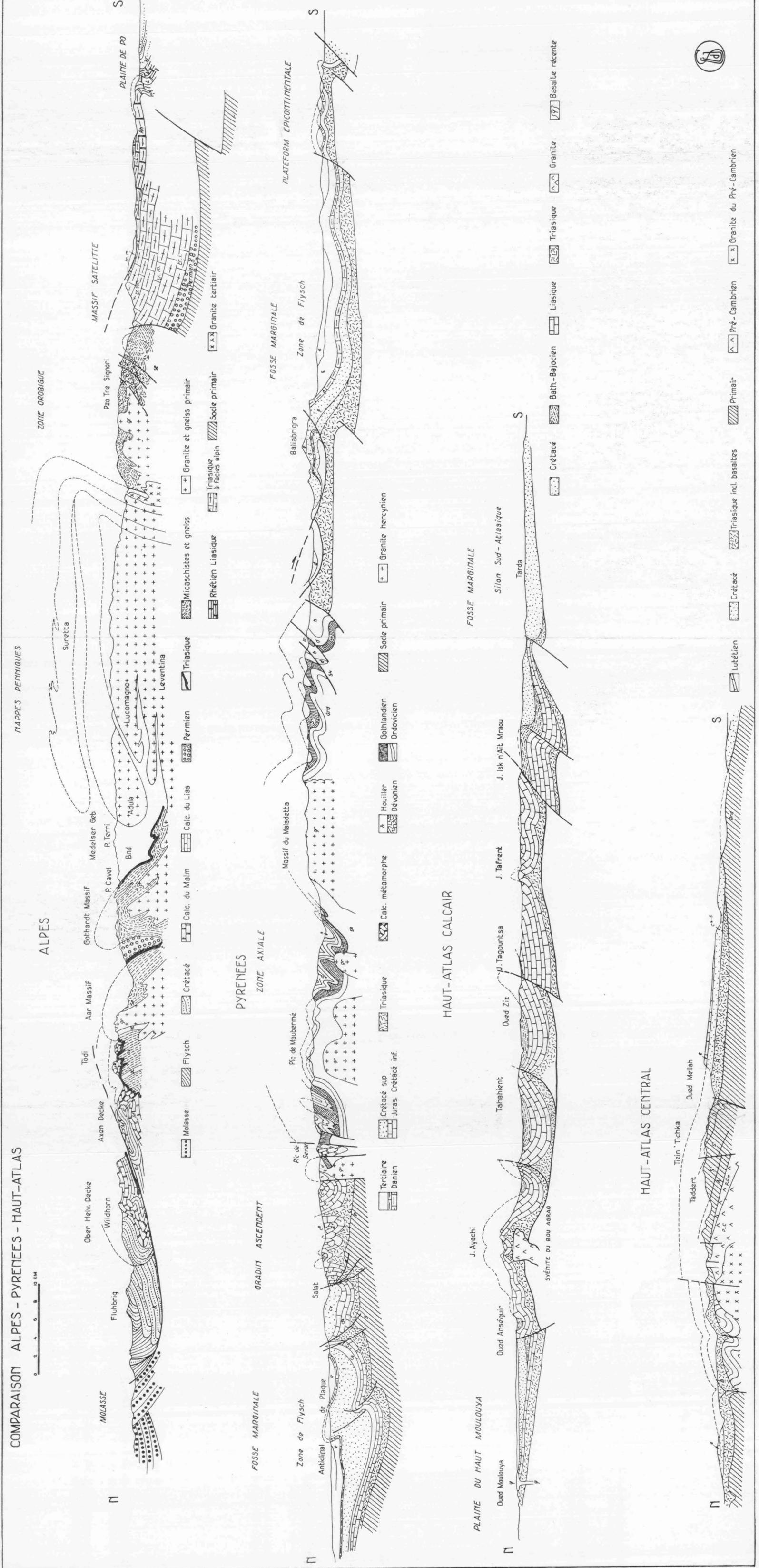


Fig. 7. — Comparaison de profils transversales: Alpes (I), Pyrénées (II), Haut-Atlas (III et IV).

finale pyrénéenne, longue attente pendant l'Oligocène et le Miocène et surélévation isostatique, si l'on veut, mais certainement pas due à la formation d'une boucle sialique par la contrainte. Dans le Haut-Atlas même surélévation suivant immédiatement une si faible contrainte qu'elle a même laissé intact le géosynclinal comme structure. Donc la conception que chaque élévation après plissement est due à une boucle de l'écorce terrestre dans le sens où l'entend VENING-MEINESZ ne peut pas être soutenue en face des faits exposés.

2. Dans les Alpes il n'y a pas de doute que le plissement a été précédé d'une formation géosynclinale secondaire. Dans les Pyrénées centrales il est très douteux que la zone axiale ait jamais été même le théâtre d'une sédimentation en bassin secondaire, sauf sur les bordures, et dans sa prolongation occidentale. Certainement il n'y a jamais eu de vrai géosynclinal. Les fosses marginales sont des effets de la contrainte et n'en sont pas la cause. Dans le Haut-Atlas la chaîne plissée passe insensiblement longitudinalement d'une zone géosynclinale à une zone émergée pendant tout le Secondaire. Donc on ne peut certainement pas prétendre que la tectogénèse se restreint à un géosynclinal. Au contraire, elle passe du géosynclinal au géoanticlinal si les deux se suivent dans une zone marginale d'un socle.

3. Outre la surélévation et leurs fosses marginales posttectogéniques communes aux trois orogénèses, les trois chaînes se ressemblent encore par deux facteurs communs, leurs failles longitudinales créant des compartiments longitudinaux et leur localisation à la bordure d'un socle. Les failles n'ont pas nécessairement un rejet très grand, mais elles donnent l'impression de pénétrer profondément dans l'écorce terrestre, parfois jusqu'à la zone péridotitique sous-jacente. Une comparaison de la faille nord-pyrénéenne avec la faille insubrienne des Alpes nous révèle que toutes les deux séparent des compartiments bien différemment déformés. L'intrusion de roches basiques des Pyrénées, liée étroitement à la faille, pourrait se comparer avec les ophiolites des schistes lustrés alpins (peut-être — mais j'hésite beaucoup à l'avancer — avec les roches basiques de la zone d'Ivrée), et les massifs satellites septentrionaux des Pyrénées ont bien des caractéristiques communes avec les massifs centraux des Alpes. Je voudrais même suggérer que le massif de l'Estérel et celui des Maures pourraient compléter le chapelet de massifs liant les Pyrénées aux Alpes.

On se demande souvent quel est le sens des lignes directrices que divers savants ont aimé à tracer en joignant les diverses chaînes tertiaires. Tantôt ce sont des bassins de sédimentation qui se ressemblent en facies, tantôt ce sont des phases orogéniques semblables, tantôt ce sont tout simplement les chaînes orographiques qu'on cherche à relier. Nous avons démontré que ni les bassins de sédimentation, ni le caractère général de plissement des Alpes et des Pyrénées ne se ressemblent, mais en constatant que les massifs satellites et une faille primordiale sont communs aux deux orogénèses on établit tout de même un lien, un trait commun fondamental. Peut-on en déduire que leur situation parallèle au bord d'un socle en est la cause? Je le crois, parce que dans le Haut-Atlas on trouve dans une seule chaîne d'aussi grandes différences entre un tronçon occidental et un tronçon oriental qu'entre les Pyrénées et les Alpes, tandis que ces dernières se ressemblent par le même morcellement en compartiments longitudinaux. Il est vrai que les roches basiques manquent dans le sillon préafricain si l'on refuse de regarder les phonolites du Siroua et de Foum el Kouss comme telles, et que les massifs satellites ne se sont pas développés au même degré, mais j'incline à attribuer cette différence à la contrainte bien plus faible du Haut-Atlas.

Résumant mes conclusions, je serais porté à attribuer l'existence d'une chaîne orogénique surtout à sa position au bord d'un socle, qui est également un lieu d'élection pour la formation d'un géosynclinal. Le bord du socle paraît être permanent. Souvent, mais pas partout, il s'y accole un géosynclinal, et également souvent, mais pas toujours, il s'y développe une chaîne orogénique, de sorte que l'orogénèse peut intéresser un géosynclinal de la bordure du socle mais peut aussi bien s'établir là où le géosynclinal est absent. L'établissement d'une orogénèse dans cette position est caractérisé par des failles fondamentales parallèles à la bordure du socle. Puisque l'avant-pays du socle a été morcelé précédemment en compartiments entre lesquels d'autres aires d'affaissement géosynclinales se sont formées, la contrainte peut avoir des directions variables en poussant les blocs l'un contre l'autre, mais la zone bordière du socle reste souvent le domaine de la contrainte maximum et les zones transversales, comme le Moyen-Atlas et les Apennins, restent beaucoup moins plissées. En outre il est probable que l'action du socle n'est pas toujours dirigée perpendiculairement

à sa lisière; il peut arriver aussi bien, et nous en avons rencontré des exemples, qu'un décrochement, dû à une contrainte oblique se produise le long de la faille-limite. Le Rif et la Sierra Nevada, étant parallèles à la contrainte principale, montrent de nouveau une tectogénèse maximum. Il est probable que plus l'affaissement géosynclinal est développé, plus la tectogénèse est intense, mais l'orientation par rapport à la bordure du socle permanent joue un rôle aussi important.

Nous nous sommes gardé d'exprimer une opinion sur les causes qui ont amené le morcellement de l'avant-pays, ou bien l'affaissement géosynclinal, ou bien la formation des failles longitudinales, ou bien encore la contrainte tectogénique, et la surélévation posttectonique. Je ne crois pas que le temps soit venu encore de formuler des hypothèses de cause. Nos informations sur les caractéristiques, s'il nous est arrivé d'en présenter quelques-unes, sont encore insuffisantes. Mais je voudrais faire observer que les hypothèses courantes, courants de convection, boucles de l'écorce terrestre ou écoulements sous l'effet de causes diverses, sont insuffisantes pour expliquer les faits que nous avons présentés. Nous avons trouvé des orogénèses surélevées sans contrainte préalable sérieuse, et des plissements de couverture sans surélévation centrale, tandis qu'en bordure les sédiments faisaient à peu près défaut. Nous avons rencontré des chaînes transversales et des orogénèses en dehors de toute aire géosynclinale. Il faut bien en conclure que l'origine des forces orogéniques, épirogéniques et tectogéniques reste encore un mystère.

#### DISCUSSION.

*M. P. Dumon fait observer que l'épaisseur du Dévonien va en augmentant dans la Montagne Noire. On ne voit jamais de charnière, mais M. De Sitter pense qu'il y a beaucoup de redoublements. Quant au Secondaire dont parle aussi M. P. Dumon, c'est M. Casteret qui s'en est réservé l'étude. On y trouverait, d'après MM. Dumon et Lombard, des exemples d'écoulement, surtout au Sud de la chaîne.*

*M. G. Mortelmans remarque qu'au Caradoc on trouve des calcaires, ce qui ferait supposer une émergence pendant les mouvements calédoniens. M. De Sitter pense qu'il ne s'agirait là que de bassins restreints, sans qu'on puisse parler pour les Pyrénées à cette époque de phase orogénique.*

*M. A. Lombard demande si les calcschistes du Dévonien ne constituent pas un indice de dépôt. M. De Sitter admet qu'on ne connaît pas l'épaisseur du Dévonien dans l'axe de la chaîne. Personnellement il croit que celle des calcschistes n'excède pas à cet endroit 400 m, mais il se pourrait que cette épaisseur augmentât vers le Nord, dans la zone marginale et, naturellement, dans la Montagne Noire.*

*M. J. Jedwab parle de la disposition des noyaux granitiques qui sont allongés suivant l'axe de la chaîne. Pour M. De Sitter il faut faire une distinction entre les massifs syntectoniques et ceux postérieurs au plissement.*

---