



**HAL**  
open science

# La structure de la chaîne hercynienne de la meseta ibérique : Histoire structurale du Golfe de Gascogne (Tome 1)

J.-P Bard, R Capdevila

► **To cite this version:**

J.-P Bard, R Capdevila. La structure de la chaîne hercynienne de la meseta ibérique : Histoire structurale du Golfe de Gascogne (Tome 1) . 22, pp.I.4.1-I.4.68, 1971. insu-01493984

**HAL Id: insu-01493984**

**<https://insu.hal.science/insu-01493984>**

Submitted on 28 Mar 2017

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

J.-P. BARD \*  
R. CAPDEVILA \*  
Ph. MATTE \*\*

**LA STRUCTURE  
DE LA CHAÎNE HERCYNienne  
DE LA MESETA IBÉRIQUE :  
COMPARAISON  
AVEC LES SEGMENTS VOISINS**

**HISTOIRE  
STRUCTURALE  
DU GOLFE  
DE GASCOGNE**

Symposium organisé par  
L'INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE  
et le  
CENTRE NATIONAL POUR  
L'EXPLOITATION DES OcéANS  
du 14 au 16 décembre 1970  
à Rueil-Malmaison

sous le patronage du  
SCIENTIFIC COMMITTEE  
OF OCEANIC RESEARCH

**tome 1**

P. 1.4.1-1.4.68

ÉDITIONS TECHNIP  
27, RUE GINOUX PARIS XV

**technip**

**1971**

## LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBÉRIQUE : COMPARAISON AVEC LES SEGMENTS VOISINS

Résumé On expose brièvement les grands traits de la stratigraphie, de la tectonique, du métamorphisme et du magmatisme granitique de la chaîne hercynienne ibérique, afin de tenter des corrélations avec les segments voisins, particulièrement ceux situés au nord du golfe de Gascogne.

Des similitudes frappantes existent entre l'extrémité nord-ouest de la chaîne hercynienne ibérique (Galice) et l'ensemble massif Armoricaïn-Massif central français; notamment la répartition et la nature des bandes métamorphiques et des granites hercyniens suggèrent que la partie méridionale du massif Armoricaïn est la continuation de la zone axiale de Galice. On est ainsi amené à penser que la bordure continentale nord-ibérique et le plateau continental armoricaïn étaient jointifs à la fin de l'orogénèse hercynienne.

On discute alors le mécanisme d'ouverture du golfe de Gascogne responsable de la configuration actuelle. Il ne peut s'agir d'une simple rotation à partir du Mésozoïque autour d'un axe situé à la pointe du golfe, incompatible avec la structure de la chaîne pyrénéenne. Cependant la combinaison d'une translation tardi-hercynienne de la péninsule vers l'est, le long

---

\* *Laboratoire de Pétrologie, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.*

\*\**Laboratoire de Géologie Structurale, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.*

## I.4-2 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

d'un décrochement courbe et d'une rotation partielle, au Mésozoïque est susceptible d'expliquer l'allure actuelle du golfe de Gascogne. Les conséquences de cette hypothèse sur le tracé de la chaîne hercynienne en Europe méridionale et en Afrique, et ses relations avec la chaîne calédonno-appalachienne sont envisagées.

**Abstract** The major features concerning stratigraphy, tectonics, metamorphism and granitic magmatism of the iberian variscan (hercynian) belt are exposed in order to compare the neighbouring european segments, particularly those situated at the northern part of the Biscay Bay.

Striking similarities exist between the north-western part of the iberian Peninsula (Galicia) and the french massif Armoricaïn, namely when regarding the repartition and the petrological characters of the metamorphic belts and the various hercynian granites. This suggests that the Galicia and the massif Armoricaïn belonged to the same contiguous orogen and that the south armorican and north iberian continental shelves were fitting at least at the end of the Hercynian.

The authors discuss briefly the opening process of the Biscay Bay; they propose it is neither a simple rotation nor a translation, but the combination of these two mechanisms (first : sinistrial translation along a curvilinear transcurrent and/or transform fault; then, low-angle anticlockwise rotations during the Mesozoic and the Cenozoic). At the continental drift-scale, the consequences of these hypotheses are envisaged regarding the outline of the variscan belt in Europe and North Africa and its relations with the rest of the intrapaleozoic peri-Atlantic belts. For the authors, the Caledonian/Appalachian orogens and the Hercynian are two independent systems but possibly related in space and time in the area between the western Africa and the south-eastern part of North America.

### INTRODUCTION

Depuis la côte nord de l'Espagne jusqu'à la flexure du Guadalquivir, la chaîne hercynienne ibérique affleure d'un seul tenant sur une largeur d'environ 750 km. Elle est actuellement séparée des autres segments d'Europe et d'Afrique par des chaînes récentes (chaînes Bétiques, Pyrénées) ou des fonds océaniques.

C'est une chaîne bien individualisée, à double déversement : elle est constituée par des zones internes où affleurent en général les terrains les plus anciens, la plupart des roches métamorphiques et des

granites, et par deux bassins externes où se sont accumulées des séries dévono-carbonifères épaisses et diversifiées, peu ou pas métamorphiques.

On peut distinguer deux stades dans cette chaîne dont les matériaux vont du Précambrien ancien jusqu'au Stéphano-Permien :

- un stade dit "géosynclinal" long (220 MA), relativement peu troublé (absence de véritables plissements, depuis la base du Cambrien jusqu'à la fin du Dévonien);

- un stade tectogénique court (60 MA) débutant par endroits (zones internes, sud-ouest de la péninsule) à la fin du Dévonien ou au début du Viséen et prenant fin avant le dépôt du Stéphaniens moyen. La sédimentation carbonifère est de ce fait complexe et variée car elle est en partie contemporaine des plissements.

La chaîne hercynienne ibérique a dans l'ensemble une direction moyenne NW-SE; elle est toutefois caractérisée :

- par une virgation très prononcée des structures dans la partie nord (virgation asturo-galicienne);

- par une configuration remarquablement cylindrique : les structures peuvent en effet se suivre sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres et les différentes zones stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques sont en gros parallèles entre elles.

Par conséquent, il paraît évident que cette chaîne qui s'arrête brutalement, au nord et à l'ouest de la péninsule sur des fonds océaniques devait se continuer plus au nord en Europe et de fait, on observe de profondes analogies de part et d'autre du golfe de Gascogne entre la Galice et le massif Armoricaïn. Ceci permet de préciser les positions relatives des blocs européen et ibérique en admettant que les plateaux continentaux nord ibérique et sud-armoricain étaient jointifs à la fin de l'orogénèse hercynienne.

Nous exposerons donc d'abord les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et magmatiques de la chaîne hercynienne ibérique en les comparant systématiquement au massif Armoricaïn. Nous discuterons ensuite les différentes hypothèses concernant les mécanismes responsables de la dérive de la péninsule par rapport au bloc européen. Nous envisagerons enfin les conséquences de l'hypothèse que nous proposons sur le tracé de la chaîne hercynienne en Europe méridionale, en Afrique et ses relations avec la chaîne calédo-no-appalachienne.

## I. LES GRANDS TRAITs STRATIGRAPHIQUES DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE IBERIQUE

La répartition et les faciès du Paléozoïque et du Précambrien permettent de subdiviser la chaîne hercynienne ibérique en un certain nombre de zones. Ces dernières peuvent être définies comme des unités allongées plus ou moins parallèlement à la chaîne et qui renferment des terrains d'épaisseur et de faciès relativement constants. Cette subdivision en zones, bien que parfois conventionnelle se justifie par le fait que les variations d'épaisseur et de faciès sont beaucoup plus sensibles perpendiculairement que parallèlement à la chaîne. Cette zonation ne correspond d'ailleurs pas seulement à des différences stratigraphiques ou paléogéographiques car les lignes isopaques et isopiques du Paléozoïque sont en gros parallèles aux structures; il en résulte que l'on note en même temps que des différences d'épaisseur et de faciès, des différences de style tectonique, de métamorphisme et de magmatisme; la répartition des terrains est en effet fonction aussi du niveau structural auquel on se trouve.

### I.1. Zonéographie stratigraphique.

Du nord-est au sud-ouest on peut distinguer les neuf zones suivantes (fig. 1 et 2) :

#### ZONE I.

Le Précambrien est absent à l'affleurement. Ce trait particulier est dû à la structure en écaillés et en nappes qui se sont mises en place dans cette région avec un décollement systématique au niveau du Cambrien moyen (JULIVERT, 1965).

- Le Cambrien est complet avec une épaisseur variant de 1 500 à 2 500 m.

- L'Ordovicien est épais et essentiellement quartzitique (300 à 800 m) alors que l'Ordovicien supérieur et le Silurien sont réduits, lacuneux, surtout pélitiques et calcaires, puis gréseux au sommet. On y trouve parfois un volcanisme basique.

- Le Dévonien complet est d'autant plus épais et marin que l'on va vers le centre du bassin. La fin du Dévonien est marquée par d'importants soulèvements qui sont peut-être déjà contemporains des premiers plissements dans les zones internes et dans le sud-ouest de la péninsule.

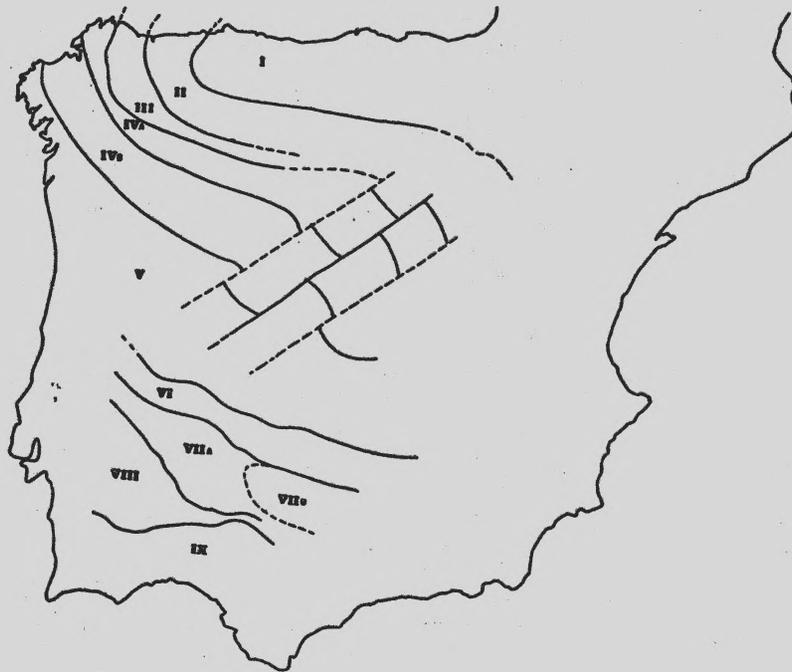


Fig. 1. Carte des zones paléogéographiques de la chaîne hercynienne ibérique.

Map of the Paleogeographic Zones in the Iberian Hercynian Range.

- Le Carbonifère connaît une sédimentation complexe (WAGNER, 1970) (1970) :

- du Tournaisien au Namurien, la sédimentation est marine, très condensée et souvent lacuneuse;

- du Namurien supérieur au Westphalien inférieur se déposent au centre du bassin des calcaires récifaux à Fusulines alors que dans l'arrière-pays, des faciès plus terrigènes s'accumulent dans un sillon courbe.

- Le Westphalien moyen est continental sur les bords du bassin, où il est discordant sur les structures de la phase majeure (nappes); alors que dans le centre du bassin, la sédimentation de type parallique très épaisse paraît continuer jusqu'au Stéphanien inférieur, hormis de légers plissements au Westphalien D.

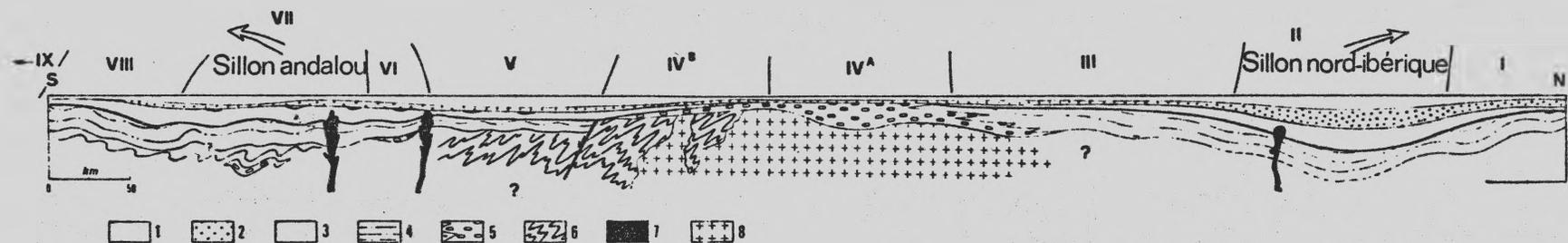


Fig. 2. Coupe paléogéographique de la péninsule Ibérique à la fin du Silurien.  
 Paleogeographic Section of the Iberian Peninsula at the end of the Silurian.

- 1) Ordovicien supérieur + Silurien;
- 2) Ordovicien inférieur;
- 3) Cambrien;
- 4) Précambrien supérieur grés-pélimitique ou grauwaqueux;
- 5) Précambrien supérieur porphyroïde (Ollo de Sapo);
- 6) Précambrien ancien polymétamorphique;
- 7) Granitoïdes paléozoïques pré-hercyniens;
- 8) granites précambriens.

- Le Stéphanien moyen est toujours largement discordant sur son substratum et, à partir de cette époque, le bassin cantabrique se comble progressivement de dépôts limniques qui seront à leur tour légèrement plissés avant le Trias.

#### ZONE II.

On trouve dans cette zone un Précambrien supérieur très épais constitué par une série grésopélimitique monotone d'au moins 3 000 m, avec quelques intercalations de volcanites acides.

- Le Cambro-Ordovicien essentiellement quartzitique est d'une épaisseur remarquable qui peut atteindre 12 000 m. Il repose en discordance sur le Précambrien supérieur.

- L'Ordovicien supérieur également très épais (2 000 à 3 000 m) est représenté par une série très homogène de schistes bleutés (Schistes de Luarca à Calymènes).

- Le Silurien débute par des quartzites massifs (100 m) et se poursuit par des ampélites à nodules (Llandovery supérieur) qui sont les derniers terrains antétectoniques de cette zone.

- Le Carbonifère est seulement représenté par du Stéphanien B et C posttectonique.

#### ZONE III.

- Le Précambrien, grésopélimitique, est identique à celui de la zone II. On ne voit pas ici non plus la base de cette formation épaisse d'au moins 3 000 m.

- Le Cambrien complet est moins épais (1 000 m à 2 000 m) et plus pélimitique que dans la zone II. Il est parfois discordant sur le Précambrien mais comme dans la zone II, il est probable que le plissement précambrien, peu intense, n'a pas été accompagné de schistosité ni de métamorphisme.

- L'Ordovicien inférieur est représenté par des schistes et des quartzites à Cruziana (50 à 300 m).

- L'Ordovicien supérieur, constitué par des pélites et par des calcaires récifaux, est parfois très réduit ou même absent en raison d'une légère discordance du Silurien (mouvements épirogéniques).

- On trouve de rares dépôts très localisés de Dévonien inférieur néritique.

#### I.4-8 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

- Le Carbonifère est représenté par quelques affleurements de grauwackes à plantes indéterminées. Ce Carbonifère dont le faciès "culm" rappelle le Viséen paraît discordant sur les structures en plis couchés de la première phase majeure (RIEMER, 1963).

#### ZONE IV.

Les roches les plus anciennes connues jusqu'à maintenant dans la péninsule affleurent dans cette zone. Il s'agit d'un complexe de roches polymétamorphiques dans lequel prédominent des metabasites et des ultrabasites avec aussi parfois des roches du faciès granulite (Den TEX et VOGEL, 1962). On trouve aussi plus rarement des orthogneiss granitiques ocellés sans doute postérieurs au complexe basique mais antépaléozoïques.

Cette ensemble de roches que l'on a groupé sous le nom de "Précambrien ancien" est recouvert dans la partie interne de la zone IV (IV-B) par une série de gneiss ocellés, à faciès porphyroïde, d'origine métasédimentaire. Cette série monométamorphique que l'on a attribuée au Précambrien supérieur atteint dans la partie externe de la zone IV (IV-A) une épaisseur supérieure à 2 000 m. C'est l' "Olló de Sapo" de Galice (PARGA PONDAL et al., 1964).

- L'Ordovicien inférieur (quartzites à Cruziana) transgresse directement sur le Précambrien supérieur sauf en de rares endroits (Sierra Segundera) où s'intercale une série de micaschistes, de marbres et de métaarkoses, attribuable au Cambrien.

- L'Ordovicien supérieur et le Silurien sont constitués par une épaisse série de pélites et d'ampélites avec des intercalations de volcanites acides (quartz-kératophyres et rhyolitoïdes) et basiques (spilites, ophiolites). Cette série devient très épaisse (plus de 3 000 m) dans la zone IV-B où l'on trouve en plus : des schistes violets, des calcaires, des grauwackes et des lydiennes (faciès "trasmontan").

- Le Dévonien et le Carbonifère sont absents dans la zone IV.

#### ZONE V.

La série la plus ancienne dans cette zone est constituée par un Précambrien supérieur à faciès différent de celui des zones précédentes. C'est une série de pélites, de grauwackes et de phtanites dont on ne voit pas la base.

On trouve au-dessus et en discordance (BOUYX, 1970) une autre série de schistes et de grauwackes (complexe schisto-grauvaquico nord portugais) d'environ 2 500 m, sans phtanite mais avec des conglomérats à galets de quartz et de phtanite. Cette série qui comprend quelques bancs calcaires assez épais pourrait représenter le Cambrien.

- L'Ordovicien inférieur, représenté encore par des schistes et des quartzites à Cruziana, est nettement discordant, avec un conglomérat de base, sur la série précédente (phase sarde). Toutefois, il ne s'agit pas là non plus de plissements importants avec schistosité et métamorphisme.

- L'Ordovicien supérieur et le Silurien sont représentés par des schistes bleutés à Calymènes et par des ampélites et des lydiennes à Monograptus.

- Ces terrains sont localement recouverts dans le Sillon houiller nord-portugais par du Dévonien inférieur schisto-gréseux.

- Le Westphalien supérieur et le Stéphanien posttectogéniques sont conservés au coeur du Sillon houiller qui correspond à un grand décrochement.

#### ZONE VI.

- Le Précambrien supérieur est identique à celui de la zone V.

- Le Cambrien n'est pas connu.

- L'Ordovicien inférieur très développé est discordant sur les niveaux rapportés au Précambrien supérieur.

- L'Ordovicien supérieur et le Silurien affleurent sporadiquement sous des faciès pélitiques et ampélitiques.

- Le Dévono-Dinantien, marin, affleure largement dans le synclinal de Los Pedroches à la limite des zones V et VI; il s'agit d'un complexe gréso-pélitique et grauwaekéux à faciès rhéna.

#### ZONE VII.

- Le Précambrien supérieur gréso-pélitique est identique à celui des zones V et VI; il renferme des intercalations fréquentes de quartzites noirs (métalydiennes ?) très caractéristiques et parfois de minces bancs de calcaires. C'est la "Seria Negra" du sud-ouest de la péninsule (VEGAS, 1968). Ces matériaux reposent peut-être sur un Précambrien plus ancien et métamorphique représenté par des amphibolites et des gneiss leptynitiques. La limite entre ces deux Précambriens serait jalonnée par des porphyroïdes comparables à l'Olló de Sapo de Galice.

- Le Cambrien complet et très épais, est représenté par des calcaires à la base et se termine par un horizon spilitique important, légèrement discordant sur le Cambrien moyen.

- L'Ordovicien débute par les quartzites armoricains. Il est parfois concordant mais plus généralement discordant sur le Cambrien et même sur le Précambrien.

- Le Dévonien supérieur, puis le Dinantien et le Namurien sont marins et très localisés (zone VII-B). Au sud de la zone VII, les dépôts du Dinantien reposent en discordance sur le Paléozoïque inférieur déjà plissé et métamorphique. Une seconde phase de plissement avec métamorphisme épizonal reprend tous ces niveaux avant le dépôt du Stéphanien moyen à charbon.

#### ZONE VIII.

- Le Précambrien supérieur probable est toujours de type "Seria negra". Il est recouvert en discordance par un Cambro-Ordovicien (?) très réduit et néritique dans lequel s'intercalent des niveaux volcano-sédimentaires acides (porphyroïdes) et surtout basiques, ainsi que des intrusions ophitiques.

- Le Silurien très épais (plus de 2 000 m) est de nature pélitique et ampélitique. Il renferme de rares niveaux calcareux lenticulaires et des volcanites basiques effusives ou extrusives (spilites et dolérites alcalines).

- Le Dévonien inférieur et moyen est représenté par un complexe de grauwackes à lentilles calcaires discordant sur le Silurien. Cette formation a un faciès comparable aux séries carbonifères de type "Culm" de l'extrême sud-ouest de la péninsule (migration des flysch vers le sud).

- On ne connaît pas de Carbonifère dans cette zone.

#### ZONE IX.

Cette dernière zone est essentiellement constituée par des terrains marins d'âge famennien et carbonifère, de faciès Culm.

Le Dévonien supérieur et le Tournaisien sont caractérisés par des dépôts volcano-sédimentaires acides avec une très importante minéralisation pyriteuse.

Du Viséen au Moscovien s'instaure une sédimentation grésopélitique et grauwackeuse apparemment continue(?) et extrêmement épaisse (plus de 5 000 m) avec des conglomérats polygéniques et des coulées spilites. Cette sédimentation très particulière, parfois très grossière ("Wild flysch") est tardive ou contemporaine des premiers plissements dans les zones plus internes VI et VII.

## I.2. Comparaisons avec le massif Armoricaïn (fig. 3).

On retrouve dans le massif Armoricaïn une zonation stratigraphique tout à fait comparable à celle que l'on observe dans la partie centrale de la chaîne hercynienne ibérique. Non seulement les séries sont pratiquement identiques tant pour le Paléozoïque que pour le Précambrien, mais la succession des zones est la même. Néanmoins cette succession est parfois perturbée dans le massif Armoricaïn par d'importants décrochements qui sont souvent parallèles aux structures mais aussi parfois légèrement obliques à celles-ci.

Les zones V et VI de la péninsule ibérique trouvent leur prolongement dans la "fosse centrale armoricaïne". On trouve ici comme là :

- une épaisse série azoïque schisto-grauwackeuse attribuée au Cambrien dans la péninsule et au Briovérien supérieur en Bretagne;

- des quartzites de l'Ordovicien inférieur discordants sur la série précédente avec un conglomérat de base souvent de teinte rougeâtre;

- un Ordovicien supérieur constitué par une épaisse série de schistes bleutés à Calymènes;

- un Dévono-Carbonifère schisteux de type rhénaïn : ainsi le bassin houiller de Chateaulin-Laval peut être la continuation du bassin houiller de Porto.

La zone IV se retrouve en Bretagne méridionale et en Vendée; il s'agit en Galice comme dans le massif Armoricaïn d'une zone de haut fond dans laquelle on trouve :

- un Précambrien ancien polymétamorphique, parfois à faciès granulite, ou prédominant les roches basiques et plus rarement des orthogneiss ocellés. Dans le nord du Portugal (massif de Moraïs) comme en Bretagne (baie d'Audierne), ce Précambrien ancien est recouvert par des gneiss ocellés monométamorphiques d'origine sédimentaire (COGNE, 1965; MATTE et RIBEIRO, 1967).

- le Précambrien supérieur porphyroïde de Galice (Olló de Sapo) se retrouve dans l'anticlinal de Saint-Nazaire et peut-être en Vendée (1).

(1) Il faut noter cependant ici que les porphyroïdes de la région de Belle-Ile-en-Mer, Saint-Gildas, peuvent ne pas être l'équivalent exact de l' "Olló de Sapo" de Galice. Elles pourraient représenter des niveaux plus récents (Cambrien ?) comme certains porphyroïdes du sud de la péninsule (série de Bodonal; BARD, 1965) ou les "blaviérites" de la Montagne Noire.

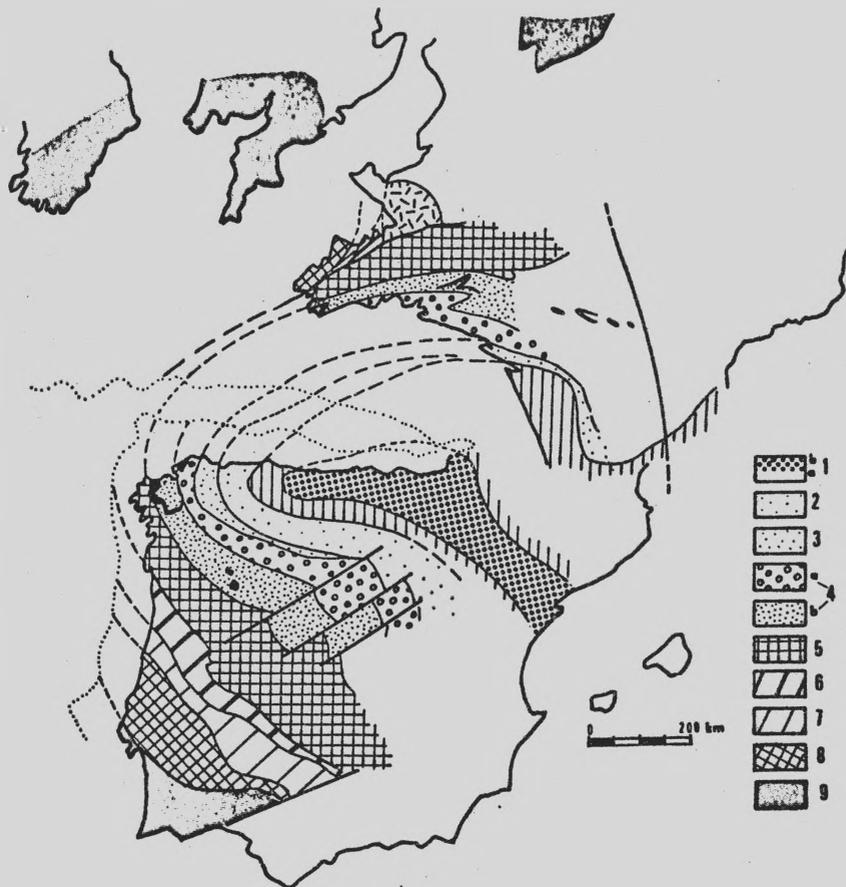


Fig. 3. Corrélations entre les différentes zones stratigraphiques de la chaîne hercynienne ibérique et du massif Armoricain.

Correlations Between the Different Stratigraphic Zones in the Iberian Hercynian Range and the Armorican Massif.

- 1) Bassin dévono-carbonifère oriental.
- 1b) Zone à Carbonifère moyen et supérieur à Fusulines.
- 2) Zone à Cambro-Ordovicien quartzitique très épais. (Sillon nord-ibérique).
- 3) Zone de Galice orientale à Cambro-Ordovicien peu épais.
- 4) (a) Zone à Précambrien supérieur porphyroïde très épais (Olló de Sapo); (b) Zone à Précambrien ancien; Précambrien ancien basique en noir sur la figure.
- 5) Zone centrale armoricaine, à Ordovicien inférieur (quartzites armoricains) discordant.
- 6) Zone à Ordovicien inférieur (quartzites armoricains) très développé.
- 7) Zone à Cambrien épais spilitique.
- 8) Zone à Cambrien réduit avec volcanisme basique, discordant sur le Précambrien schisto-grauwackeux.
- 9) Bassin dévono-carbonifère sud-ibérique à faciès "Culm".

- le Cambrien et l'Ordovicien inférieur sont très réduits ou absents.

- l'Ordovicien supérieur et le Silurien très épais du nord du Portugal (faciès trasmontan) est identique à celui de Bretagne méridionale avec ici comme là un volcanisme basique (spilites, "ophiolites") très développé (Cabo Ortegal, synclinal de Saint-Georges-sur-Loire).

Les zones plus externes de la chaîne ibérique ne se retrouvent pas dans le massif Armoricaïn :

Les zones I, II et III peuvent passer sous le bassin aquitain où l'on connaît par sondage des terrains dévono-carbonifères peu métamorphiques (BUGNICOURT et al., 1959).

Plus au sud-est le versant sud de la Montagne Noire (ARTHAUD, 1970) montre une certaine analogie avec la zone III de Galice.

Les similitudes d'ordre stratigraphique sont moins frappantes pour les zones VII et VIII qui devraient avoir leur équivalent dans le nord de la Bretagne. Le Précambrien gréso-pélimitique à phtanites du sud-ouest de la péninsule peut être l'équivalent du Briovérien moyen (COGNE, 1962), mais on ne trouve pas dans la péninsule l'équivalent du Pentévrien.

La zone IX (bassin carbonifère sud-portugais) ne se retrouve pas en Bretagne mais plus au nord, dans le sud de l'Irlande, le sud de l'Angleterre et les Ardennes où la sédimentation a toutefois des caractères apparemment plus néritiques.

En résumé, la branche hercynienne ibérique se raccorde de façon très satisfaisante à la branche ouest-européenne; notamment les zones centrales de Galice se prolongent dans le massif Armoricaïn puis dans le Massif central.

## II. LES GRANDS TRAITs TECTONIQUES DE LA CHAÎNE HERCYNIEUNE IBERIQUE

### II.1. Généralités.

Dans la chaîne hercynienne ibérique, la tectogenèse a débuté au moins dès le Viséen et s'est terminée avant le Stéphanien moyen.

#### I.4-14 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

Durant cette période (environ 60 MA) on peut dénombrer plusieurs phases de plissement qui ont affecté des terrains qui s'échelonnent depuis le Précambrien déjà métamorphique ou granitique jusqu'au Stéphanien.

Deux de ces phases sont réellement importantes tant par leur intensité que par leur extension. Elles ont donné la plupart des mégastuctures et sont contemporaines de la montée relative des isothermes.

L'âge de ces phases, voisines dans le temps, est connu avec plus ou moins de précision grâce à des dépôts discordants (dans les zones externes peu ou pas métamorphiques), ou aux datations radiométriques de certains granites dont on connaît bien les relations géométriques avec les structures. L'âge des plissements paraît plus ancien dans les zones internes que dans les zones externes de la chaîne.

La première phase de plissement ou phase majeure d'âge compris entre 340 et 310 MA, donne selon les endroits (fig. 4) :

- *des nappes de style superficiel* dans des zones externes peu ou pas métamorphiques;

- *des plis synschisteux et symmétamorphiques à plan axial subvertical* ou faiblement déversés dans la plus grande partie du domaine épizonal;

- *des plis synschisteux et symmétamorphiques couchés* dans les domaines méso et catazonal. Ces plis couchés sont parfois de très grande amplitude (20 km de flanc inverse) (MATTE, 1968).

La deuxième phase (310 - 290 MA) est une phase de serrage beaucoup moins intense que la précédente. C'est elle cependant qui donne les mégastuctures cartographiquement les plus évidentes. Elle est généralement postérieure au "climax" du métamorphisme bien qu'elle puisse être parfois contemporaine des dernières recristallisations dans la mésozone et surtout dans la catazone.

Cette phase s'exprime le plus souvent par des plis à plan axial subvertical ou faiblement déversés avec :

- schistosité de type "crénulation" ou "pli-fracture" dans les zones où existait déjà une schistosité ou foliation antérieure;

- schistosité de fracture ou de flux dans les zones situées au voisinage ou au-dessus du front de la schistosité S<sup>1</sup>.

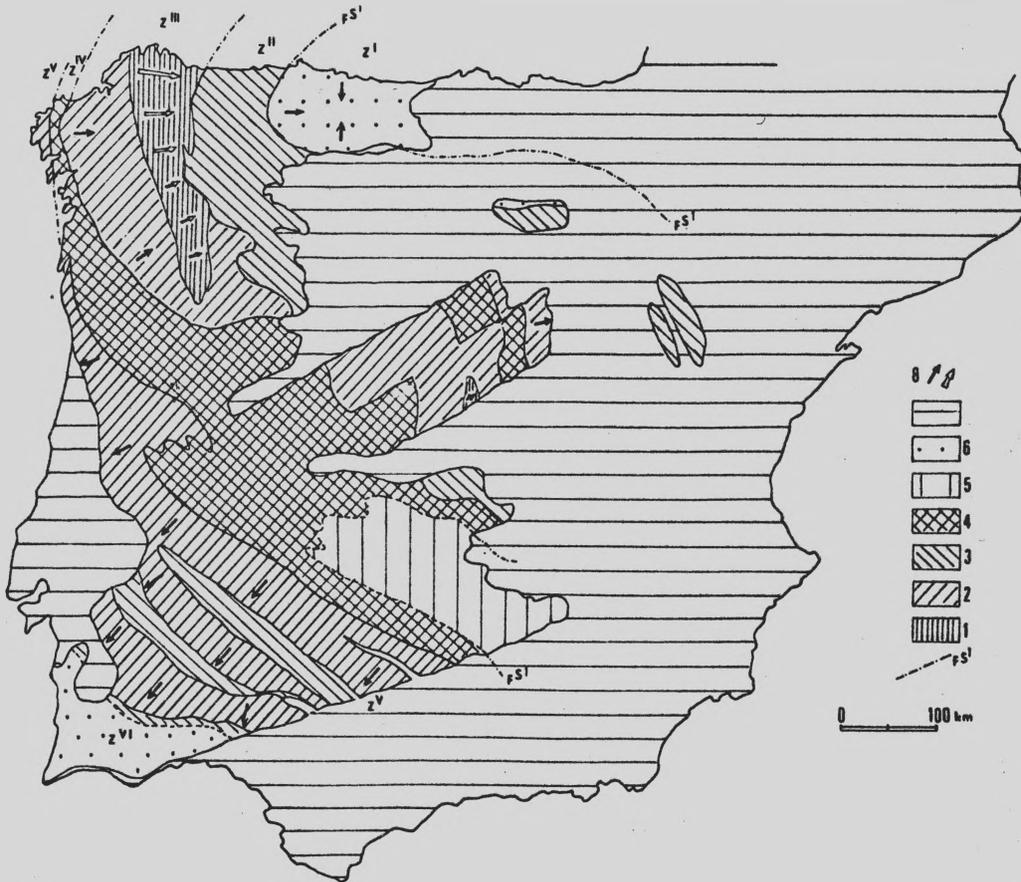


Fig. 4. Les différentes zones tectoniques de la chaîne hercynienne ibérique.

The Different Tectonic Zones in the Iberian Hercynian Range.

- 1) Zone des plis couchés de grande amplitude.
- 2) Zone des plis couchés.
- 3) Zone des plis déversés.
- 4) Zone centrale des plis à plan axial sub-vertical.
- 5) Zone située au-dessus du front supérieur de la schistosité 1.
- 6) Zone des écailles et des nappes de style superficiel, généralement située au-dessus du front de la schistosité S<sup>1</sup> (bassins carbonifères externes).
- 7) Terrains posthercyniens.
- 8) Sens de déversement des petites et des grandes structures couchées.

#### I.4-16 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

C'est à cette phase ou à un épisode de serrage situé entre les phases 1 et 2 que l'on doit attribuer les contacts anormaux qui font localement chevaucher le Précambrien ancien sur le Paléozoïque en Galice occidentale et dans le Nord du Portugal (fig. 6 et 7).

Au point de vue des directions, les phases 1 et 2 sont dans leur ensemble homoaxiales dans la virgation de Galice (fig. 5 et 6) mais elles peuvent être obliques par endroits en raison de la courbure des plis couchés de la phase 1. Ailleurs, c'est-à-dire dans l'ensemble de la Meseta ibérique, les directions sont légèrement différentes et l'on note que la phase 1 se rapproche plus d'une direction sub-méridienne (fig. 5).

Les déformations postérieures à la phase 2, bien moins importantes, n'ont pas donné de plissements majeurs, sauf toutefois dans la partie orientale du bassin cantabrique (Trias parfois discordant sur du Stéphanien légèrement plissé) et dans la région de Seville (Stephano-Permien renversé).

On trouve à cette époque plusieurs jeux de décrochements, parfois conjugués qui ont joué à plusieurs reprises depuis le Westphalien supérieur jusqu'au Permien, et qui ont ensuite joué en failles normales durant le Mésozoïque et le Tertiaire.

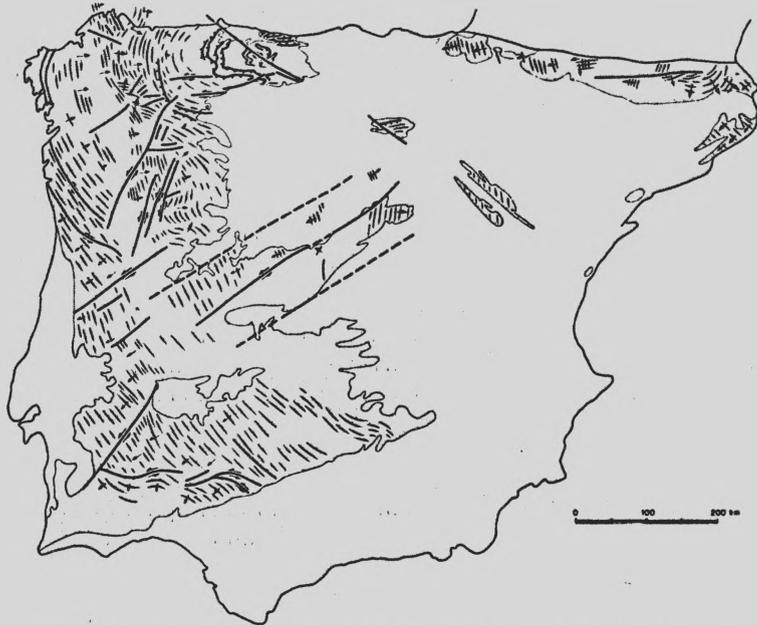
#### 11.2. Zonéographie tectonique dans la Meseta ibérique.

En se basant sur le style de la première phase majeure et à moindre titre sur celui de la deuxième phase, on peut distinguer plusieurs zones tectoniques plus ou moins parallèles à la direction des structures et qui correspondent à des niveaux structuraux de profondeur différente.

Au cours de ces deux phases, le style de la déformation est contrôlé par des paramètres locaux tels que la lithologie ou l'épaisseur des séries; mais ces paramètres restent relativement secondaires en face de :

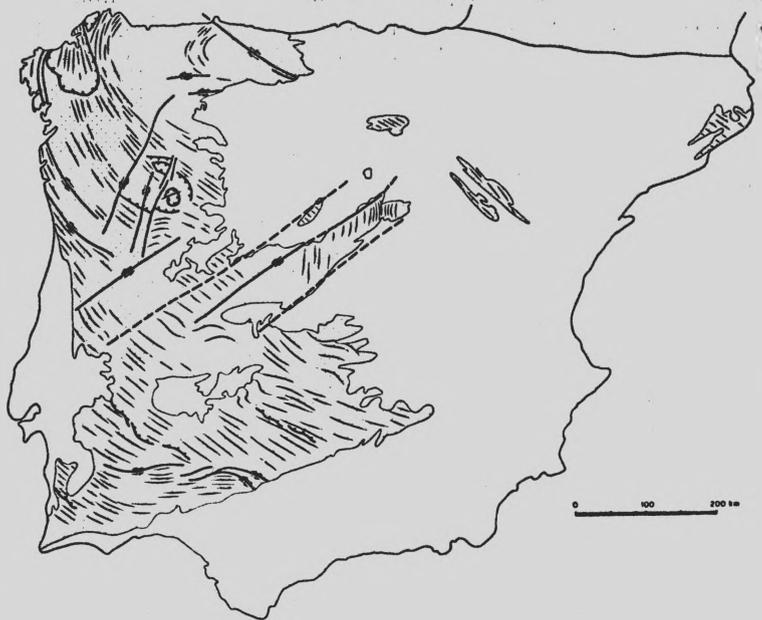
- l'intensité de la contrainte tectonique qui paraît décroître du nord-ouest vers le sud-est parallèlement à la chaîne, et depuis les zones internes vers les zones externes, perpendiculairement à la chaîne;

- du métamorphisme dont la durée recouvre les deux phases et qui atteint son paroxysme dans l'interphase 1-2. Ainsi, dans un secteur donné, les plis sont d'autant plus serrés et isoclinaux que le métamorphisme est plus intense. Il résulte de ce fait que les zones tectoniques se superposent le plus souvent aux zones métamorphiques.



**Fig. 5. Allure des directions des plis de la phase 1 dans la péninsule Ibérique.**

**Fold Trending Pattern of Phase 1 in the Iberian Peninsula.**

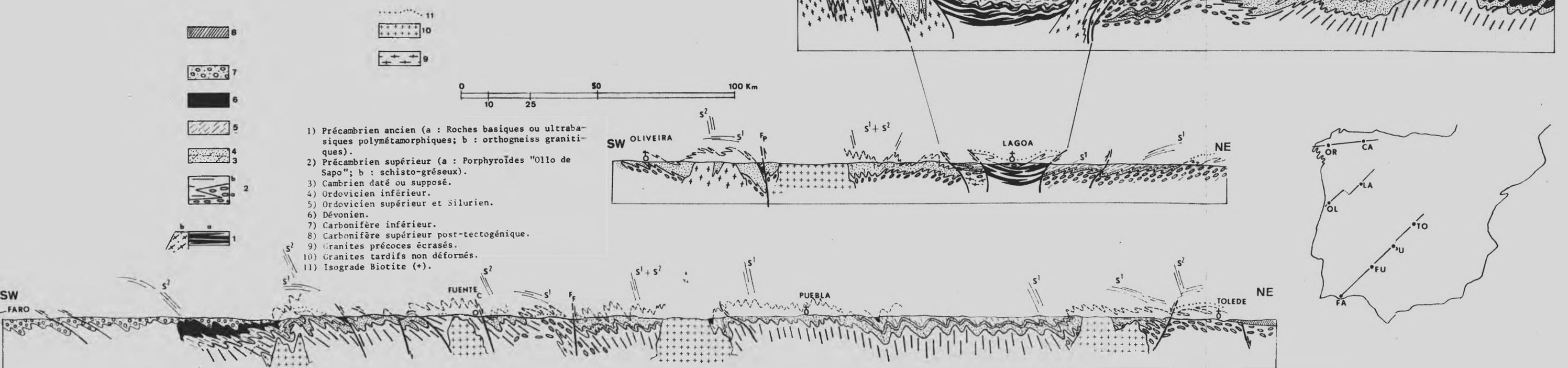


**Fig. 6. Allure des directions des plis de la phase 2 dans la péninsule Ibérique.**

**Fold Trending Pattern of Phase 2 in the Iberian Peninsula.**

Fig. 7. Coupes en échelon de la chaîne hercynienne ibérique entre les bassins carbonifères cantabrique et andalou.

Section by Successive Stages Showing in the Iberian Hercynian Range Between the Cantabrian and Andalusian Carboniferous Basins.



#### I.4-20 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

On peut ainsi définir schématiquement six zones (fig. 4) :

##### ZONE I. PEU OU PAS METAMORPHIQUE.

Phase 1 : (antérieure au Westphalien B). Elle donne des nappes de style relativement superficiel, parfois de grande amplitude (15 km), avec niveaux de décollement (JULIVERT, 1965; de SITTER, 1962; Van den BOSCH, 1969a) passant très localement à des plis couchés avec flanc inverse conservé et schistosité de flux (KOOPMANS, 1962). Cette phase affecte une série allant du Cambrien moyen au Namurien.

Phase 2 : Elle donne des plis à plan axial subvertical ou déversés vers le centre du bassin, avec ou sans schistosité. Ces plis, qui replissent les nappes, sont antérieurs au Stéphanien. Toutefois certains auteurs pensent que les nappes se sont formées à partir de plis concentriques (par rupture et cisaillement dans la charnière) et que le replissement des nappes n'est que le dernier stade de la même phase de déformation (Van den BOSCH, 1969b).

##### ZONE II. (METAMORPHISME EPIZONAL, SCHISTOSITE TRES DEVELOPPEE).

Phase 1 : Elle donne des plis synachlataux et asymétramorphiques (apparition locale de la biotite) affectant une série allant du Précambrien supérieur jusqu'au Silurien inclus. Ces plis forment une virgation très régulière (arc asturien). Ils sont soit à plan axial subvertical <sup>(1)</sup>, soit déversés vers le centre de l'arc. Ils sont par ailleurs d'autant plus serrés et déversés que l'on va vers la partie ouest de la zone II, et d'autant moins que l'on se déplace vers le sud-est, parallèlement aux structures.

Phase 2 : Elle est bien moins intense que la phase 1 et difficile à distinguer de celle-ci aux endroits où la phase 1 a déjà donné des plis à plan axial subvertical, surtout quand les deux phases sont homomorphes. Dans la zone II, la phase 2 a essentiellement contribué à donner à la schistosité S<sup>1</sup> une disposition en éventail.

Dans la partie orientale de la zone II (Sierra de la Demanda) ces deux phases sont antérieures au Westphalien B supérieur (COLCHEN, 1970).

---

(<sup>1</sup>) L'allure verticale des plans axiaux des plis de la phase 1 dans cette zone serait due au rôle résistant qu'a joué l'énorme masse des quartzites cambro-ordoviciens.

## ZONE III.

Phase 1 : Elle est caractérisée par un style en plis couchés synschisteux et symmétamorphiques, parfois de grande amplitude (20 km), qui affectent le Précambrien ancien jusqu'au Silurien inclus, dans des conditions le plus souvent mésozonales. En Galice (Ph. MATTE, 1968), ces plis sont couchés vers le nord et vers l'est; dans les chaînes centrales (Guadarrama) les déversements se font à la fois vers l'est et vers l'ouest.

Phase 2 : Elle donne des plis à plan axial subvertical, assez ouverts, dans l'épizone, et des plis plus serrés dans la mésozone, nettement déversés soit vers l'est et le nord-est (Galice), soit vers le sud-ouest (chaînes centrales). On trouve généralement associée à ces plis une schistosité de crénulation ou de pli-fracture replissant la schistosité  $S^1$  ou plus rarement une véritable foliation secondaire (méso-catazone).

La zone III est en plus, caractérisée par la présence de contacts anormaux postschisteux, qui font chevaucher le Précambrien ancien polymétamorphique sur le Paléozoïque. Ces chevauchements, parfois de faible pendage (30 à 45°) ont été interprétés, à tort, comme jalonnant la base de grandes nappes de socle mises en place par gravité (ANTHONIOZ, 1969). Les massifs précambriens sont en réalité enracinés (den TEX et VOGEL, 1962; MATTE et RIBEIRO, 1967) et ce style extrusif très particulier est dû à un épisode de serrage intense postérieur à la phase 1, mais légèrement antérieur à la phase 2 (communication personnelle de A. RIBEIRO) et à une prédisposition paléogéographique (les massifs précambriens devaient être des horsts limités par d'importantes failles normales au moment du serrage).

L'âge des deux phases majeures peut être déduit des datations radiométriques effectuées sur divers granites (CAPDEVILA, 1969) : la phase 1 est antérieure aux granites calco-alcalins précoces datés à  $320 \pm 10$  MA alors que la phase 2 est pénécontemporaine de la mise en place de certains granites à deux micas datés de  $304 \pm 10$  MA (CAPDEVILA et VIALETTE, 1970).

## ZONE IV.

La zone IV est une bande d'abord très étroite dans la partie nord (10 km à Malpica), qui va en s'élargissant progressivement vers le sud-est pour atteindre environ 150 km dans la région de Ciudad Real. C'est une zone très complexe. Elle est très déformée et très métamorphique dans la partie nord, en Galice occidentale (graben blastomylonitique de den TEX et FLOOR, 1967) et devient au contraire très peu déformée et parfois même pratiquement pas métamorphique vers le sud-est (zone IV-B).

#### I.4-22 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

Son individualité réside dans la juxtaposition des caractères suivants :

- la zone IV est nettement moins affectée par le métamorphisme régional que les zones adjacentes III et V;

- la phase 1, comme la phase 2, paraît être caractérisée par des plis à plan axial subvertical; en effet quand les schistosités  $S^1$  et  $S^2$  se recourent, la linéation d'intersection correspondante est sub-verticale;

- de part et d'autre de cette zone, on note de façon remarquable que les plis de la phase 1 sont déversés en sens opposé, vers le nord-est au nord, vers le sud-ouest au sud;

- la zone IV est enfin limitée de part et d'autre par d'importantes failles parallèles aux structures qui sont probablement des accidents anciens ayant joué en failles normales durant la sédimentation du Précambrien et du Paléozoïque, puis en failles inverses lors de la tectogenèse hercynienne et enfin en décrochements à l'époque tardi-hercynienne. C'est le cas en particulier du grand sillon houiller nord-portugais dans lequel sont conservés des dépôts du Dévonien inférieur, du Westphalien supérieur et du Stéphanien déformés. Néanmoins, les deux phases majeures de plissement paraissent dans cette zone antérieures au Westphalien D.

#### ZONE V.

La zone V est un ensemble complexe qui comprend : 1) des bandes épizonales où la seule schistosité visible est subverticale ou plonge fortement vers l'est-nord-est; 2) des bandes plus métamorphiques où l'on rencontre deux schistosités, la plus nette,  $S^1$ , étant alors horizontale. La schistosité subverticale que l'on observe dans les bandes épizonales correspond soit à la schistosité  $S^2$ , soit à la schistosité  $S^1$  redressée.

La phase 1 donne des plis symmétamorphiques, parfois d'amplitude kilométrique, sub-isoclinaux et couchés vers l'ouest-sud-ouest.

Entre les phases 1 et 2 se produisent des chevauchements plats vers le sud-ouest qui recourent la schistosité  $S^1$  et qui peuvent atteindre 10 km de flèche.

La phase 2 proprement dite replisse à la fois les plis 1 et les chevauchements précédents. Elle donne des plis plus ouverts que ceux de la phase 1 avec une schistosité de fracture ou de crénulation. La plupart des mégastructures de la zone V (anticlinorium et synclinorium déversés vers le sud-ouest) appartiennent à cette phase.

L'âge de ces deux phases peut être déterminé en de rares endroits grâce à des dépôts discordants :

- au coeur de la zone V, la phase 1 est postérieure au Dévonien moyen et antérieure au Dinantien; ailleurs, elle peut être un peu plus récente (intraviséenne ?);

- la phase 2 est partout postérieure au Westphalien moyen et antérieure aux dépôts posttectogéniques du Stéphanien moyen.

Après la deuxième phase, la zone V a été affectée par un système de décrochements sénestres, parfois courbes, de direction WNW-ESE. Ces décrochements sont postérieurs au Westphalien D et antérieurs au Stéphanien B. Ils ont rejoué en failles inverses après le Permien (Rio Viar)

#### ZONE VI.

Cette zone, exclusivement constituée à l'affleurement de Carbonifère marin à faciès "Culm", est peu métamorphique et a une tectonique relativement simple. La phase principale correspond à des plis assez serrés déversés vers le sud-ouest avec une schistosité de fracture, plus rarement de flux, bien développée. Cette déformation qui affecte jusqu'au Moscovien est à rapporter à la phase 2 de la zone précédente.

Postérieurement à cette schistosité se sont mises en place des nappes de style relativement superficiel, parfois d'ampleur kilométrique, qui se sont également déplacées vers le sud-ouest (RIBEIRO et al., Congrès de Badajoz, 1970). Une seconde schistosité de fracture accompagnerait cette phase tectonique.

Des ondulations postérieures de direction NW-SE à E-W sont dans cette région les dernières déformations souples hercyniennes connues.

#### II.3. Comparaisons avec le massif Armoricaïn.

Dans le massif Armoricaïn comme dans la péninsule on observe un parallélisme étroit entre les zones de faciès sédimentaire et les zones tectoniques. Leur succession est à peu près identique de part et d'autre du golfe de Gascogne.

Ces différentes zones sont le plus souvent séparées par d'importantes failles subverticales généralement parallèles aux structures mais parfois légèrement obliques, notamment dans le massif Armoricaïn (zones broyées sud-armoricaines, sillon houiller de Chateaulin-Laval,

#### I.4-24 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNienne DE LA MESETA IBERIQUE :

sillon houiller nord-portugais, failles limitant la "fosse blastomylonitique" de Galice, etc.). Il s'agit probablement d'accidents très anciens, déjà actifs pendant la sédimentation du Paléozoïque et même du Précambrien supérieur. Ils ont ensuite certainement joué pendant la tectonique hercynienne en conférant aux divers compartiments une certaine autonomie, puis ils ont rejoué enfin en décrochement au Westphalien supérieur et au Stéphanien.

Ces accidents sont plus nombreux et plus importants dans le massif Armoricaïn ce qui expliquerait peut-être que la succession des zones y soit moins complète et leur épaisseur plus faible que dans la péninsule Ibérique.

De part et d'autre du golfe de Gascogne, les zones montrent les correspondances suivantes (fig. 7, 8 et 9) :

La "fosse centrale armoricaïne" est la continuation de la zone IV; elle se caractérise comme celle-ci par :

- une tectonique relativement simple avec des plis à axe subhorizontal et une schistosité subverticale en climat épizonal (LE CORRE, 1969);

- une discordance de l'Ordovicien inférieur sur son substratum (PHILIPPOT et al., 1957); cette phase de plissement anté-ordovicienne est appelée "sarde" au Portugal et dans le centre de l'Espagne (OEN, 1970; LOTZE, 1956) et "cadomienne" en Bretagne (COGNE, 1962; PHILIPPOT et al., 1957); elle paraît ici comme là peu intense et en tout cas dépourvue de schistosité et de métamorphisme <sup>(1)</sup>.

La fosse centrale "armoricaïne" est enfin limitée, comme la zone IV, par des failles importantes qui la mettent en contact avec des zones plus complexes et plus métamorphiques.

La Bretagne méridionale et la Vendée seraient le prolongement de la zone III. On y trouve, comme en Galice, une tectonique complexe en plis isoclinaux couchés ici vers le sud et vers l'ouest en climat méso- à catazonal et replissés par des plis NW-SE à plan axial subvertical. Bien que l'on ait mis en évidence dans cette région un métamorphisme hercynien très important (COGNE, 1957), l'ensemble de cette

---

<sup>(1)</sup> Notons cependant que plus au sud-est de l'Armorique (Moulin de Chateaupanne) l'Ordovicien inférieur est nettement discordant sur une série préalablement schistosée et métamorphique (COGNE, 1967; BLAISE et al., 1970). Néanmoins cette série attribuée au Briovérien supérieur pourrait être en fait plus ancienne (Briovérien inférieur ?) et la discordance fondamentale pourrait se situer plus bas entre le Briovérien supérieur et le Briovérien inférieur.

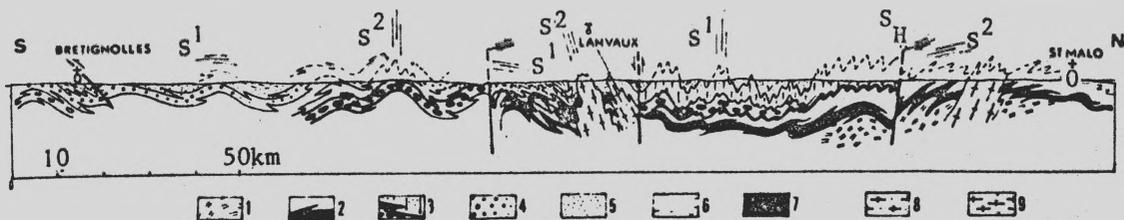


Fig. 8. Coupe schématique de la chaîne hercynienne dans le massif Armoricaïn.

Schematic Section of the Hercynian Range in the Armorican Massif.

- 1) Socle pentévrien (essentiellement formé de gneiss dioritiques).
- 2) Briovérien inférieur à roches basiques polymétamorphiques.
- 3) Briovérien supérieur généralement monométamorphique (métamorphisme hercynien); série schisto-grauwackeuse au sommet, porphyroïde à la base, discordante sur le Briovérien inférieur.
- 4) Série schisto-gréseuse avec intercalations de porphyroïdes d'âge indéterminé (Briovérien supérieur ou Cambrien inférieur).
- 5) Ordovicien inférieur (quartzites armoricains).
- 6) Silurien et Ordovicien supérieur.
- 7) Dévonien.
- 8) Orthogneiss précambriens de Moëllan-Lanvaux.
- 9) Granites à 2 micas hercyniens.



Fig. 9. Les différentes zones tectoniques dans les segments hercyniens ibériques et français.

The Different Tectonic Zones in the Iberian and French Hercynian Segments.

- 1) Zone des grands plis couchés.
- 2) Zone des plis couchés.
- 3) Zone des plis déversés.
- 4) Domaine central des plis à plan axial vertical.
- 5) Sillons carbonifères externes avec écaïlles ou nappes de type superficiel.

#### I.4-26 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

tectonique polyphasée en plis couchés était considérée comme précambrienne aussi bien à l'île de Groix (COGNE et al., 1966) qu'en Vendée (BRILLANCEAU, 1968). Mais quoi qu'il soit encore difficile de séparer les phénomènes hercyniens et précambriens dans cette région polymétamorphique, on sait aujourd'hui que l'une au moins de ces deux phases de plis couchés est hercynienne puisqu'elle affecte en Vendée le Silurien daté (DEFLANDRE et TERS, 1970).

Dans cette zone, la présence de plis couchés hercyniens de grande amplitude envisagée par A. DEMAY (1948) n'est pas démontrée du fait de la rareté du Paléozoïque daté. Néanmoins les plis couchés subméridiens de l'île de Groix qui remplissent déjà une foliation métamorphique et sont eux-mêmes accompagnés ou suivis d'un métamorphisme plurifacial à glaucophane, pourraient être d'âge hercynien.

La zone des grands plis couchés de Galice orientale à matériel paléozoïque n'a pas son équivalent si ce n'est peut-être dans la partie la plus méridionale de Vendée. Cette zone se retrouverait plus au sud sous les dépôts récents du bassin Aquitain et se raccorderait à la zone axiale orientale des Pyrénées, puis à la zone axiale et au versant sud de la Montagne Noire.

Les zones plus externes de la chaîne hercynienne ibérique ne se retrouvent pas dans le massif Armoricaïn.

On doit s'attendre logiquement à ce que les zones I et II se prolongent sous le bassin Aquitain jusque dans les Pyrénées hercyniennes centrales et occidentales. De fait on trouve dans les Pyrénées occidentales des plis couchés vers l'ouest à la limite du front de la schistosité dont le style rappelle la partie interne de la zone I.

La zone V pourrait se retrouver en partie dans le nord de la Bretagne (Trégor, Léon) mais la tectonique hercynienne de cette région est trop peu connue pour pouvoir faire des comparaisons sérieuses.

La zone VI, enfin, se prolongerait dans le sud de l'Irlande, la Cornouaille britannique et les Ardennes. On y trouve une succession de déformations comparable :

- d'abord des plis avec schistosité bien développée déversés, vers le sud-ouest dans la péninsule et vers le nord en Europe;
- des petites nappes postschisteuses de style relativement superficiel qui se sont déplacées vers les zones externes;
- enfin, des plissements tardifs à plan axial subvertical, peu intenses.

En résumé, les différentes zones tectoniques de la chaîne hercynienne ibérique se raccordent assez bien avec celles du segment hercynien ouest-européen. De part et d'autre du golfe de Gascogne, les caractères sont comparables, la succession est identique et les directions structurales sont compatibles si l'on admet que les plateaux nord-ibérique et sud-armoricain étaient primitivement jointifs.

### III. DISTRIBUTION DES ZONES ET DES TYPES DE METAMORPHISME DANS LA CHAÎNE HERCYNIEUNE IBERIQUE

#### III.1. Généralités.

Les terrains métamorphiques du segment hercynien ibérique sont principalement distribués dans les secteurs de Galice/Minho, des Sierras centrales et de la Sierra Morena/Alentejo. Dans ces régions, le métamorphisme régional hercynien affecte de façon progressive des séries d'âge paléozoïque inférieur et moyen mais aussi et parfois, des formations sédimentaires et éruptives précambriennes dépourvues de métamorphisme régional (cas des séries rapportées au Précambrien récent par les auteurs) ou déjà fortement transformés par ce phénomène (Précambrien ancien polymétamorphique et certains noyaux orthogneissiques).

Dans ces divers secteurs, des études récentes ainsi que certaines données encore inédites permettent de se faire une idée relativement précise sur la répartition des matériaux épi-, méso- et catamétamorphiques ainsi que sur celle de certains isogrades importants. A ces renseignements d'ordre zonéographique il est souvent possible d'associer des données portant sur les variations locales ou régionales des types de métamorphisme.

La figure 10 résume ces observations et montre par ailleurs que les types métamorphiques qui affectent les séries paléozoïques varient entre des variétés de "basse pression" (à andalousite-sillimanite) et des variétés de "pression intermédiaire" (à disthène-sillimanite).

Ces changements dans les types de métamorphisme d'âge hercynien sont localement discutables et souvent problématiques. L'existence démontrée par endroits d'un vieux socle métamorphique pose en effet, et par ailleurs, des problèmes d'interprétation d'associations minéralogiques; cette remarque concerne plus particulièrement les formations méso- et catamétamorphiques surmontées d'une couverture paléozoïque portant les traces d'un métamorphisme hercynien à caractère plurifacial.

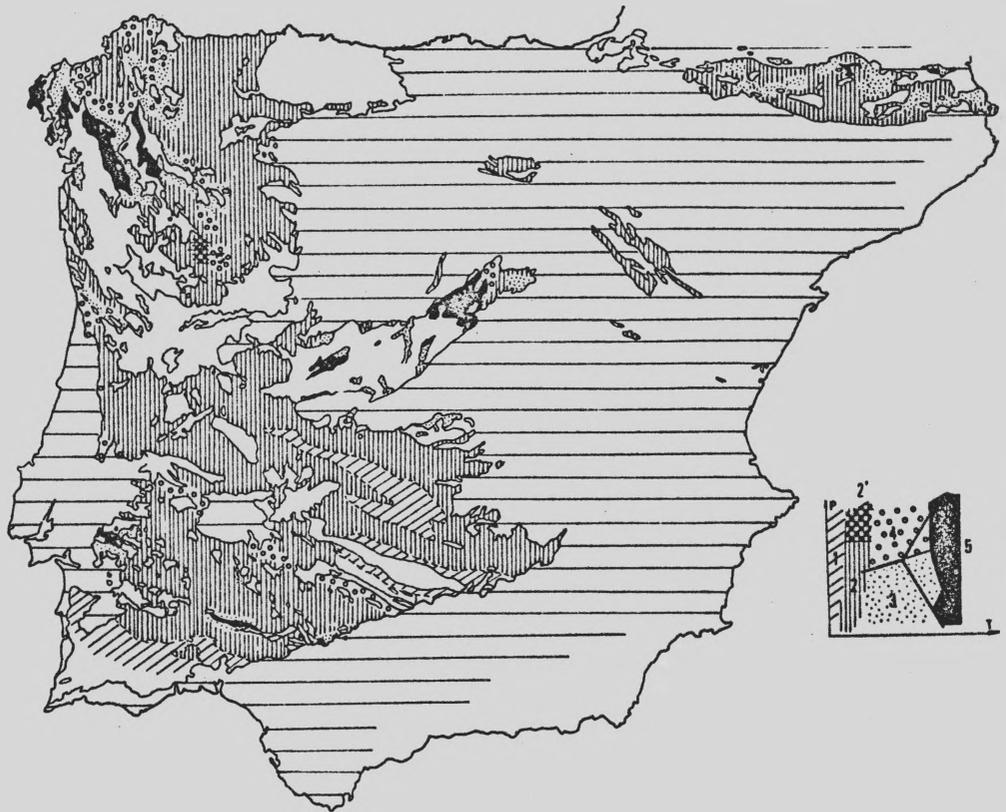


Fig. 10. Carte des zones et des types métamorphiques de la Meseta ibérique.

Map of the Metamorphic Zones and Types in the Iberian Meseta.

- 1) Faciès à laumontite-pumpellyite-préhnite.
- 2) Faciès schistes verts.
- 2') Faciès schistes verts à glaucophane.
- 3) Faciès amphibolite de la suite à andalousite-sillimanite.
- 4) Faciès amphibolite de la suite à disthène-sillimanite.
- 5) Faciès "ultramétamorphiques" au-delà des isogrades muscovite + quartz ou anatexie des gneiss silico-alumineux; a : Carbonifère et Permien post-hercyniens; b : Terrains postpaléozoïques et zones orogéniques alpines remaniant des séries paléozoïques ou précambriennes.

### III.2. Modalités et caractères du métamorphisme régional dans les divers secteurs du massif hespérique.

#### III.2.1. REGION DE GALICE-MINHO.

Dans le nord-ouest de la péninsule les terrains fortement métamorphisés à l'Hercynien se distribuent schématiquement dans quatre ceintures qui sont d'est en ouest :

- la ceinture de Lugo;
- la ceinture d'Ortigueira - Puebla de Sanabria;
- la ceinture de Santiago - Verin;
- la ceinture de Porto.

Dans ces quatre bandes cristallogéniques le métamorphisme régional hercynien affecte des séries paléozoïques plus ou moins bien datées ainsi que des formations précambriennes ortho- ou paradérivées.

Dans les ceintures de Lugo (CAPDEVILA, 1969) et de Ortigueira - Puebla de Sanabria, le métamorphisme est généralement du type de basse pression. Cette conclusion découle de l'observation d'une séquence zono-graphique prograde antérieure à la seconde phase tectogénique hercynienne et caractérisée par l'apparition des minéraux index suivants :

chlorite → biotite → grenat → staurotide → sillimanite

L'apparition de l'association almandin-andalousite avant la paragenèse staurotide-andalousite, le large épanouissement de l'assemblage quartz-muscovite-sillimanite dans la zone d'anatexie granitique ainsi, enfin, que l'absence de cordiérite dans ces deux premières ceintures, permettent de penser que le métamorphisme hercynien correspond ici à la surimposition d'un degré géothermique moyen de l'ordre de 30°C/km. En fait, il faut noter (à l'ouest de Vivero, de Villalba, de Sarria et de Puebla) l'existence locale d'associations hercyniennes à disthène-staurotide qui prouvent que le type (donc le degré géothermique) n'est pas absolument homogène. Il existe de ce fait, des variations, probablement liées aux distributions des surpressions tectoniques ou à la distribution des sources thermiques, qui placent localement le type métamorphique dans le groupe de pression intermédiaire.

La ceinture la plus occidentale (ceinture de Santiago-Verin) de Galice est plus typiquement de basse pression (FLOOR, 1966); elle se caractérise en particulier par un volume relativement important d'anatexites à cordiérite-sillimanite formées dans les zones profondes, aux dépens de matériaux feldspathiques d'âge précambrien récent probable.

La dernière ceinture métamorphique de la région considérée affleure au Portugal dans la région de Porto. D'après les travaux de SCHERMERHORN (1956), de OEN (1970) et de WESTERWELD (1956), le métamorphisme hercynien antérieur à subcontemporain de la deuxième phase de plissement serait encore surtout du type de basse-pression. Les associations minérales qui ont été décrites à ce jour, semblent indiquer que la ceinture de Porto présente de nombreuses similitudes avec les deux ceintures de Galice orientale et, comme celles-ci, elle renferme localement des associations à disthène hercynien.

Avant de quitter le domaine Galice-Minho, il importe de rappeler l'existence dans ce secteur de plusieurs complexes polymétamorphiques d'âge précambrien ancien, essentiellement constitués par des séries basiques d'origine ortho et plus rarement para (Cabo Ortegal, sud et sud-ouest de la région d'Ordenes, "extrusions" de Braganca et de Morais) et par quelques nuclei de granites orthogneissifiés (région de Viana del Bollo et de Miranda do Douro). Ces formations précambriennes anciennes ont subi les conditions méso- à catazonales (associations de la partie profonde du faciès amphibolite et du faciès granulite pour quelques pyrigarnites et éclogites) d'un premier métamorphisme à disthène du type de pression intermédiaire. Lors de la première phase tectogénique hercynienne et, parfois pendant la seconde phase, ces métamorphites de haut grade ont été rétrotransformées sous les conditions épi-, et le plus souvent, mésozonales d'un second métamorphisme régional à gradient géothermique parfois identique (PORTUGAL FERREIRA, 1967; den TEX, 1961) mais généralement plus élevé que le premier (1).

### III.2.2. SECTEUR DES SIERRAS CENTRALES.

D'après les travaux de divers auteurs (de WAARD, 1950; HEIM, 1952; SCHAFER, 1969; BARD et al., 1970; FUSTER et al., 1970) les séries métamorphiques paléozoïques qui affleurent dans les Sierras centrales se moulent autour de noyaux de terrains d'âge précambrien récent à faciès "Ollo de Sapó" ou de vieux granites orthogneissifiés (Santa-Maria de Alameda au nord-nord-ouest de l'Escorial) d'âge précambrien ancien probable.

Le métamorphisme régional hercynien débute par des recristallisations contemporaines d'une première phase tectogénique N-S et culmine jusque dans une seconde phase de déformation tangentielle. Le caractère prograde des transformations visibles dans la partie orientale du bloc

---

(1) La découverte récente (Ribeiro, com. orale) d'associations "alpines" à glaucophane-stilpnomélane à l'ouest des extrusions de Braganca-Morais (Portugal) montre en fait que les types métamorphiques hercyniens sont localement très variables et ont une distribution géographique extrêmement complexe dans cette partie de la péninsule.

central (Sierras de Gredos) se traduit par la succession des isogrades chloritoïde (+) (dans la zone de la chlorite), staurotide (+)/almadin (+)/(disthène (+)), sillimanite (+)/cordiérite (+)/staurotide (-) et muscovite (-). Une anatexie très intense commence un peu avant l'isograde quartz-muscovite (-) et se développe très largement dans les zones profondes pour donner des granitoïdes hétérogènes à quartz-oligoclase-orthose-biotite  $\pm$  cordiérite  $\pm$  sillimanite  $\pm$  almandin ( $\pm$  andalousite). Un orthopyroxène peut localement accompagner ces phases et confère aux anatectites précédentes une affinité charnockitique. Bien que le caractère plurifacial des roches de ce secteur complique l'analyse du type métamorphique, il semble que le degré géothermique moyen soit de l'ordre de  $35 \pm 5^\circ\text{C}/\text{km}$  et que le type soit encore ici proche du basse-pression. Toutefois, le développement local (au nord-est de Buitrago) d'associations mésozonales à disthène-staurotide-almandin montre comme en Galice orientale que le type de métamorphisme est variable dans le segment hercynien ibérique.

### III.2.3. SECTEUR SIERRA MORENA/ALENTEJO.

Les formations au moins mésométamorphiques du sud-ouest de la péninsule ibérique se répartissent dans les ceintures NW-SE de Elvas-Badajoz-Cordoue et d'Aracena-Lora del Rio ainsi que dans le dôme cristallophylien de Evora (Portugal).

Dans la ceinture d'Elvas-Badajoz, le métamorphisme régional affecte des séries du Paléozoïque inférieur ainsi que des terrains plus anciens actuellement rapportés au Précambrien récent (BARD, 1967-1969). Dans l'état actuel des connaissances sur ce secteur, il ressort qu'il n'est pas certain que tout le métamorphisme soit ici d'âge hercynien; on peut toutefois affirmer que certaines recristallisations sont antéviséennes mais postérieures à des structures isoclinales englobant du Dévonien inférieur. Si les formations précambriennes ont été métamorphisées dans la tectogenèse précédente, le métamorphisme qui se développe ici est au moins localement du type de pression intermédiaire car des associations à disthène ont été rencontrées.

Le métamorphisme de la seconde ceinture d'Aracena-Lora del Rio est mieux connu (FABRIES, 1963; BARD, 1969). Les matériaux transformés lors d'une première phase de plissements tangentiels sont constitués par un complexe néritique présilurien et silurien reposant en discordance sur des terrains d'âge précambrien récent probable. Contrairement à ce que l'on observe dans les autres régions métamorphisées à l'Hercynien dans la péninsule, cette ceinture est caractérisée par sa richesse en matériaux basiques pré-, syn- et posttectogéniques. Au point de vue du métamorphisme la ceinture d'Aracena-Lora del Rio est originale par le développement relativement "précoce" de la cordiérite (dès l'apparition des conditions du faciès amphibolite) et la croissance "tardive" de grenat almandineux au niveau de l'isograde sillimanite I (+). Les

phénomènes d'anatexie se produisent largement vers l'isograde muscovite (-) en présence de quartz; il se forme alors des granitoïdes à cordiérite-biotite ± sillimanite ± grenat qui renferment comme dans les Sierras centrales, des variétés charnockitiques stratiformes de (grano)diorites à cordiérite - hypersthène (BARD, 1967, 1969). Le type métamorphique antérieur à la seconde phase est donc typiquement de basse-pression et correspond à la surimposition d'un degré géothermique mésozonal de l'ordre de  $75^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Les rétro-morphoses présentées par les métamorphites de la ceinture d'Aracena sont liées à une seconde phase tectogénique postviséenne (et probablement antéstéphanienne) qui affecte le Culm de Huelva. L'occurrence de néoformations de chlorite, d'épidote de prehnite et surtout de stilpnomélane, de pumpellyite ainsi que de glaucophane sensu lato (Van den BOOGAARD, 1967) suggère qu'il y a eu surimposition tardive dans le sud de la péninsule d'un second métamorphisme nettement de plus haute pression que le premier.

La troisième et dernière unité cristallophyllienne du sud-ouest de la péninsule est constituée par le complexe métamorphique de Evora-Beja. L'absence de données précises sur la pétrographie de cette région ne permet pas de préciser avec sûreté l'âge comme le type de métamorphisme. D'après nos propres observations, il semble que les métamorphites du massif de Evora soient constituées par l'alternance de niveaux d'origine grésopélitique, arkosiques et basiques orthodérivés (métatufs ou métavolcanites de composition basaltique sensu lato. Ces roches pourraient être d'âge précambrien récent ou paléozoïque inférieur; elles ont subi plusieurs phases tectogéniques (au minimum deux) et la dernière déformation paraît correspondre à la phase postérieure au métamorphisme paroxismal des ceintures avoisinantes. Le type métamorphique semble par ailleurs comparable à celui de la bande d'Aracena et serait de basse-pression.

### III.3. Comparaisons entre les ceintures métamorphiques du Massif hispérique et les formations cristallophylliennes du Massif Armoricaïn.

#### III.3.1. GENERALITES SUR LE METAMORPHISME EN ARMORIQUE.

Les points de similitude entre les séries cristallophylliennes d'Armorique et celles du nord-ouest de la péninsule portent surtout sur la Bretagne méridionale où l'on sait qu'il existe schématiquement trois unités qui ont subi des transformations au moins mésozonales; ces unités se répartissent ainsi (carte 11) :

- au nord, la ceinture "A" de Douardenez-Baud;
- au sud, la ceinture "B" Concarneau/Vannes/La Roche-sur-Yon;
- à l'est, la ceinture "C" Bouvron/Champtoceaux.

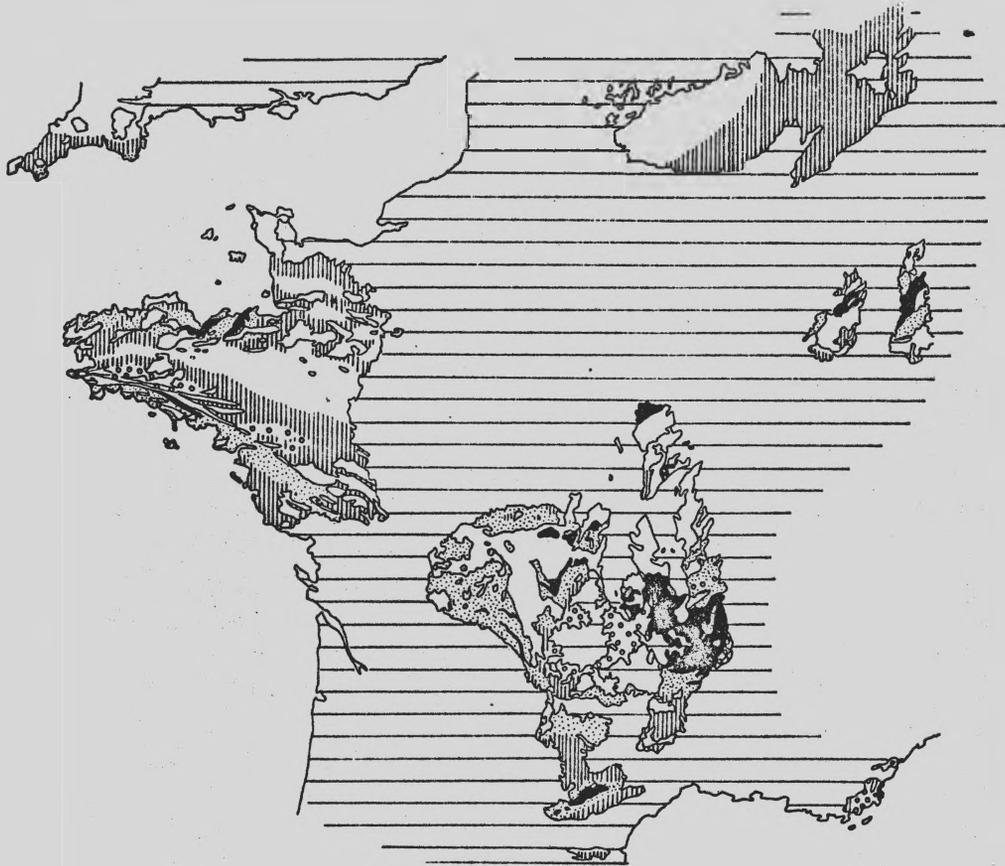


Fig. 11. Carte schématique des zones et des types de métamorphisme en Europe moyenne occidentale.

Schematic Map of Metamorphic Zones and Types in Middle Western Europe.

Même légende que la figure 10; les âges et les caractères polymétamorphiques relativement subordonnés ne sont pas représentés.

Bien que l'âge précis des matériaux transformés ainsi que celui des divers stades de métamorphisme de ces unités, soit encore discuté et bien qu'une cartographie des isogrades et une définition des types métamorphiques fassent encore défaut dans ces régions, il ressort que l'on peut dégager les faits suivants :

Ceinture A : Les schistes cristallins seraient essentiellement constitués par des métasédiments du Briovérien moyen métamorphisés lors d'un cycle cadomien et repris par une tectogenèse et un métamorphisme hercyniens. L'occurrence d'associations mésozonales à disthène suggère que le premier métamorphisme est au moins du type de pression intermédiaire, alors que les recristallisations hercyniennes seraient, soit de ce type, soit de plus basse pression.

Ceinture B : Les caractères polymétamorphiques et polystructuraux des métamorphites de cette seconde bande sont remarquables. Les matériaux les plus anciens sont représentés par un complexe de roches basiques, ultrabasiques (métapéridotites, éclogites, etc.) et de leptynites à disthène-grenat qui représenterait le Briovérien inférieur et/ou moyen.

Ces roches ont subi un premier métamorphisme de haut grade (faciès amphibolite à almandin et, peut-être, faciès granulite à hornblende) correspondant aux conditions d'un type métamorphique au moins de pression intermédiaire. Sur ces formations anciennes reposent en discordance, des niveaux d'âge Briovérien supérieur d'abord arkosiques ou volcano-sédimentaires acides (paragneiss "oeillés" du Languidou, de Saint-Michel Chef-Chef) puis pélitiques avec des intrusions de métagabbros ophitiques (ou d'amphibolites "à flocons") et des intercalations basiques. Affectés pour le moins par deux phases de plissements isoclinaux symmétriques, ces terrains montrent des transformations minéralogiques augmentant d'intensité du sud vers le nord. Ces transformations se suivent jusqu'au delà des isogrades anatexie (+) et muscovite (-) et correspondent au développement prograde d'un métamorphisme et d'une palinogénèse d'âge hercynien et de type de basse-pression (1).

Une des originalités de la ceinture B réside dans l'occurrence à l'île de Groix de métamorphites hercyniennes ayant subi (COGNE et al., 1966) des recristallisations polyphasées et épizonales caractéristiques d'un métamorphisme de haute pression, autrement dit, apparemment incompatible avec le type, de même âge, que l'on observe plus au nord sur le continent. D'après COGNE et al., (1966) le développement des

---

(1) Comme le prouveraient des granitoïdes d'anatexie à cordiérite datés aux alentours de 340 - 350 MA qui affleurent dans des niveaux de paragneiss kinzigitiques (morbihannites) à cordiérite-grenat-sillimanite.

roches à glaucophane de l'île de Groix serait fortement dépendant du contexte tectonique particulier de cette région (plis couchés isoclinaux et disharmonies structurales éventuelles). Une seconde interprétation consisterait à admettre que les associations "tardives" à glaucophane ne sont pas contradictoires avec un métamorphisme à andalousite-sillimanite alors que les associations plus "précoces" à lawsonite témoigneraient d'un métamorphisme plurifacial de plus haute pression dans les stades prémonitoires.

Ceinture C : Située dans la région nantaise, au nord-est du faisceau d'accidents de la "zone broyée sud-armoricaine", cette ceinture de terrains fortement métamorphiques paraît occuper une position intermédiaire entre la ceinture A et la ceinture B. D'après J. COGNE, elle est constituée par des terrains polymétamorphiques d'âge Briovérien inférieur et/ou moyen dans lesquels on trouve en particulier des roches basiques orthodérivées (amphibolites, pyroxénites et éclogites), des péridotites (parfois à grenat) et des gneiss leptynitiques à disthène. Ces roches ont été reprises par plusieurs phases de rétro-morphisme antérieures (ou contemporaines) à la formation de nappes-plis couchés (nappe de Champtoceaux par exemple).

Cette tectogénèse serait anté-hercynienne et le métamorphisme épizonal qui l'accompagne, du type de basse-pression ou intermédiaire de basse-pression probable.

A la différence avec la ceinture B, il semble que le métamorphisme hercynien ne dépasse pas ici les conditions du début du faciès schistes verts comme en témoignent les recristallisations syncinématiques des séries paléozoïques du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire.

### III.3.2. COMPARAISON ENTRE LES SERIES METAMORPHIQUES DE LA GALICE ET CELLES DU SUD DU MASSIF ARMORICAIN.

Les données précédentes font apparaître de nombreux points de similitude entre l'âge et les types métamorphiques des séries cristallophyliennes du nord-ouest de la péninsule et celles du sud de la Bretagne. Ces similitudes peuvent être résumées comme suit :

- comme en Galice, il existe dans le sud du massif Armoricaïn trois unités métamorphiques comparables par leur contenu lithologique et leur type métamorphique :

Ceintures de Lugo et de Ortigueira/Puebla de Sanabria =  
ceinture (B) de Concarneau/Vannes/La Roche-sur-Yon.

Dans ces deux régions il existe un métamorphisme hercynien épi-mésosozonal, et catazonal de type de basse-pression ou intermédiaire de basse-pression affectant des séries d'âge précambrien récent (Briovérien supérieur) et Paléozoïque inférieur (porphyroïdes et gneiss ocellés du Languidou = porphyroïdes et métagrauwackes feldspathiques Ollo de Sapo). Comme en Galice, il existe (par exemple en Vendée) dans la ceinture B de Bretagne des roches précambriennes anciennes (Briovérien inférieur et/ou moyen) caractérisées par leur polymétamorphisme et surtout par le fait qu'il s'agit principalement de roches basiques catazonales (éclogites, pyrigarnites, pyroxénites à grenat) et de roches ultrabasiques (métapéridotites).

On note par ailleurs qu'en Galice comme en Bretagne méridionale, le métamorphisme de ces séries anciennes est au moins du type de pression intermédiaire, c'est-à-dire à disthène-sillimanite. Il existe enfin dans ces deux régions la trace de variations locales du type de métamorphisme; les équivalents des phénomènes observés à l'île de Groix se retrouveraient en effet en Espagne et au Portugal sous l'aspect de développements d'associations hercyniennes à disthène ou à glaucophane dans des unités métamorphiques où prédomine largement un type de métamorphisme de basse-pression.

Ceinture de Santiago/Verin = ceinture (A) et (C) de  
Douardenez/Baud et de Bouvron/Champtoceaux.

Comme en Galice occidentale, les ceintures A et C de Bretagne méridionale sont caractérisées par la surimposition d'un métamorphisme hercynien généralement de basse-pression (ou intermédiaire de basse-pression) sur des séries cristallophyliennes plus anciennes ayant déjà subi des recristallisations mésozonales de type de pression intermédiaire. Les matériaux les plus anciens sont lithologiquement comparables. Il s'agit en particulier de roches basiques ou ultrabasiques ainsi que d'éclogites à disthène qui affleurent en Galice et dans le Minho portugais, dans la région de Santiago, de Bragança et de Morais et en Bretagne, dans la région de Peumert (baie d'Audierne) et dans la "nappe de Champtoceaux".

Un problème apparaît toutefois dans la comparaison de ces deux unités métamorphiques.

Ainsi, en Galice, nous n'avons pas la preuve de l'existence d'un métamorphisme et d'une tectogenèse antéhercyniens et postérieurs au Précambrien supérieur comme cela semble le cas dans la région de Champtoceaux. Il est possible cependant que la "nappe de Champtoceaux"

soit une structure pennique hercynienne (DEMARY, 1948) qui aurait remanié en son coeur des terrains déjà fortement métamorphiques d'âge précambrien ancien (Briovérien inférieur).

### III.3.3. COMPARAISONS ENTRE LES SERIES METAMORPHIQUES DES BRANCHES CENTRALES ET MERIDIONALES DE SEGMENT IBERIQUE ET CELLE DES HERCYNIDES DU NORD DU MASSIF ARMORICAIN ET DU SUD DU SYS- TEME IRLANDE/GRANDE-BRETAGNE (fig. 12).

Les points de comparaison et les similitudes entre les formations cristallophyliennes du sud de la branche Galice -Minho-Sierras centrales ibériques et celles qui affleurent au nord-ouest de l'Armorique et au sud de la Grande-Bretagne, ne sont pas aussi remarquables.

Notons tout d'abord, qu'il n'existe pas dans la Meseta ibérique de séries polymétamorphiques présentant des analogies avec les gneiss granitiques et dioritiques du socle Pentévrien de la baie de Saint-Brieuc. Ceci dit, et dans l'hypothèse où les formations du sud-ouest de la péninsule pourraient se prolonger au nord-ouest et au nord de l'Armorique, on pourrait envisager la possibilité que les métamorphites cadomiennes qui reposent sur ce Pentévrien (Briovérien inférieur/moyen des séries de Lanvollon/Cessous-Locquirec) des régions de Saint-Malô, du Tregorrois et du Leon trouvent leurs équivalents dans la ceinture métamorphique de Badajoz-Cordoue (et sa prolongation éventuelle au sud de Porto). La lithologie des séries antécambriennes de cette ceinture est en effet comparable à celle du Briovérien inférieur et moyen nord-armoricain (métasédiments quartzo-feldspathiques et alternance d'orthoamphibolites fréquentes) et, bien que cela ne soit pas établi avec certitude (BARD, 1967) il n'est pas exclu que les roches de l'axe Badajoz-Cordoue puissent avoir subi un premier métamorphisme d'âge précambrien (et de type au moins localement de pression intermédiaire) avant d'être ultérieurement affectées par un second métamorphisme et une tectogenèse d'âge hercynien "précoce" (c'est-à-dire, postdévonien moyen et antédinantien).

Dans cette tentative de corrélation il apparaît alors que la ceinture cristallophylienne, localement à disthène, de Porto ne trouve pas ses équivalents en Bretagne. Une des raisons possibles pour expliquer cette absence, consisterait à admettre que cette ceinture a été fortement laminée entre les grands accidents (décrochements dextres) de la "zone faillée sud-armoricaine" et de Molène-Moncontour (CHAURIS, 1969) et leur prolongation éventuelle, au nord de Porto, dans ce que les auteurs galiciens (den TEX et FLOOR, 1967) appellent le "Fossé blastomylonitique".

Le dernier point enfin sur lequel il ne semble pas y avoir accord entre la distribution des zones métamorphiques ibériques et celles de l'Armorique et de ses régions voisines réside dans l'absence, entre le

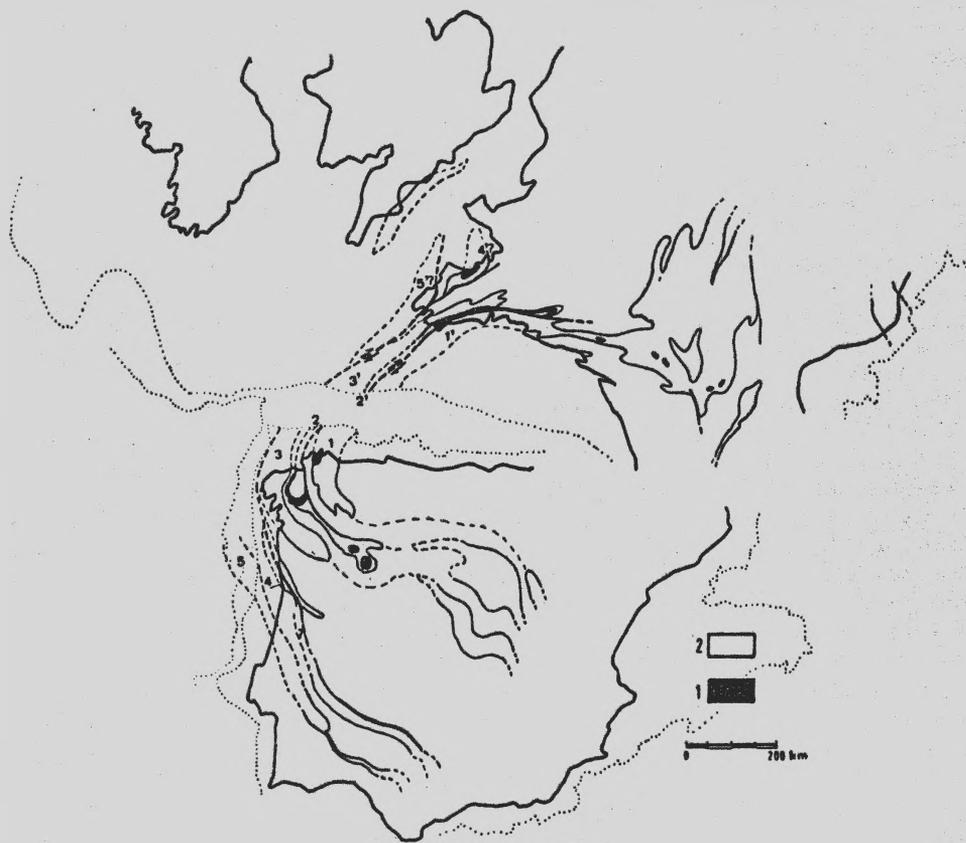


Fig. 12. Les principales ceintures métamorphiques du massif Hespérique et leur raccord hypothétique avec les ceintures métamorphiques du massif Armoricaïn.

Principle Metamorphic Belts of the Iberian Massif and Their Hypothetical Link With the Metamorphic Belts in the Armorican Massif.

- 1) Noyaux de terrains précambriens polymétamorphiques repris à l'hercynien.
- 2) Ceintures métamorphiques hercyniennes (seules sont regroupées les roches ayant subi des conditions de T/P supérieures ou égales à celles des faciès amphibolites). (1 : ceinture de Lugo; 1' : ceinture de Concarneau-Roche sur Yon) (2 : ceinture de Ortigeira-Puebla; 2' : ceinture de Bouvron-Champtoceaux) (3 : ceinture de Santiago-Verin; 3' : ceinture de Baud) (4 : ceinture de Porto; 4' : massifs de la région de Saint-Malô ?) (5 : ceinture de Aracena-Lora del Rio et massif de Evora; 5' : ceinture du Leon-Tregorrois ?).

nord de la Bretagne et le sud du système Irlande/Grande-Bretagne, d'une ceinture cristallophylienne de basse-pression comparable à celle d'Aracena/Lora del Rio ou de Evora. Il existe, certes, des affleurements de roches métamorphiques de haut grade au Lizard Point et au Start Point (sud de la Cornouaille) mais ces roches sont mal datées (Précambrien ou Paléozoïque ?) et trop circonscrites pour que l'on puisse faire raisonnablement des comparaisons. Le seul point qui nous paraît intéressant réside néanmoins dans le fait que ces pointements métamorphiques sont associés à des roches basiques et ultrabasiques comme c'est précisément le cas de la ceinture d'Aracena et surtout, du massif avoisinant de Béja. Par ailleurs, et comme dans le sud-ouest de la péninsule (Culm de Huelva), on remarque que les métamorphites de Cornouaille sont frangées (au nord) par des séries marines dévoniennes et carbonifères fortement plissées et métamorphisées sous des conditions épizonales.

Pour conclure ce chapitre des comparaisons relatives aux séries métamorphiques, nous retiendrons que si des similitudes frappantes existent entre la Galice et le sud de la Bretagne, il devient difficile, voire très hypothétique, de vouloir retrouver en Armorique septentrionale ou en Cornouaille des formations comparables à celles qui affleurent dans la région de Porto ou, plus au sud, dans l'Alentejo et la Sierra Morena occidentale. Sur le plan des considérations d'ordre pétrogénétique, cette étude comparative permet de mettre une fois de plus l'accent sur le fait que les types de métamorphismes d'âge hercynien sont susceptibles de varier grandement dans l'espace comme dans le temps. Il est évident que ce phénomène a ses origines profondes dans la configuration et dans l'évolution structurale des sites orogéniques, autrement dit qu'il dépend de deux paramètres dont les effets impliquent une vision à grande échelle des chaînes de montagne.

#### IV. LES GRANITOÏDES HERCINIENS

Les granitoïdes hercyniens couvrent 30% des affleurements de la Meseta ibérique (fig. 13); leur production constitue un des principaux résultats auxquels a abouti l'orogénèse hercynienne dans cette région.

Ces granitoïdes peuvent être regroupés en deux ensembles principaux suivant des critères génétiques et en plusieurs sous-ensembles suivant des critères de composition, de mode de mise en place et d'âge.

Dans ce paragraphe nous décrirons très schématiquement ces différents ensembles et leur distribution dans l'orogène pour les comparer ensuite aux granitoïdes d'autres segments hercyniens.

#### IV.1. Description des ensembles granitiques.

Les études récentes (BARD et al., 1970; BARD et FABRIES, 1970; CAPDEVILA et FLOOR, 1970; OEN, 1970, etc.) permettent de distinguer deux ensembles granitiques principaux que nous interprétons ainsi :

- un ensemble de granitoïdes nés par fusion anatectique de la partie moyenne de la croûte au cours du métamorphisme régional;

- et un ensemble de granitoïdes plus profonds, nés par fusion de la partie inférieure de la croûte au contact du manteau supérieur.

Les granitoïdes du premier ensemble sont des produits de fusion sialique purs, ceux du second ensemble résultent par contre du mélange de produits de fusion sialique avec du matériel basique. Nous les désignerons respectivement sous les termes de granitoïdes palingénétiques et de granitoïdes hybrides.

##### IV.1.1. LES GRANITOÏDES PALINGENETIQUES.

En fonction de leur composition, de leur degré d'homogénéisation et de leur degré de mobilisation, ces granitoïdes peuvent être subdivisés en trois groupes principaux entre lesquels existent tous les stades intermédiaires.

##### Le groupe des granitoïdes autochtones.

Les granitoïdes de ce groupe sont des produits d'anatexie in situ. Ce sont généralement des granodiorites hétérogènes dont la composition minéralogique est la suivante :

quartz + oligoclase/andésine + orthose + biotite + Mg-cordiérite  
± muscovite ± sillimanite ± andalousite ± grenat ± spinelle

Par endroits ces granodiorites passent à des granodiorites et à des tonalites d'affinités charnockitiques à cordiérite + hypersthène (BARD, 1969). Ces granodiorites sont relativement peu répandues et constituent à l'affleurement seulement, environ 5% du total des granitoïdes de la péninsule. Elles se présentent en massifs à contours irréguliers, allongés suivant la direction des structures principales; leur surface peut varier de quelques mètres carrés à quelques centaines de kilomètres carrés.

L'âge des massifs de ce type actuellement visibles, est assez tardif : ils sont, suivant les cas, un peu antérieurs, contemporains ou légèrement postérieurs à la deuxième phase tectogénique majeure. Dans des zones plus profondes qui échappent actuellement à l'observation, il est probable qu'il existe des massifs de ce type plus anciens.

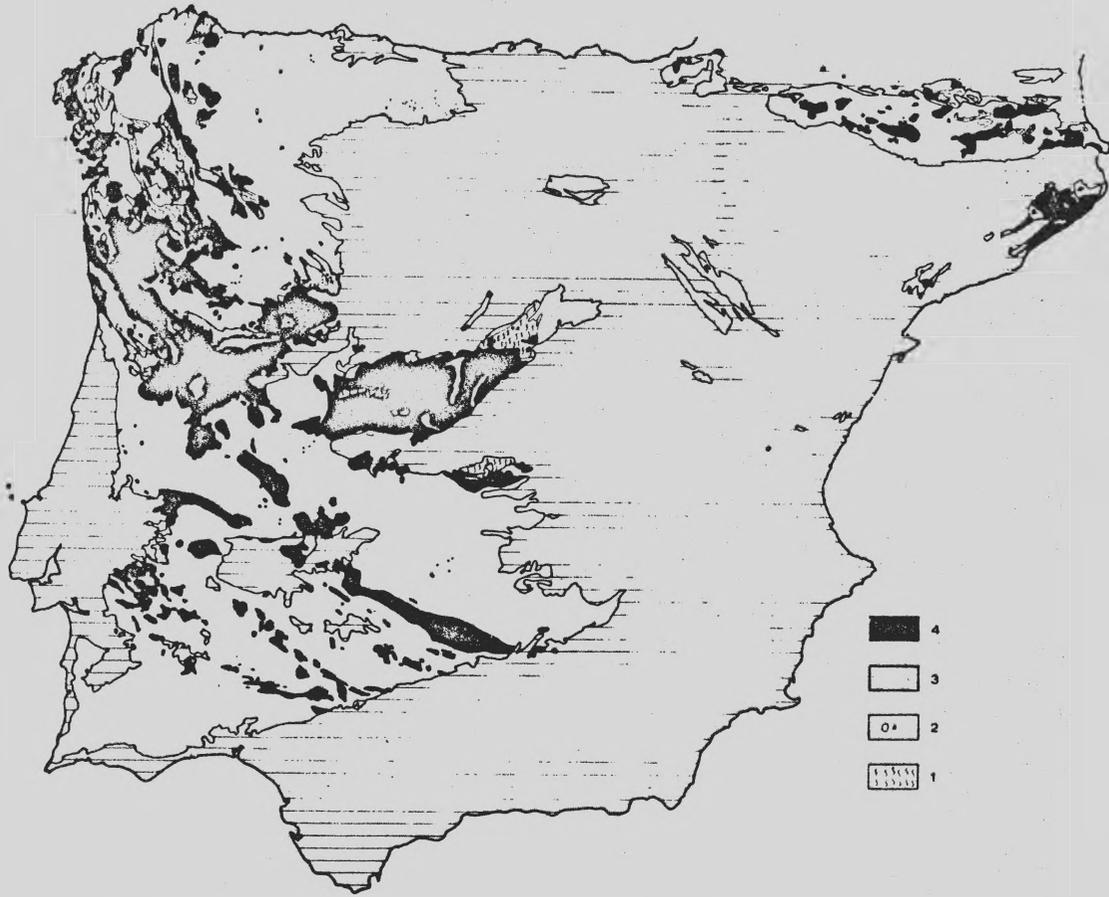


Fig. 13. Affleurements de granitoïdes hercyniens de la péninsule Ibérique.

Hercynian Granitoid Outcrops in the Iberian Peninsula.

- 1) Migmatites.
- 2) Granodiorites d'anatexie autochtones.
- 3) Leucogranites parautochtones et allochtones.
- 4) Granodiorites allochtones de la série hybride.

#### I.4-42 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

De bons exemples de ces granitoïdes sont fournis par les massifs de Las Camachas (FABRIES, 1963), de Finisterre (WOENSDREGT, 1966) et de la Sierra de Gredos (BARD et al., 1970) dans les environs de Bejar.

##### Le groupe des leucogranites albitiques en massifs para-autochtones.

Ce sont aussi des produits d'anatexie mais plus homogènes, plus évolués et plus mobiles que les précédents. Il s'agit généralement de leucogranites au sens de J. LAMEYRE (1966) qui présentent l'association :

quartz + albite/oligoclase acide + microcline + muscovite + biotite

La sillimanite et l'andalousite peuvent être présentes mais sont très rares.

Ces massifs ont été le siège de manifestations pneumatolytiques et hydrothermales intenses qui se traduisent par des modifications de l'encaissant et des faciès communs et par la présence d'un très important cortège de pegmatites, d'aprites et de filons souvent minéralisés.

Ces leucogranites sont remarquablement répandus dans le nord-ouest de la péninsule, et constituent environ 20% du total des granitoïdes hercyniens ibériques. Ils se présentent le plus souvent en "murs" de quelques centaines de kilomètres de long sur plusieurs dizaines de kilomètres de large, allongés parallèlement à la direction des structures majeures. Leur mise en place est un phénomène long et continu; elle commence avec la première phase tectogénique et connaît son maximum près de la phase 2 pour se terminer peu après la fin de celle-ci. Les âges radiométriques sont d'environ 340 MA pour les leucogranites syn-phase 1 et de 305 MA pour ceux qui sont contemporains de la phase 2 (PRIEM et al., 1970; CAPDEVILA et VIALETTE, 1970 et mesures inédites).

Des exemples-types de ces massifs sont ceux de Lage (PARGA-PONDAL, 1967), de Friol (CAPDEVILA, 1969), de Vila Real-Moncorvo (OEN, 1970) etc.

##### Le groupe des leucogranites potassiques en massifs allochtones.

Les granitoïdes de ce groupe constituent les produits d'anatexie les plus mobiles et les plus tardifs. Ce sont généralement des granites s.s. porphyroïdes, dans lesquels le feldspath potassique prédomine nettement sur le plagioclase.

L'association minéralogique qui les caractérise se résume à la paragenèse :

quartz + oligoclase + orthoclase + muscovite + biotite  
± sillimanite ± andalousite ± cordiérite ± grenat

Ces granites sont peu répandus et constituent seulement environ 5% du total des granitoïdes. Ils se présentent en petits massifs à bords nets, souvent intrusifs dans des zones relativement superficielles et épimétamorphiques. Ils semblent toujours être postérieurs à la deuxième phase tectonique et celui de Forgoselo a donné, par exemple, un âge radiométrique de 300 MA (CAPDEVILA et VIALETTE, 1970). D'autres massifs de ce type sont constitués par ceux de Arbos (ARPS, 1970) et de Ponferrada (SUAREZ, 1970).

#### IV.1.2. LES GRANITOÏDES HYBRIDES.

Contrairement aux granitoïdes palingénétiques dont la genèse est un phénomène long et continu, les granitoïdes hybrides semblent se mettre en place au cours de deux épisodes bien distincts et relativement courts.

En fonction de cet âge de mise en place nous distinguons les deux groupes suivants :

##### Le groupe des granodiorites précoces.

Le plus souvent les massifs de ce groupe sont constitués par des adamellites et des granodiorites porphyroïdes composées de l'association :

quartz + oligoclase/andésine + orthoclase + biotite  
± muscovite ± hornblende

Dans certains cas les faciès communs peuvent être plus basiques et ne pas renfermer de feldspath potassique. Ces faciès communs sont toujours accompagnés de petits stocks ou d'enclaves de produits plus basiques tels que des diorites, des gabbros, des norites et des cortlandites.

Les granitoïdes de ce groupe sont eux aussi assez peu répandus; on peut les évaluer à environ 10% de l'ensemble des granitoïdes. Ils forment le plus souvent des massifs importants très allongés parallèlement à la direction des structures locales. Dans plusieurs cas, il a pu être démontré qu'ils cicatrisaient des accidents cassants majeurs. Leur mise en place s'effectue entre la première et la deuxième déformation, avant le maximum de mise en place des leucogranites albitiques, c'est-à-dire probablement vers 320 MA.

De beaux exemples de ce type de granitoïdes sont constitués par le massif de Bayo (PARGA-PONDAL, 1967; den TEX, 1966; den TEX et FLOOR, 1967), de Candemil (TORRE de ASSUNCAO, 1962; FLOOR et al., 1970) et de Gil Marquez (BARD, 1969).

#### Le groupe des granodiorites tardives.

Ce sont les granitoïdes qui constituent dans la littérature les massifs dits "posttectoniques". Ils sont très répandus puisqu'ils forment à eux seuls environ 60% des granitoïdes ibériques. Les divers membres de ce groupe présentent cependant de fortes variations et il est probable que nous pourrions le subdiviser en plusieurs sous-groupes de signification différente, dans les années qui viennent.

Le plus souvent ce sont des adamellites ou des granodiorites, porphyroïdes ou non, à quartz + oligoclase/andésine + orthoclase + biotite. D'autre part ces roches renferment fréquemment de la hornblende et parfois de la muscovite ou de la cordiérite.

Comme les granodiorites précoces, ces granitoïdes sont toujours accompagnés de produits basiques (diorites parfois orbiculaires, gabros, norites et cortlandites) pouvant renfermer un orthopyroxène. Leur séquence de mise en place peut être dans certains cas très complexe, elle se termine souvent par l'intrusion de petits corps d'aplogranites (OEN, 1970).

Leur gisement est très varié : selon les endroits, ils constituent des petits stocks comme ceux de Tapia ou de Salas-Belmonte (SUAREZ et al., 1970; CORRETGE et al., 1970), des massifs circonscrits homogènes de dimensions moyennes comme ceux de Traba (PARGA-PONDAL, 1967), de Castroverde (CAPDEVILA, 1969) ou de Cortegana (BARD, 1969) d'énormes batholites allongés parallèlement aux mégastuctures comme celui de Los Pedroches, des massifs circonscrits zonés comme ceux de Castro Daire (SCHERMERHORN, 1956) ou du Dão (de BOORDER, 1965) et enfin des massifs subvolcaniques comme le complexe de Campofrio (BARD et FABRIES, 1970).

La mise en place de ces granitoïdes s'effectue lors du soulèvement d'ensemble de l'orogène, bien après la deuxième déformation mais avant certaines déformations mineures et avant les principaux décrochements qui ont découpé la chaîne.

Les âges radiométriques effectués par différents auteurs (MENDES, 1968; PRIEM et al., 1970; CAPDEVILA et VIALETTE, 1965, 1970 et mesures inédites) dans le nord de la péninsule concordent autour de 275 - 280 MA. Dans le sud, cependant il semble que les derniers granitoïdes soient plus anciens et antérieurs au Stéphanien moyen.

#### IV.2. Distribution des granitoïdes dans la chaîne hercynienne ibérique.

Comme le montre la figure 14, la distribution des divers types de granitoïdes que nous venons de décrire n'est pas quelconque.

Dans le cas des granitoïdes palingénétiques leur répartition est étroitement liée à la distribution des domaines qui ont subi un métamorphisme régional et à la valeur du gradient géothermique correspondant à ce métamorphisme.

Dans les domaines de basse-pression du centre et du sud de la péninsule, la zone de production granitique par la voie palingénétique (c'est-à-dire pratiquement la zone qui est comprise entre l'isograde (sillimanite + orthose) (+) et l'isograde hypersthène (+) ) est peu puissante. Dans ce cas, il en résulte une formation relativement peu volumineuse de granitoïdes, formation, par ailleurs, d'autant plus restreinte que les masses susceptibles d'être mobilisées se trouvent sous des conditions de  $P_{H_2O}$  inférieures à  $P_L$ .

Dans le nord-ouest de la péninsule par contre, le métamorphisme hercynien est de plus haute pression. La zone de production granitique est en conséquence plus importante et il se forme une grande quantité de granitoïdes de types variés, dont certains peuvent atteindre un haut degré de mobilisation. Dans ce cas, le contrôle du métamorphisme sur la répartition des granitoïdes est d'autant plus important que leur degré de migration est faible : les granodiorites autochtones sont situées au coeur des ceintures métamorphiques sous l'isograde sillimanite + orthose. Les leucogranites parautochtones débordent généralement cet isograde et la plupart sont situés sous l'isograde staurotide (+), sauf un petit nombre qui arrive exceptionnellement dans la zone de la biotite. Les leucogranites allochtones, plus mobiles, atteignent fréquemment, quant à eux, la zone de la chlorite.

La répartition des granitoïdes hybrides obéit à des règles différentes de celles des granitoïdes palingénétiques.

Les granitoïdes hybrides, vraisemblablement formés à la base de la croûte, doivent parcourir des distances importantes pour se mettre en place. Ils ne peuvent vraisemblablement "monter" qu'à la faveur d'accidents cassants de grande amplitude ayant rejoué, surtout au cours des phases de soulèvement de l'orogène.

Ces phases de soulèvement semblent être au nombre de deux. La première n'a affecté que quelques zones internes dans le nord-ouest et le sud de la péninsule et on peut la mettre en évidence par le fait que, dans ces zones, le style des plis de la phase 2 est beaucoup plus superficiel que celui des plis de la phase 1. C'est uniquement dans ces zones que se mettent en place les granodiorites précoces.

Les granodiorites tardives, elles, sont<sup>1</sup> présentes presque partout car leur mise en place s'effectue au cours de la deuxième phase de soulèvement qui affecte l'ensemble de la chaîne.

Ce soulèvement est cependant différentiel, les zones internes étant plus soulevées que les zones externes, ceci se traduit, dans les granodiorites tardives, par le fait qu'elles sont d'autant moins nombreuses et que leurs massifs sont d'autant plus petits que l'on va des zones internes vers les zones externes.

Il peut être intéressant de noter ici le comportement original des Sierras centrales (Gredos, Guadarrama) par rapport aux autres zones internes de la péninsule. La première phase de soulèvement ne semble pas y avoir été très importante car le style des plis des phases 1 et 2 est souvent peu différent, le métamorphisme et la migmatisation sont plus tardifs que partout ailleurs et il ne semble pas qu'il y ait eu mise en place de granodiorites précoces. La deuxième phase de soulèvement a dû être en compensation plus importante et plus rapide qu'ailleurs; cela expliquerait alors l'énorme quantité de granodiorites tardives qui ont fait intrusion dans cette région.

A ces règles générales de répartition des granitoïdes s'ajoutent de nombreux effets locaux. Un de ces derniers, qui pourrait avoir de l'importance pour le but que nous poursuivons dans ce travail, est le suivant :

- dans le nord de l'Espagne, les granitoïdes hybrides sont d'autant plus basiques et plus riches en produits basiques que l'on se dirige vers le nord. Ainsi, en Galice, nous rencontrons relativement près de la côte : les granodiorites, les diorites et les gabbros des régions de Bayo, d'Estaca de Vares, de Vivero, de Tapia et de Salas-Belmonte; près de Vivero on observe même des cortlandites (NISSEN, 1959). Il en est de même encore plus à l'est, dans les Pyrénées, où l'on connaît, par exemple, les célèbres cortlandites du massif de Querigut (MARRE, 1970).

Il semble donc que la série hybride présente dans le nord de la péninsule un maximum de produits basiques suivant une ligne actuellement W-E et allant depuis la Galice jusqu'aux Pyrénées orientales.

La mise en place de ces produits pourrait alors traduire l'existence d'un très important accident cassant dont le fonctionnement aurait commencé dès le Westphalien.

La même conclusion peut être invoquée dans le sud de la péninsule où l'on note en particulier l'occurrence d'un volume important de matériaux basiques dans une zone linéaire affectée d'un système de décrochements sénestres tardi-hercyniens (BARD, 1969) probablement congénères d'un important accident limitant la péninsule du bloc africain.

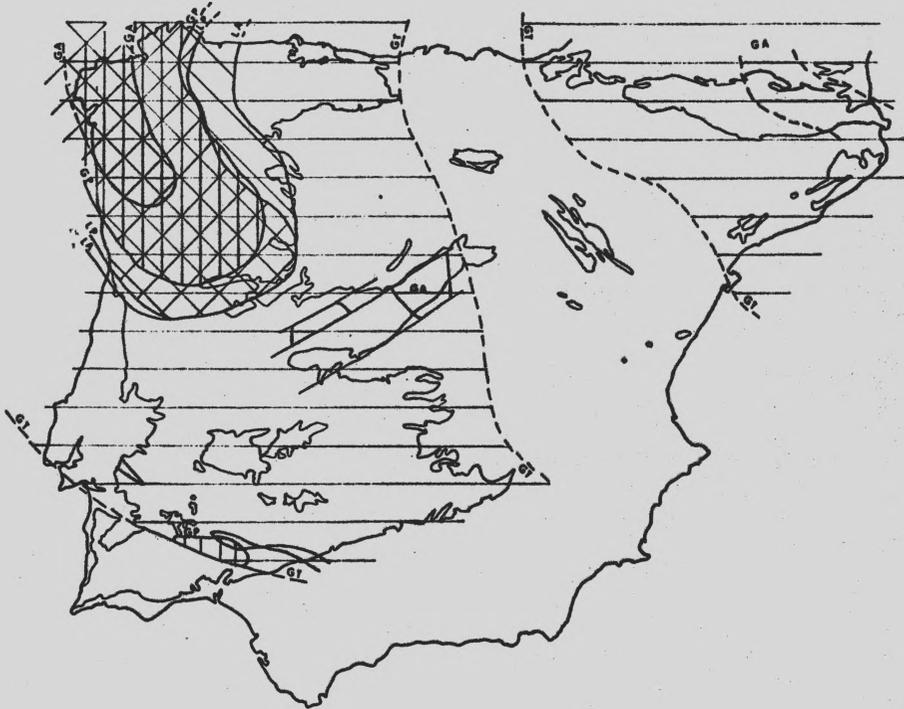


Fig. 14. Distribution des différents types de granitoïdes dans la péninsule Ibérique.

Distribution of Different Types of Granitoid Rocks in the Iberian Peninsula.

- GA : Granodiorites d'anatexie autochtones.
- LP : Leucogranites parautochtones.
- LA : Leucogranites allochtones.
- GP : Granodiorites précoces.
- GT : Granodiorites tardives.

IV.3. Comparaisons entre les granitoïdes hercyniens ibériques et français.

Des types de granitoïdes tout à fait identiques à ceux que nous avons définis dans la péninsule ibérique se retrouvent en France (fig. 15), si l'on retient les descriptions faites par divers auteurs (CHAURIS, 1967 et COGNE, 1966 en Bretagne; DIDIER et LAMEYRE dans le Massif central, 1970). Ces similitudes peuvent être soulignées par les exemples suivants :

- Les granodiorites autochtones de basse-pression semblables à celles du centre et du sud de la péninsule (Gredos, Las Camachas, etc.) se retrouvent dans le Velay.

- Les granodiorites autochtones de pression plus élevée identiques à celles du nord-ouest de la péninsule (Finistère etc.) se retrouvent en Bretagne méridionale (Sainte-Anne d'Auray, etc.).

- Des leucogranites albitiques en massifs para-autochtones constituent de très importants affleurements depuis la Pointe-du-Raz jusqu'en Vendée et se poursuivent par le Limousin (Millevalches, etc.).

- Des exemples de leucogranites en massifs allochtones sont constitués par les massifs de la Marche.

- Un très bel exemple de granodiorites précoces est constitué par le massif d'Aigletons dans le Limousin.

- Enfin, de beaux exemples de granodiorites tardives sont représentés par les granites de type Plouaret en Bretagne septentrionale et par les massifs du sud de l'Angleterre.

Par ailleurs, la répartition des divers types de granitoïdes en France, semble obéir aux mêmes règles que dans la péninsule ibérique (fig. 16). Ainsi, les granitoïdes palingénétiques suivent les zones de métamorphisme régional et sont fonction du type de métamorphisme. L'absence de leucogranites dans le Velay est due aux mêmes causes que dans les Sierras centrales de la péninsule. A ce sujet, on peut se demander quelle est l'origine du passage apparemment brusque des domaines dans l'ensemble de très basse-pression aux domaines de pression plus élevée. La solution peut être recherchée au niveau de la nature de la croûte et il faut souligner à cet effet que les domaines de basse-pression, sans leucogranites, sont ceux qui ne renferment jamais d'affleurements de Précambrien de type Moldanubien alors que ces affleurements sont fréquents dans les domaines de plus haute pression à leucogranites.

La distribution des granodiorites précoces n'a pas été schématisée sur la figure 16 car, nous ne la connaissons pas encore suffisamment en France. Les quelques données qui sont en notre possession indiquent



Fig. 15. Affleurements de granitoïdes hercyniens en France et dans les pays voisins.

Hercynian Granitoid Outcrops in France and Adjoining Countries.

- 1) Migmatites.
- 2) Granodiorites d'anatexie autochtones.
- 3) Leucogranites parautochtones et allochtones.
- 4) Granodiorites allochtones de la série hybride.

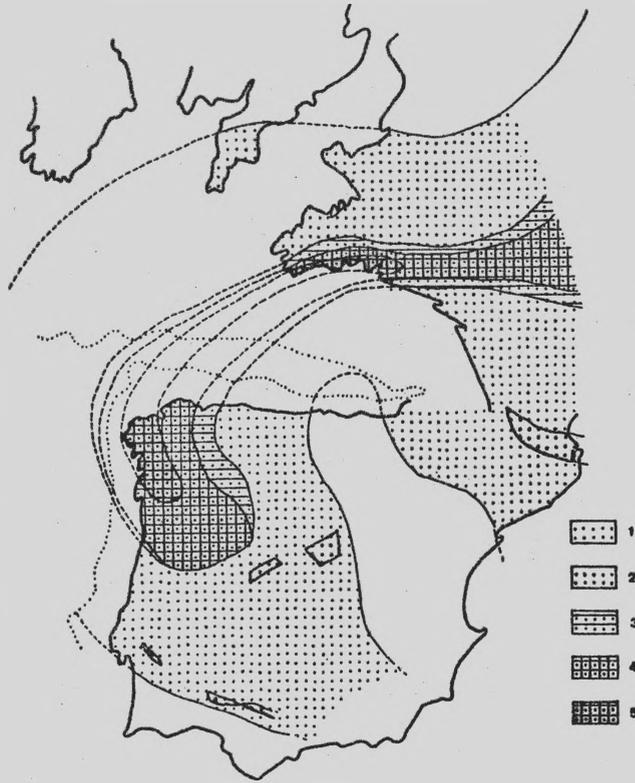


Fig. 16. Distribution des principaux types de granitoïdes hercyniens de part et d'autre du golfe de Gascogne.

Distribution of Main Types of Hercynian Granitoid Rocks on Both Sides of the Bay of Biscay.

- 1) Granodiorites tardives.
- 2) 1 + granodiorites d'anatexie autochtones correspondant à un métamorphisme de très basse pression.
- 3) 1 + leucogranites allochtones.
- 4) 3 + Leucogranites paraautochtones.
- 4) 4 + Granodiorites d'anatexie autochtones correspondant à un métamorphisme intermédiaire de basse pression.

cependant qu'elle doit être assez proche de celles des leucogranites. Les granodiorites tardives connaissent enfin, et comme dans la péninsule, un très grand développement.

#### IV.4. Conclusions.

Si nous essayons de reconstituer à l'aide des zones granitiques l'allure de la chaîne hercynienne avant la dérive de la péninsule ibérique, il apparaît évident que les leucogranites de Bretagne méridionale et du Limousin se prolongent par le Morvan, les Vosges et la Forêt Noire, et qu'en aucun cas on ne peut les relier par le sud de la France aux leucogranites de Galice. La seule façon simple de relier les leucogranites ibériques à leurs homologues français, est celle qui consiste à joindre directement les leucogranites de Bretagne à ceux du nord-ouest de l'Espagne. Cette liaison est encore plus harmonieuse si l'on déplace la péninsule comme indiquée sur la figure 16. A ce moment-là, la distribution des granodiorites tardives devient également très satisfaisante.

L'étude de la distribution des divers types de granitoïdes hercyniens en Europe occidentale permet donc de montrer au même titre que l'étude des zones paléogéographiques, tectoniques et métamorphiques, que les marges continentales nord-ibérique et sud-armoricaine étaient jointives vers la fin de l'orogénèse hercynienne (fig. 16).

La concentration dans le nord de la péninsule de roches basiques associées aux granitoïdes hybrides suivant une ceinture rectiligne joignant le nord-ouest de l'Espagne à l'est des Pyrénées, suggère alors que l'accident suivant lequel va s'effectuer la dérive de la péninsule avait déjà commencé à fonctionner dès le Westphalien, au niveau des relations croûte-manteau supérieur.

#### V. LA PLACE DE LA PENINSULE IBERIQUE PAR RAPPORT AU BLOC EUROPEEN A LA FIN DE L'OROGENESE HERCYNienne; HYPOTHESE SUR LA DERIVE DE LA PENINSULE

La plupart des auteurs admettent actuellement que la péninsule a subi, depuis la fin de l'orogénèse hercynienne, des déplacements importants par rapport au bloc européen. Ces différentes hypothèses mobilistes (1) peuvent se ranger en deux groupes selon que le mécanisme invoqué pour expliquer ces déplacements est une rotation ou une translation.

(1) On trouvera une discussion plus complète de ces différentes hypothèses dans Mattauer, 1969 et Wunderlich, 1970.

#### 1.4-52 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIEUNE DE LA MESETA IBERIQUE :

Dans le premier groupe, la péninsule aurait subi par rapport au bloc européen une rotation sénestre de 30 à 35° avec un centre de rotation situé à la pointe du golfe de Gascogne (CAREY, BULLARD, IRVING, GIRDLER, Van der VOO, MATTHEWS, etc.) ou au milieu des Pyrénées (SCHOEFLER, 1965). Ces auteurs expliquent ainsi la forme en coin des fonds océaniques dans le golfe de Gascogne. Cependant, comme l'a montré M. MATTAUER (1968, 1969) ces hypothèses se heurtent à de grandes difficultés, surtout si l'on suppose que la formation de la chaîne pyrénéenne est contemporaine de la rotation. Une telle rotation implique en effet le long de la chaîne un raccourcissement variable (de 0 à plus de 150 km), hors de proportion avec ce que l'on observe dans les Pyrénées.

Dans le deuxième groupe, les auteurs admettent que le bloc ibérique a subi une translation de plusieurs centaines de kilomètres par rapport au bloc européen, suivant un décrochement situé le long des Pyrénées. Deux hypothèses ont été alors proposées selon que cette translation s'effectue vers l'ouest ou vers l'est :

- dans la première (MATTAUER, 1968-1969) la péninsule aurait subi à l'époque tardihercynienne un déplacement vers l'ouest d'environ 500 km, ce qui la plaçait approximativement sous la France, à la fin de l'orogénèse hercynienne. Cette hypothèse a l'avantage de fournir une explication pour la formation des fonds océaniques de la Méditerranée. Cependant elle conduit à raccorder directement les structures hercyniennes du nord-ouest de la péninsule avec celles du sud du Massif central et de la Montagne Noire (MATTE, 1968) ce qui est beaucoup moins satisfaisant pour la configuration d'ensemble de la chaîne hercynienne;

- l'hypothèse d'une translation vers le sud-est a été envisagée par X. LE PICHON et al. (1970). Ces auteurs admettent que la péninsule s'est déplacée vers le sud-est d'environ 500 km le long d'un décrochement arqué centré près de Paris, et suivant approximativement le tracé de la faille nord-pyrénéenne. Le mécanisme ainsi proposé a l'avantage de permettre une rotation du bloc ibérique sans raccourcissement différentiel le long des Pyrénées. Dans cette hypothèse cependant, la péninsule ibérique est située trop au nord-ouest par rapport au bloc européen et, de ce fait, les raccords géologiques ne sont pas satisfaisants.

Il apparaît donc qu'aucune des hypothèses précédentes n'est susceptible à elle seule d'expliquer la position que nous assignons à la péninsule ibérique (fig. 17) à la fin de l'orogénèse hercynienne.

Par contre, la combinaison de différents mécanismes : translation et rotation permet d' "ouvrir" le golfe de Gascogne de façon compatible avec ce que l'on sait des tectogénèses hercynienne et pyrénéenne. Nous proposons alors la succession des événements suivants :

1) dans un premier stade (sans doute à partir du Trias), la péninsule se serait déplacée vers l'est selon le mécanisme proposé par X. LE PICHON et al. (1970), mais d'une quantité plus faible et avec un centre de rotation situé sans doute plus au nord que celui proposé par ces auteurs;

2) la péninsule aurait ensuite subi toute une série de rotations sénestres de faible amplitude qui l'ont conduite jusqu'à sa position actuelle. Ces rotations seraient le résultat des événements géologiques suivants (1) :

- subsidence différentielle de la fosse nord-pyrénéenne durant le Mésozoïque, correspondant à une ouverture de 6° environ;

- raccourcissements variables de long de la chaîne pyrénéenne durant les phases de plissement à la fin du Crétacé (CHOUKRONE, communication orale) et de l'éocène (environ 6° au total);

- enfin et peut-être, raccourcissement variable lors du plissement des chaînes ibériques.

## CONCLUSION

La comparaison systématique et détaillée des divers caractères stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et granitiques des segments hercyniens ibérique et armoricain, fait apparaître de nombreuses similitudes qui suggèrent l'existence d'un ensemble continu et cylindrique : la "virgation ibéro-armoricaine". Ces similitudes déjà remarquées par Ch. BARROIS (1886), J. MacPHERSON (1886) ou F. LOTZE (1963), impliquent que les marges continentales nord-ibérique et sud-armoricaine devaient être jointives à la fin de l'orogénèse hercynienne. S'il en est ainsi, la position actuelle des blocs européen et ibérique ne peut être que le résultat d'un processus de dérive continentale pour lequel nous avons proposé un mécanisme vraisemblable de rotation-translation. Il importe toutefois de souligner que s'il y a eu dérive des continents dans le golfe de Gascogne, il est nécessaire d'examiner les conséquences de ce phénomène à une échelle plus vaste, telle que celle de l'évolution structurale de l'atlantique nord. Divers auteurs (CHOURT, 1935;

---

(1) Le lecteur trouvera une illustration et une discussion plus détaillée sur les divers mécanismes que nous proposons quant à l'ouverture du golfe de Gascogne, dans la note présentée à ce colloque par Mattauer et Seguret.

I.4-54 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIEUNE DE LA MESETA IBERIQUE :

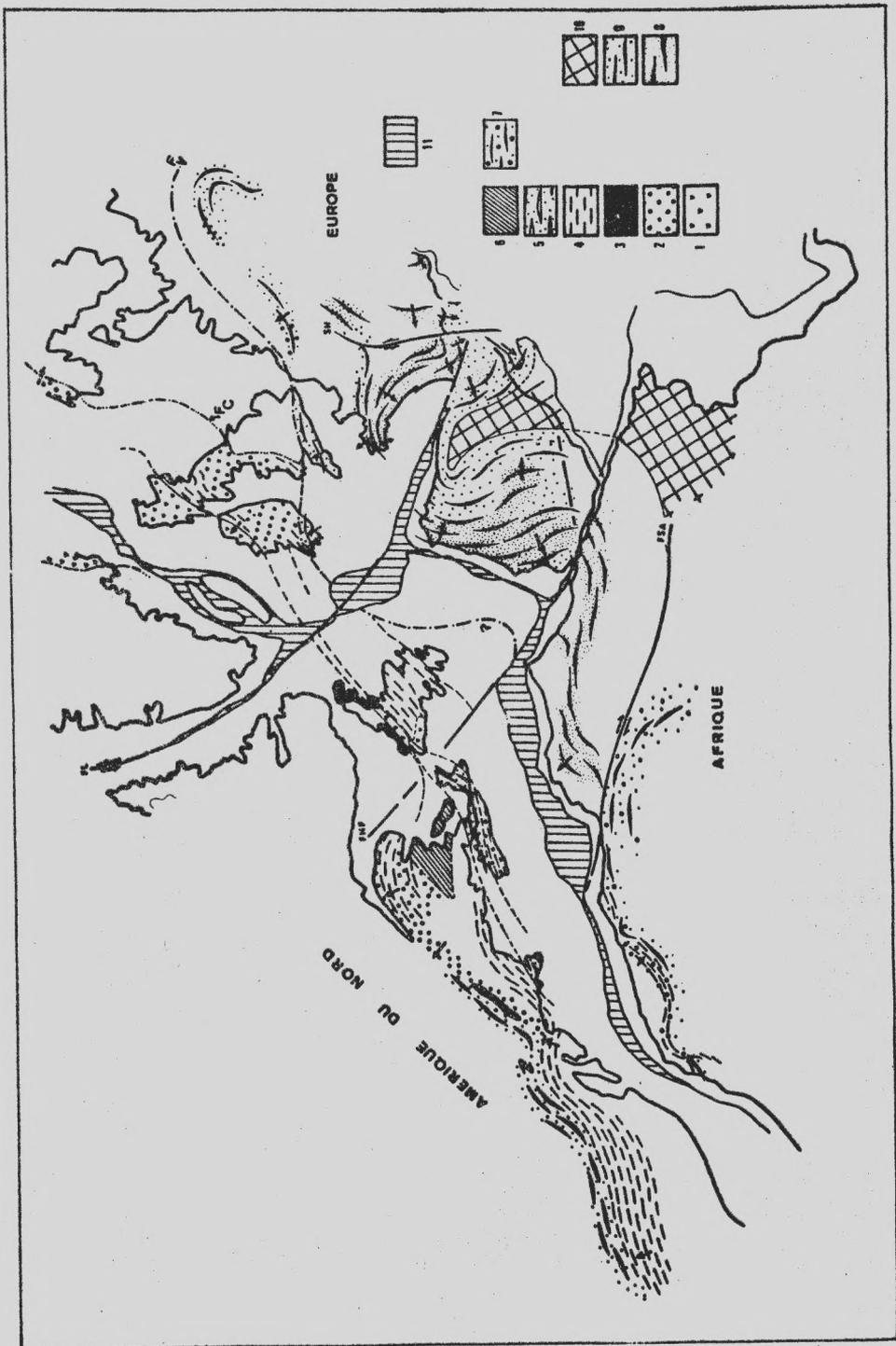


Fig. 17. Configuration possible des orogènes intrapaléozoïques dans l'Atlantique nord avant la dérive du bloc euro-africain.

Possible Intra-Paleozoic Orogeny Pattern in the North Atlantic Before the Euro-African Block Drifted Away.

Orogène calédonno-appalachien.

- 1) Plissements du Cambrien supérieur et du début de l'Ordovicien (470-480 MA).
- 2) Plissements du Silurien supérieur (taconiques) (430-450 MA).
- 3) Klippes taconiques.
- 4) Plissements du Dévonien moyen (acadiens) (350-380 MA).
- 5) Plissements postwesphaliens (Orogène Alleghay à 250 MA).
- 6) Carbonifère moyen non déformé.
- 7) Chaîne d'Ougarta : déformations poststéphanien inférieur.

Orogène hercynien (varisque)  
d'Europe occidentale.

- 8) Plissements hercyniens précoces postdévonien moyen ou supérieur et ante-Viséen (bretons).
- 9) Plissements hercyniens tardifs postwestphalien B et antestéphanien (asturiens).
- 10) Dépôts carbonifères marins à Fusulines.  
N.B. : Les flèches indiquent les sens de déversement des structures.

Autres symboles :

- 11) Zones lacunaires dans la reconstitution de Bullard sensiblement modifiée en ce qui concerne la position de la péninsule ibérique (limites du plateau continental à 500 brasses).

FC : Front des Calédonides.

FV : Front des Variscides.

FL : Faille du Labrador-Biscaye.

FNF: Faille du sud de Terre-Neuve.

FSA: Faille sud-atlantique.

SH : Faille du sillon houiller.

CAREY, 1958; BULLARD et al., 1965; IRVING, 1964; Van BEMMELEN, 1966; MATTHEWS et al., 1960; GIRDLER, 1965; Van der VOO, 1967; DRAKE et al., 1969; LE PICHON, 1968) ont abordé ces questions relatives à l'ouverture de l'Atlantique en utilisant des arguments d'ordre géométrique, paléomagnétique, sismique et, plus rarement, géologique. En supposant comme ces derniers que les différents blocs continentaux étaient joints à la fin du Paléozoïque, il devient intéressant de voir quelles ont été les relations des divers orogènes intrapaléozoïques qui bordent actuellement l'Atlantique nord. Pour ce faire, nous avons utilisé un modèle de reconstitution à peu près identique à celui de BULLARD, et comme cela ressort de la figure 17, il apparaît alors que ces orogènes s'organisent dans deux ensembles relativement homogènes et continus, il s'agit en effet :

- D'une part, de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord que l'on peut suivre depuis les Sudètes jusqu'au Maroc oriental. Cette chaîne a un contour sinueux et sa configuration n'est pas simple; elle incorpore en particulier un certain nombre de noyaux de Précambrien (zone axiale ibérique, Massif central français, Vosges/Forêt Noire, massif Bohémien) qui déterminent la formation de diverses branches divergentes dont les raccords restent encore obscurs tant en France qu'en Europe centrale.

- D'autre part, du système Calédonides-Appalaches qui forme un ensemble orogénique continu et relativement rectiligne (KAY, 1969; DEWEY et KAY, 1968; BIRD et DEWEY, 1970; DEWEY, 1969; DRAKE et KOSMINSKAYA, 1969b) et distinct des Hercynides, tout au moins jusque dans les Appalaches méridionales.

Ces deux grands ensembles sont affectés par des phases majeures de plissement et de métamorphisme d'âge différent mais qui présentent une distribution géographique cohérente que l'on peut résumer comme suit :

- dans le système Calédonides-Appalaches, les événements tectoniques et métamorphiques majeurs sont de plus en plus récents quand on se déplace vers le sud-ouest, c'est-à-dire depuis la Norvège vers les Appalaches et Ouachita;

- dans les Hercynides, ce phénomène est, par contre, inversé car la tectonique majeure et le métamorphisme sont généralement intracarbonifères en Europe moyenne et deviennent sensiblement plus anciens lorsque l'on va vers le sud-ouest de la péninsule, au Maroc et peut-être, dans les Mauritanides. Dans ces dernières régions, les plissements majeurs sont en effet antévésiens et probablement intra-dévonien (MICHARD, 1967, 1968a, 1968b; SOUGY, 1969) c'est-à-dire comme dans les Appalaches.

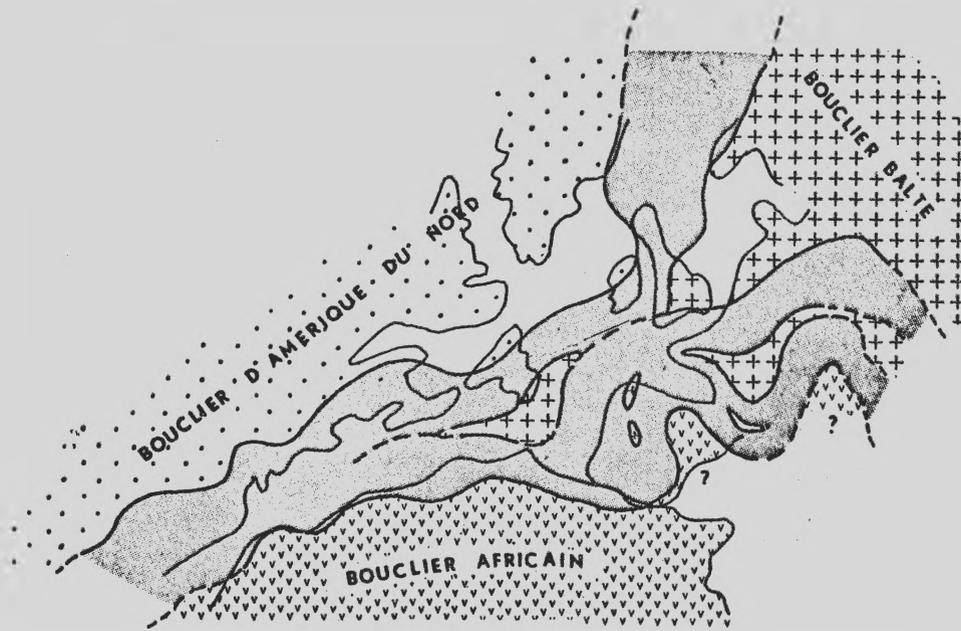


Fig. 18. Configuration en Y schématique des ceintures orogéniques de l'Atlantique nord avant la dérive continentale.

Schematic Y-Shaped Pattern of North Atlantic Orogenic Belts Prior to Continental Drift.

Ces quelques remarques suggèrent vivement que dans le secteur où le système Calédonides-Appalaches et le système hercynien semblent les plus proches (si ce n'est confondus), il y aurait eu un seul et même orogène dans lequel les déformations principales, le métamorphisme et le magmatisme granitique seraient d'âge silurien terminal à intradévotien. Tout se passe donc comme si l'Atlantique nord avait été, durant le Paléozoïque, le lieu de fonctionnement de deux "géosynclinaux" qui se rapprochaient (et peut-être se rejoignaient) dans une région comprise entre l'Afrique orientale et la partie sud-est de l'Amérique du Nord (Proto-Atlantique de divers auteurs, DRAKE et NAFE, 1969a; BIRD et DEWEY, 1970; BARD, 1970). La forme en Y de ce dispositif (fig. 18) rendrait alors compte de l'existence de trois éléments cratonisés (boucliers nord-américain, balte et africain), peut-être issus du morcellement d'une vieille plaque continentale précambrienne, qui auraient été progressivement "ressoudées" par les orogènes circum-atlantiques intrapaléozoïques.

Remerciements.

Les auteurs remercient MM. M. MATTAUER, F. PROUST, M. CHOUKROUNE, M. SEGURET, F. ARTHAUD et A. RIBEIRO pour leurs suggestions et leurs critiques lors de l'élaboration de ce travail, ainsi que J. COGNE et Mme M. TERS qui nous ont aimablement exposé sur le terrain les grands traits géologiques de l'Armorique et de la Vendée.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTHONIOZ (P.M.).- 1969. Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (nord-est du Portugal). Thèse Fac. Sci. Poitiers. A.O. C.N.R.S., n° 3341.
- ARPS (C.E.S.).- 1970. Zircon in granites, gneisses and metasediments from western Galicia (N.W. Spain). Bol. Geol. y Min. Espana., 81, 2/3, p. 144-156.
- ARTHAUD (F.).- 1970. Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Publ. Ustela, Montpellier, Ser. Geol. Struct., 1, p. 1-175.
- AUZENDE (J.M.), OLIVET (J.L.) et BONNIN (J.).- 1970. La marge du Grand Bank et la fracture de Terre-Neuve. C.R. Acad. Sci. Paris, 271, p. 1063-1066.
- BARD (J.P.).- 1965. Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dyn., Paris, 7, 4, p. 323-337.
- 1967. Granites écrasés et orthogneiss "Olló de Sapo" à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga et le problème d'un socle briovérien dans le sud de l'Espagne. C.R. Acad. Sci. Paris, 265, p. 1875-1878.
- 1969. Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Thèse Fac. Sci. Montpellier, 398 p.

- 1970. Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques". Congrès de Badajoz, Bol. Inst. Geol. y Min. de Espana, sous presse.
- BARD (J.P.), CAPDEVILA (R.) et MATTE (Ph.).- 1970. Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale). C.R. Acad. Sci. Paris, 270, p. 2630-2633.
- BARD (J.P.), CAPDEVILA (R.), MATTE (Ph.) et RIBEIRO (A.).- 1970. Le Précambrien de la péninsule ibérique. Colloque sur les corrélations du Précambrien. Mai 1970, Rabat et Paris, sous presse.
- BARD (J.P.) et FABRIES (J.).- 1970. Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Bol. Inst. Geol. y Min. Espana, 81, 2/3, p. 112-127.
- BARROIS (Ch.).- 1886. Observations à la note de M. MacPHERSON sur la comparaison des terrains cristallins d'Espagne et du Finistère. Bull. Soc. géol. France, 3, 14, p. 830.
- BIRD (J.M.) et DEWEY (J.F.).- 1970. Lithosphere plate-continental margins tectonics and the evolution of the appalachian orogen. Geol. Soc. of America Bull., 81, p. 1031-1060.
- BEMMELEN Van (R.W.).- 1966. On mega-undations : a new model for the earth evolution. Tectonophys., 3, p. 83-127.
- BLAISE (J.), CAVET (P.) et LARDEUX (H.).- 1970. Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalennes (Maine-et-Loire), sud-est du massif Armoricaïn. Bull. Soc. géol. France, sous presse.
- BOORDER de (H.).- 1965. Petrological investigations on the Aguiar de Beira granite area, northern Portugal. Thèse Univ. Amsterdam, p. 1-126.

I.4-60 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MÉSÉTA IBERIQUE :

BOSCH Van den (W.J.).- 1969a. Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (N.W. Spain). Thèse, Leidse Geol. Meded., 44, 225 p.

- 1969b. The relationship between orogenesis and sedimentation in the S.W. part of the Cantabrian Mountains (N.W. Spain). Leidse Geol. Meded., 44, p. 227-233.

BOUYX (E.).- 1970. Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem. Inst. Geol. y Min. Espana, 73, p. 1-263.

BRILLANCEAU (A.).- 1968. Le Briovérien de la région côtière de Vendée : ses caractères structuraux fondamentaux. C.R. Acad. Sci. Paris, 267, p. 2105-2107.

BUGNICOURT (D.), DALBIEZ (F.) et DUFAURE (P.).- 1969. Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain. Bull. Soc. géol. de France, 7, 1, p. 583-587.

BULLARD (E.), EVERETT (J.E.) et SMITH (G.).- 1965. The fit of the continents around the Atlantic. Symposium on Continental Drift, London, Royal Society, p. 27-51.

CAPDEVILA (R.).- 1969. Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (nord-ouest de l'Espagne). Thèse Fac. Sci. Montpellier, 430 p.

CAPDEVILA (R.) et FLOOR (P.).- 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. Bol. Inst. Geol. y Min. Espana, 81, p. 101-111.

CAPDEVILA (R.) et VIALETTE (Y.).- 1965. Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au Strontium sur des granites et mica-schistes de la province de Lugo (nord-ouest de l'Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, 260, p. 5081-5083.

- 1970. Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (nord-ouest de l'Espagne). Ibid., 270, p. 2527-2530.

- CAREY (S.W.).- 1958. The tectonic approach to continental drift. Continental drift symposium, Univ. Tasmania, p. 177-354.
- CHAURIS (L.).- 1967a. Gravimétrie et métallogénie granitique dans le massif Armoricaïn. Mem. B.R.G.M., 52, p. 43-54.
- 1967b. Les grandes lignes du pays de Léon (Finistère) et la gravimétrie. Ibid., 52, p. 55-63.
- 1969. Sur un important accident structural dans le nord-ouest de l'Armorique. C.R. Acad. Sci. Paris, 268, p. 2859-2861.
- COGNE (J.).- 1957. Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Thèse et Mem. carte. geol. France, Paris, 1960.
- 1962. Le Briovérien. Bull. Soc. geol. France, 7, 4, p. 413-430.
- 1965. Les gneiss ocellés du Languidou (Sud-Finistère); un nouveau jalon de la base du Briovérien dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. C.R. Acad. Sci. Paris, 261, p. 3849-3852.
- 1966. Les grands cisaillements hercyniens dans le massif Armoricaïn et les phénomènes de granitisation. Colloque Etages tectoniques, Neuchâtel 1966, p. 179-192.
- 1967. Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale par rapport aux phases principales de l'orogénèse cadomienne. C.R. Acad. Sci. Paris, 264, p. 552-555.
- COGNE (J.), JEANNETTE (D.) et RHULAND (M.).- 1966. L'île de Groix, étude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. Bull. Serv. Carte Geol. Alsace et Lorraine, 19, 1/2, p. 41-96.
- COLCHEN (M.).- 1970. Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logrono, Espagne). Thèse fac. Sci. Paris, A.O. C.N.R.S., n° 4455, 575 p.
- CORRETGE (L.G.), LUQUE (C.) et SUAREZ (O.).- 1970. Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias). Bol. Inst. Geol. y min. Espana, 81, p. 143-156.

I.4-62 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

- DEFLANDRE (G.) et TERS (M.).- 1970. Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phthanites de Brétignolles (Vendée). C.R. Acad. Sci. Paris, 270, p. 2162-2165.
- DEMAY (A.).- 1948. Sur les relations stratigraphiques, structurales et magmatiques entre le Massif central français et l'Armorique méridionale. Int. Géol. Congress, Great Britain, part XIII, p. 52-62.
- DEWEY (J.F.).- 1969. Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen. Nature, 222, n° 5189, p. 124-129.
- DEWEY (J.F.) et KAY (M.).- 1968. Appalachian and Caledonian evidence for drift in the north-Atlantic. History of the Earth crust, Princeton Univ. press, p. 161-167.
- DIDIER (J.) et LAMEYRE (J.).- 1969. Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contr. Mineral. and Petrol., 24, p. 219-238.
- DRAKE (C.L.) et KOMINSKAYA (I.P.).- 1969. The transition from continental to océanic crust. Tectonophys., 7, 5/6, p. 363-384.
- DRAKE (C.L.) et NAFE (J.E.).- 1969. The transition from ocean to continent from seismic refraction data. In "Continental margins and island arcs". Am. Geophys. Union.
- FABRIES (J.).- 1963. Les formations cristallines et métamorphiques du nord-est de la province de Séville (Espagne). Thèse Univ. Nancy, 262 p.
- FLOOR (P.).- 1966. Petrology of an aegyrin-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif : The Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain. Leidse Geol. Meded., 36, p. 1-204.
- FLOOR (P.), KISCH (H.J.) et OEN (I.S.).- 1970. Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal. Bol. Geol. Min. Espana, 81, p. 128-130.

- FUSTER (J.M.) et CACHO (G.L.).- 1970. Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español). Est. Geol., 26, 3, p. 327-329.
- GIRDLER (R.W.).- 1965. Continental drift and the rotation of Spain. Nature, 207, p. 396-398.
- HARLAND (W.B.).- 1969. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region. North Atlantic Geol. and Continental drift, M. KAY Ed., Am. As. Petroleum Geol., p. 817-851.
- HEIM (R.C.).- 1952. Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. Thèse Univ. de Utrecht, 69 p.
- IRVING (E.).- 1964. Paleomagnetism. John Wiley Ed., New York, 399 p.
- JULIVERT (M.).- 1965. Sur la structure hercynienne à nappes de la chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'est du bassin central, Espagne). Bull. S.G.F., 7, 4, p. 644-651.
- KAY (M.).- 1969. Continental drift in North Atlantic Ocean. North Atlantic Geol. and Continental drift. M. Kay Ed., Amer. As. of Petroleum Geol., p. 965-973.
- KOOPMANS (B.N.).- 1962. The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain. Leidse Geol. Meded., 26, p. 121-232.
- LAMEYRE (J.).- 1966. Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 29, p. 1-264.
- LE CORRE (C.).- 1969. Contribution à l'étude géologique des synclinaux du sud de Rennes (massif Armoricaïn). Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Paris, 116 p.
- LE PICHON (X.).- 1969. Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, p. 3661-3705.

I.4-64 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

- LE PICHON (X.), BONNIN (J.) et SIBUET (C.).- 1970. La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. C.R. Acad. Sci. Paris, 271, p. 1941-1944.
- LOTZE (F.).- 1956. Ueber sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyrischen Faltung. Stille Festschrift, 8, Abh., Stuttgart, p. 128-139.
- MacPHERSON (J.).- 1886. Comparaisons des terrains cristallins d'Espagne et du Finistère. Bull. S.G.F., 3, 14, p. 828-830.
- MARRE (J.).- 1970. Relations texturales et structurales entre les principaux types de roches dans le massif de Quérigut (Ariège). C.R. Acad. Sci., 271, p. 1661-1664.
- MATTAUER (M.).- 1966. Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Geotek. S.S.S.R., 5, p. 22-37 et Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., Paris, X, 1, p. 3-12.
- 1968. Le problème des déplacements de la péninsule ibérique par rapport au bloc européen et ses conséquences sur la genèse des fonds océaniques de la Méditerranée occidentale. Coll. C.N.R.S., Villefranche-sur-Mer (à paraître).
- MATTE (P.).- 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Thèse, Rev. Geol. Alpine, 44, 128 p.
- MATTE (P.) et RIBEIRO (A.).- 1967. Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le nord-ouest de la péninsule : grandes nappes ou extrusions ? C.R. Acad. Sci., 264, p. 2268-2271.
- MATHEWS (D.H.) et WILLIAMS (C.A.).- 1968. Linear magnetic anomalies in the Bay of Biscay : a qualitative interpretation. Earth Planet. Sci. Lett., p. 315-320.
- MENDES (F.).- 1968. Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au Strontium des formations cristallines du Portugal. Thèse, Univ. Clermont-Ferrand et Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cien. Univ. Lisboa, 1, 150 p.

- MICHARD (A.).- 1967. Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). C.R. Som. Soc. geol. France, 8, p. 347-349.
- 1968a. Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). C.R. Acad. Sci. Paris, 226, p. 1639-1642.
- 1968b. La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien) : une échine thermique tardi-tectonique. C.R. Acad. Sci. Paris, 266, p. 1813-1816.
- NISSEN (H.U.).- 1959. Deformation und Kristallisation in Nordwestspanischen Küstengebirge bei Vivero. Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster, 300 p.
- OEN (I.S.).- 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Bol. Geol. y Min., Espana, 81, p. 157-184.
- PARGA (J.R.).- 1969. Spätvariszische Bruchsysteme im hesperischen Massiv. Geol. Rdsch., 59, p. 323-336.
- PARGA-PONDAL (I.).- 1967. Datos geologico-petrograficos de la provincia de La Coruna. In "Estudio agrobiologico de la provincia de La Coruna". Ed. Inst. de Invest. Geol. y Agrobiol. de Galicia, (C.S.I.O.), p. 5-47.
- PARGA-PONDAL (I.) et al. .- (1967). Carte géologique du nord-ouest de la péninsule ibérique. Ech. 1/500 000. Serviços Geol. de Portugal.
- PARGA-PONDAL (I.), MATTE (Ph.) et CAPDEVILA (R.).- 1964. Introduction à la géologie de l' "Olló de Sapo" : formation porphyroïde anté-silurienne du nord-ouest de l'Espagne. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de Espana, 76, p. 119-154.
- PHILLIPOT (A.) et CHAUVEL (J.J.).- 1957. Relations entre les niveaux de base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux au sud de Rennes. Bull. Soc. Geol. et Min. de Bretagne, 2, p. 15-34.

I.4-66 LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

- PORTUGAL FERREIRA (M.R.).- 1967. Comentario sobre o metamorfismo no complexo de Vinhais (NE Portugal). Mem.e Nat., Coimbra, 63, p. 1-18.
- PRIEM (H.), BOELRIJK (N.), VERSCHURE (R.), HEBEDA (E.) et VERDURMEN (E.).- 1970. Dating events of an plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. Eclogae Geol. Helvetiae, 63, 1, p. 255-274.
- RIBEIRO (A.).- 1970. Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes). Com. dos Serv. Geol. de Portugal, 104, p. 115-138.
- RIEMER (W.).- 1963. Entwicklung des Paläozoikums in des südlichen Provinz Lugo (Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., 117, p. 273-285.
- SCHAFER (G.).- 1969. Geologie und Petrographie im östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). Münster. Forsch. Geol. Paläont., 10, 207 p.
- SCHERMERHORN (L.J.G.).- 1956. Igneous metamorphics and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro do sul - Satao region (Northern Portugal). Thèse, Amsterdam et Com. Serv. Geol. de Portugal, 1959, 37, 617 p.
- SCHOEFLER (J.).- 1965. Une hypothèse de la tectogenèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords. Bull. Soc. Geol. de France, 7, 6, p. 917-920.
- SITTER de (L.U.).- 1962. The hercynian orogenesis in northern Spain. In "Some aspects of the Variscan fold belt". Manchester Univ. Press., p. 1-18.
- SOUGY (J.).- 1969. Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque). Afrique de l'ouest. Bull. Soc. Geol. de France, 11, 2, p. 133-169.
- SUAREZ (O.).- 1970. Los granitos de Ponferrada. Bol. Geol. y Min. Espana, 81, p. 71-77.

- SUAREZ (O.) et SUAREZ (V.).- 1970. Sobre las rocas plutonicas de la zona de Tapia (Asturias, Espana). Ibid., 81, p. 157-163.
- TEX (E. den).- 1961. Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain). Leidse Geol. Meded., 26, p. 75-91.
- 1966. Aperçu géologique et structural de la Galice cristalline. Ibid., 36, p. 211-222.
- TEX (E. den) et FLOOR (P.).- 1967. A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in western Galicia (NW Spain). Etages tectoniques, Coll. Neuchâtel, 1966, p. 169-178.
- TEX (E. den) et VOGEL (D.E.).- 1962. A "granulitgebirge" at Cabo Ortegal (NW Spain). Geol. Rundsch., 52, p. 95-112.
- Van den BOOGAARD (M.).- 1967. Geology of the Pomarão Region (Southern Portugal). Acad. Proefsch. Amsterdam, 113 p.
- VEGAS (R.).- 1968. Sobre la existencia de Précambrico en la Baja Extremadura. Est. Geol., 24, p. 85-89.
- VOO Van der (R.).- 1967. The rotation of Spain. Paleomagnetic evidence from the spanish meseta. Paleo., Elsevier Ed., 3, 4, p. 393-416.
- WESTERVELD (J.) et col. .- 1956. Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le nord du Portugal. Geol. Mijnb., 18, p. 94-105.
- WAARD de (D.).- 1950. Palingenetic structures in augengneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. C.R. Soc. Geol. de Finlande, 23.
- WAGNER (R.H.).- 1970. An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain. Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère. Congr. et Coll. Univ. de Liège, 55, p. 429-463.

I.4-68 LA STRUCTURE DE LA CHAINE HERCYNIENNE DE LA MESETA IBERIQUE :

WOENSDRECHT (C.F.).- 1966. Informe preliminar sobre los estudios de la petrografia del extremo occidental de Galicia. Leidse Geol. Meded., 36, p. 261-278.

WUNDERLICH.- 1970. Zur Frage der Schollenrotation und Translation der iberischen Halbinsel : ein Struckturvergleich von armorikanischen und kantabrischen Bogen. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., p. 368-384.