

Structures de déformation dans les schistes et les granites de la région de Montalegre (Nord-Portugal). Évolution métamorphique et conditions de mise en place des granites

par FRANÇOIS HOLTZ * et JEAN-MICHEL BERTRAND *

Mots clés. — Orogénie hercynienne, Déformation, Structures, Métamorphisme, Granites à deux micas, Syntectonique.

Résumé. — Une chronologie des événements tectoniques, métamorphiques et plutoniques dans la région de Montalegre (zone centro-ibérique) est présentée. La déformation régionale se caractérise par trois phases : la première est responsable d'une foliation métamorphique, la seconde correspond à un épisode de charriage, la troisième à un serrage suivi de décrochements dextres et senestres. Les granites se mettent en place à la fin et après la troisième phase, à des niveaux structuraux de plus en plus superficiels et sous des conditions métamorphiques qui évoluent vers des températures décroissantes. Une anomalie thermique associée au plutonisme est responsable de la formation des migmatites de Tourém.

Deformation structures in schists and granites of the Montalegre area (N Portugal). Metamorphic evolution and conditions of granite emplacement

Abstract. — A chronology of tectonic, metamorphic and magmatic events in the Montalegre area (centro-iberic zone) is presented. Three deformation phases have been recognized : the first one corresponds to a metamorphic foliation, the second to large scale recumbent folds, the third to upright open folds followed by right handed and left handed strike slip phase. The granites have been emplaced by the end and after the third phase ; the structural level of emplacement is more and more superficial and the metamorphic conditions evolve towards decreasing temperatures. The formation of the Tourém migmatites is the result of high temperature conditions associated with the plutonism.

INTRODUCTION.

Bard *et al.* [1971], Julivert *et al.* [1974] ont défini cinq zones dans la chaîne hercynienne ibérique d'après des critères lithologiques, métamorphiques, et structuraux (fig. 1). Dans la zone centro-ibérique, le cœur de la chaîne, deux assemblages tectono-métamorphiques sont à distinguer. 1) Les complexes polymétamorphiques composés de roches basiques et ultrabasiques associées à des mica-schistes, à des gneiss ocellés métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolite et à des éclogites présentant d'anciennes paragenèses de métamorphisme de haute pression. Ce sont les massifs de Morais et de Braganca au Portugal, d'Ordenes, du Cabo-Ortegale et le fossé blastomylonitique en Galice, qui constituent des nappes de charriage [Anthonioz et Ferragne, 1978 ; Bard *et al.*, 1980]. Ces formations font partie de la sous-zone de Galice moyenne Tras-os-Montes. 2) Les formations métasédimentaires autochtones ou parautochtones constituées de roches d'âge précambrien à silurien associées à un grand volume de roches intrusives (granitoïdes principalement).

Les principaux résultats de l'étude de la région de Montalegre (Nord Portugal) sont présentés ici. Une chronologie relative de mise en place des granitoïdes est proposée à partir d'observations structurales. Le cas particulier des migmatites de la région de Tourém permet de déterminer plus précisément les conditions métamorphiques associées à la dernière phase, déjà décrites par Ribeiro [1978]. Le complexe granitique de Gerês n'est pas abordé, on se reportera aux travaux de Cheilletz [1972], Cottard [1979], Noronha [1983].

I. — CADRE GÉOLOGIQUE.

Quatre grands ensembles lithologiques peuvent être définis dans la région considérée (fig. 2).

1) *Une formation métasédimentaire azoïque* d'âge probablement ordovicien à silurien. Ces schistes sont très riches en phyllites (biotite et muscovite) ainsi qu'en silicates d'alumine (andalousite et sillimanite). A l'est, quelques barres de quartzites souvent considérées comme ordoviciennes peuvent constituer des niveaux repères. De petits affleurements d'orthoigneiss ont été observés dans les schistes au nord de Padroso.

2) *Des granites alumineux* à biotite et muscovite, de type S dans la classification de White et Chappell [1977]. Ce sont des granites hercyniens précoces [Priem *et al.*, 1970]. Les âges obtenus plus au Sud varient de 325 à 305 millions d'années [Serrano Pinto, 1983]. Plusieurs complexes granitiques ont été distingués :

— le complexe granitique du lac de Negroes qui correspond à une association de granites porphyroïdes, grossiers ou fins, très riches en enclaves métasédimentaires de toutes tailles ;

— le complexe granitique de Chaves, dont le faciès principal est le granite de Boticas, homogène et sans enclaves ;
— les leucogranites en massifs circonscrits, sans enclaves, qui contiennent moins de 1 % de biotite, très riches en muscovite ;

— les granites du sud, décrits par Noronha [1983], qui constituent également un ensemble de massifs variés.

Des tonalites mélanocrates (ou granodiorites sombres des auteurs portugais) affleurent en petits stocks dans les schistes et les granites alumineux. Noronha [1983] décrit

* Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, B.P. 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy. Contrib. CRPG n° 687.

Note déposée le 30 juillet 1985, présentée à la séance du 7 octobre 1985 ; manuscrit définitif accepté le 19 février 1986.

les mêmes roches près de Borralha. Elles sont probablement légèrement antérieures ou synchrones de la mise en place du complexe granitique du lac de Negroes. En Galice, des roches identiques sont interprétées par Capdevila [1969] comme des précurseurs basiques des grands massifs de granodiorites précoces, inconnus dans notre région.

3) *Un domaine migmatitique*, le complexe de Tourém, où des zones granitiques franches contenant des enclaves surmicacées à sillimanite alternent avec des zones de migmatites et de nébulites d'origine soit métasédimentaire, soit orthogneissique, d'après la composition des enclaves. Ces orthogneiss cœillés, à mégacristsaux de microcline, souvent très déformés, présentent des aspects semblables à l'Ollo de Sapo [Capdevila, 1969]. Au nord-est du Portugal, à Miranda do Douro, l'Ollo de Sapo, daté à 618 ± 9 Ma [Allégret, 1983] forme le soubassement de schistes d'âge cambrien supérieur [Ribeiro, 1974 ; Iglesias et Ribeiro, 1981 ; Matte, 1983]. Les gneiss associés à l'Ollo de Sapo peuvent correspondre à un socle précambrien [Capdevila, 1969].

4) *Le granite de Gerès*, postérieur à tous les autres granites. Il est considéré comme un granite de type I [Ribeiro, 1983]. Il fait partie des granites hercyniens récents [Priem *et al.*, 1970], d'âges variant de 295 à 280 Ma [Serrano Pinto, 1983].

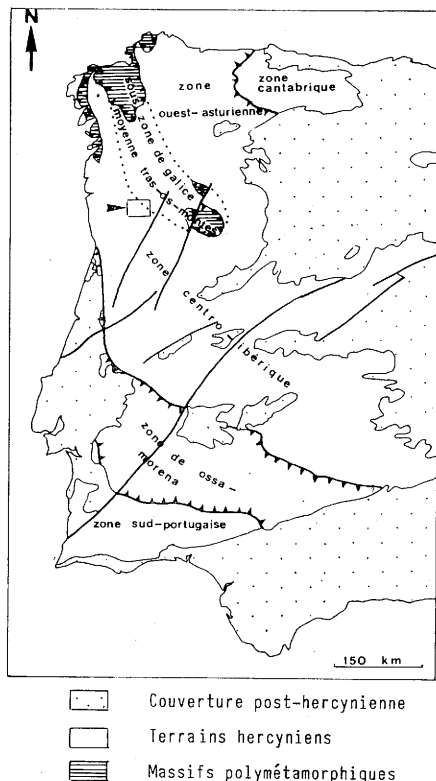


FIG. 1. — Les unités tectoniques du NW de la péninsule Ibérique [d'après Julivert *et al.*, 1974] et situation du secteur étudié.

FIG. 1. — *Structural units of the NW Iberic Peninsula [after Julivert *et al.*, 1974] and situation of the studied area.*

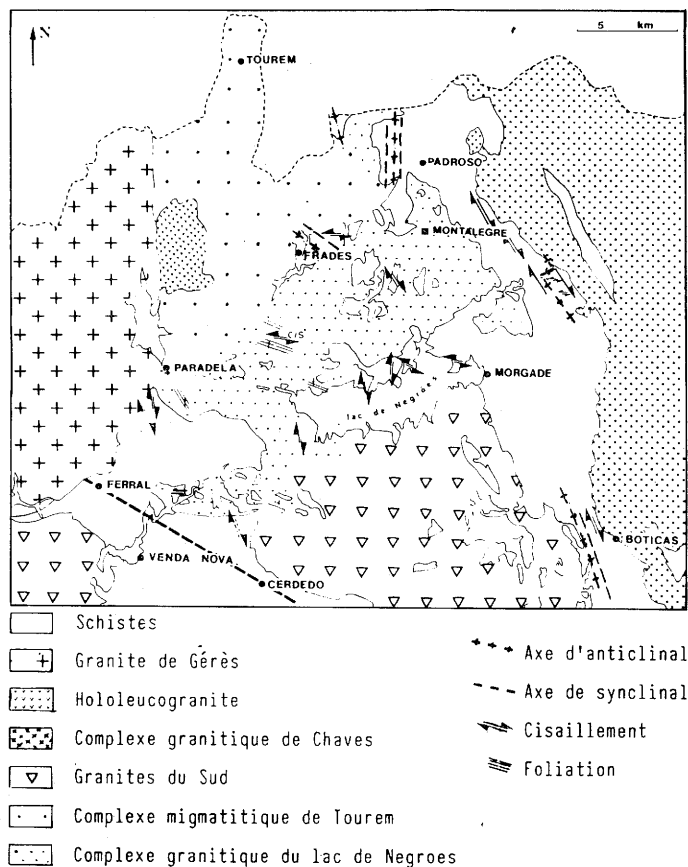


FIG. 2. — Carte géologique simplifiée de la région de Montalegre d'après la carte géologique du Portugal à l'échelle 1 : 50 000 - feuilles 6A [Noronha et Ribeiro, 1983], 6B [Teixeira, 1974], 2C [Martins et Ribeiro, 1979], 2D [Teixeira, 1970].

FIG. 2. — *Schematic geological map of the Montalegre area, after the geological map of Portugal - maps 6A [Noronha and Ribeiro, 1983], 6B [Teixeira, 1974], 2C [Martins and Ribeiro, 1979], 2D [Teixeira, 1970].*

II. — LES PHASES DE DÉFORMATIONS PRÉCOCES.

La première phase de déformation D_1 se marque par des plis P_1 d'échelle métrique qui ne sont bien visibles que dans les schistes au nord de Padroso. La surface lithologique S_0 dessine alors des plis isoclinaux, accompagnés d'une schistosité S_1 de plan axial. La trace de S_1 subsiste dans tous les schistes du domaine étudié. Des veines de quartz contenant fréquemment de l'andalousite, parallèles ou sécantes par rapport à la schistosité S_1 marquent un épisode tardif ou post- D_1 .

Les structures formées au cours de la deuxième phase D_2 correspondent à la déformation majeure à l'échelle régionale, bien que S_1 soit encore reconnaissable presque partout. Les figures de déformation D_2 diffèrent selon les endroits.

1) *Au nord-est du domaine étudié*, près de Padroso, les figures de déformation sont bien conservées en raison du matériel compétent quartzitique qui constitue ce sec-

teur. Les plis P_2 sont isoclinaux, hectométriques, d'axe subhorizontal. L'orientation de l'axe des plis est proche de la direction Nord-Sud et varie de $N170^\circ E$ à $N020^\circ E$ après avoir effectué les corrections nécessaires en raison des déformations ultérieures. Les grandes structures couchées P_2 , à vergence apparente vers l'Est, sont accompagnées de petits plis de plus faible amplitude à flancs inégaux (fig. 3A).

Les linéations observées sont de deux types : les linéations d'intersection entre S_1 et S_2 (L_{2i}) sont parallèles aux axes de plis P_2 et orientées $N170^\circ E$ à $N020^\circ E$ tandis que les linéations d'étirement (L_{2e}), marquées par l'alignement des biotites et des fibres de sillimanite dans le plan de schistosité S_2 sont orientées $N070^\circ E$ à $N110^\circ E$ et perpendiculaires aux précédentes.

2) *Au sud et au sud-est*, les schistes, nettement moins quartzitiques et moins compétents, présentent des figures de déformation différentes. Les plis P_2 , d'axe orienté $N080^\circ E$ à $N120^\circ E$, métriques à décimétriques, bien que d'aspect similaire à ceux décrits dans le secteur de Padroso, présentent cependant des linéations d'étirement L_{2e} parallèles aux axes de plis P_2 ainsi qu'aux linéations d'intersection L_{2i} . Quinquis et Choukroune [1981] ont montré que ce cas de figure accompagne la formation de plis en fourreau. Dans la région étudiée, de petits plis décimétriques à axe courbe ont été observés au nord de Venda Nova. Les linéations d'étirement sont soulignées par l'alignement de minéraux (biotite et sillimanite) dans le plan de schistosité et par de petites crénulations millimétriques parallèles, bien observées au nord de Venda Nova. Lacassin [1984] interprète ce type de structures comme le résultat de l'étirement d'une couche compétente ou d'un plan de schistosité dans des zones fortement déformées.

Les similitudes entre les structures décrites par Faure et Malavieille [1980] et celles de la région de Montalegre permettent de concevoir la formation de grands plis en fourreau (fig. 3B) dans les schistes de ce secteur. Les plis P_2 observés font partie de structures en fourreau dont l'extrémité n'a jamais été observée.

Le mouvement au cours de D_2 , parallèle aux linéations d'étirement, se fait dans une direction Ouest-Est à Nord-Ouest-Sud-Est (fig. 4). Le sens du mouvement a pu être déterminé grâce à quelques observations : les petits plis en fourreau montrent un déplacement de la partie supérieure vers le Sud-Est ; la rotation de cristaux d'andalousite antérieurs à S_2 aboutit à des structures sigmoïdes dissymétriques ; une linéation de crénulation fortement marquée se développe localement à l'arrière de certains cristaux d'andalousite, structure que nous interprétons dans le même sens que les crénulations décrites par Lacassin [1984, voir plus haut] mais indiquant en plus une direction de mouvement, dans notre cas il s'agit d'un déplacement du compartiment supérieur vers le Sud-Est.

Le mouvement de l'Ouest vers l'Est est donc associé soit à des structures isoclinales perpendiculaires à la direction de mouvement, soit à des structures en fourreau parallèles à cette direction, en fonction de la rhéologie de la roche déformée (il peut cependant exister des structures intermédiaires entre ces deux types).

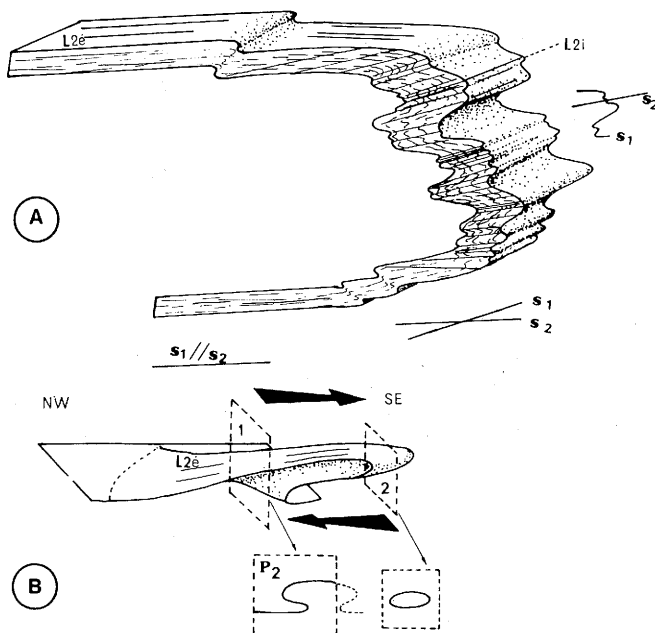


FIG. 3. — Aspects des plis P_2 décimétriques à hectométriques, des schistosités S_1 et S_2 et des linéations d'étirement dans la zone de quartzites de Padroso (A) et dans les schistes phylliteux (B).

FIG. 3. — Schematic view of decametric to hectometric P_2 folds, S_1 and S_2 cleavage and L_2 stretching lineations in the quartzitic zone of Padroso (A) and in the phyllite rich schists (B).

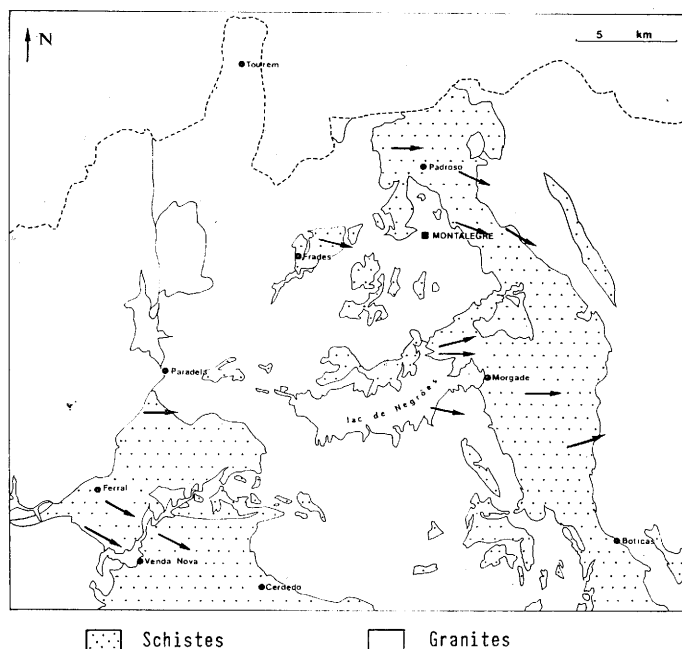


FIG. 4. — Carte des linéations d'étirement et sens de mouvement du compartiment supérieur.

FIG. 4. — Map showing the stretching lineations and the sense of movement of the upper bloc.

D'après Ribeiro [1974], la phase D_2 résulte de la déformation liée à la mise en place des nappes du Tras-os-Montes du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Les observations dans la région de Montalegre, qui correspond au substratum sur lequel se mettent en place les nappes, confirment le sens de déplacement des nappes vers le Sud-Est.

III. — LES DÉFORMATIONS TARDIVES.

1) Les structures plissées.

Le plissement D_3 correspond à des plis ouverts d'échelle plurikilométrique et d'axe $N120^\circ E$ à $N170^\circ E$ (fig. 5), horizontal ou à léger plongement vers le Sud (0° à 15°) : par exemple le synclorium de Cerdedo-Ferral, déjà décrit par Noronha [1983], orienté $N120^\circ E$ ou l'anticlinorium de la zone de schistes de Boticas - Morgade $N160^\circ E$ à $N170^\circ E$, recoupé obliquement par le granite de Chaves (fig. 6). La surface antérieure $S_1 + S_2$ est généralement très redressée (60° à 75° en moyenne). Localisée dans la partie axiale de ces plis P_3 , une nouvelle schistosité de crénelation verticale S_3 se forme sur quelques centaines de mètres. Elle existe parfois dans les flancs de pli ; elle est alors associée à des plis métriques dissymétriques. On note une linéation d'intersection entre les surfaces $S_1 + S_2$ et S_3 , quand S_3 existe. Ces structures peuvent se compliquer par l'interférence avec des plis P_2 (secteur de Frades) ou dans des zones quartzitiques où se forment des plis coiffés (secteur de Padroso).

2) Les décrochements.

Ils sont postérieurs au plissement P_3 . A l'est de Morgade l'axe d'un anticlinal P_3 et la schistosité $S_1 + S_2$ sont déformés par un cisaillement dextre $N150^\circ E$ et dessinent une forme sigmoïde (fig. 2) ; $S_1 + S_2$ passe de $N160^\circ E$ à $N090^\circ E$. Le cisaillement correspond à un grand pli à axe vertical accompagné par des plis décimétriques en crochons ou par des plis décimétriques, à axes verticaux. Ces crochons sont dextres dans le flanc long ($N160^\circ E$) du pli, senestres dans le flanc court ($N090^\circ E$).

A l'ouest de la zone de cisaillement, jusqu'au lac de Negroes, les schistes présentent parfois des plis à axes verticaux, à dissymétrie soit dextre et le cisaillement est alors orienté $N150^\circ E$ à $N000^\circ E$, soit senestre avec un cisaillement orienté dans une direction $N100^\circ E$ à $N120^\circ E$ (fig. 5). Les plis ouverts d'axe vertical, qui produisent des variations faibles de l'orientation de la schistosité $S_1 + S_2$, sont à relier à l'épisode de cisaillement.

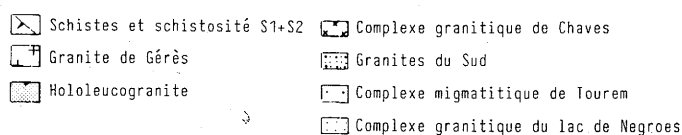
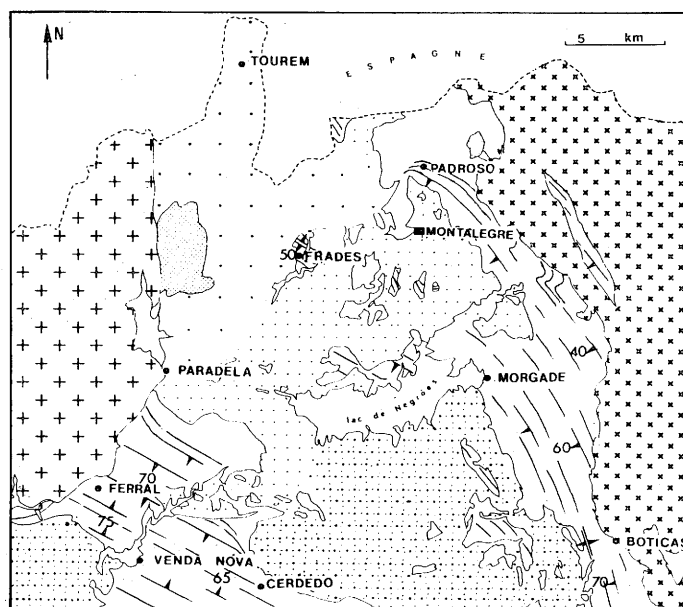


FIG. 5. — Carte des axes de pli P_3 et des déformations tardives dans les schistes et les granites (cisaillements et foliations).

FIG. 5. — Map showing the orientation of P_3 folds and the late deformations (shearing and foliation) in the schists and granites.

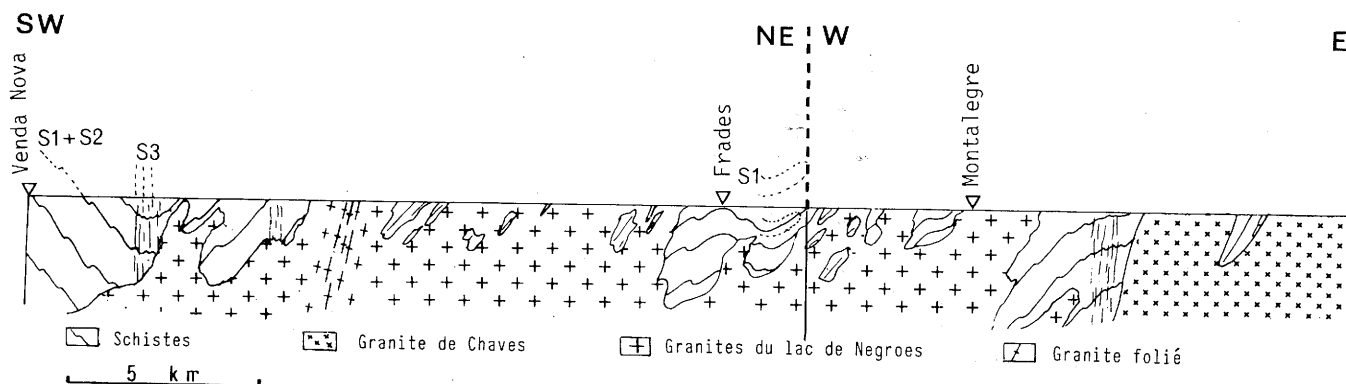


FIG. 6. — Coupe schématique illustrant l'aspect des plis P_3 et les relations structurales des granites du lac et de leur encaissant.

FIG. 6. — Schematic cross-section showing P_3 folds and the relations between the granites and their surrounding rocks.

3) Interprétation des structures tardives.

L'orientation de l'axe des grandes structures synclinales et anticlinales P_3 n'est pas constante et le cisaillement dextre se produit à la fin du plissement. Les directions de raccourcissement maximum varient de $N030^\circ E$ à $N080^\circ E$. Cette variation, progressive dans l'espace, est bien connue dans la zone centro-ibérique.

Les cisaillements tardi-hercyniens du nord du Portugal et du sud de la Galice (fig. 7) sont tous dextres. Par contre, au nord de la Galice, Iglesias et Choukroune [1980] concluent à un cisaillement senestre important, orienté Nord-Sud, ainsi qu'à un cisaillement dextre associé, $N030^\circ E$, de moindre intensité. L'existence de cisaillements dextres ne s'oppose pas au modèle de Matte et Ribeiro [1975] car l'orientation différente des cisaillements dextres et senestres est compatible avec un réseau de cisaillements conjugués où les cisaillements majeurs sont senestres (linéament de Puente deume décrit par Courrioux [1984], zone de Coimbra-Cordoba).

La variation des axes de plis P_3 et les cisaillements dextres et senestres sont en accord avec le modèle de virgation de Matte et Ribeiro [1975] qui explique la formation de cisaillements majeurs senestres dans la péninsule Ibérique et dextres dans le Massif armoricain.

IV. — MISE EN PLACE ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES GRANITES.

Les orthogneiss de Tourém et de Padroso présentent une ancienne foliation plissée au cours de D_2 . Ces anciennes roches plutoniques ont donc déjà été orthogneissifiées au cours de D_1 . Leur mise en place est anté- D_1 . Par contre, les autres roches plutoniques (granites alumineux et complexe de Tourém) sont post- D_2 . Pour chaque massif on

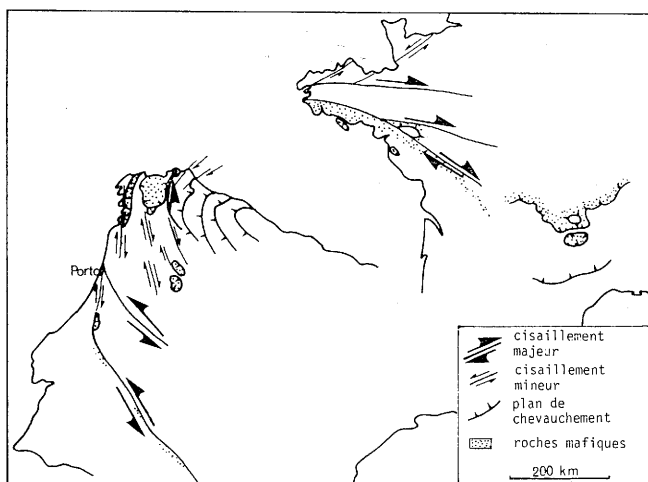


FIG. 7. — Position et sens des cisaillements ductiles tardi-hercyniens [d'après Iglesias et Choukroune, 1980 ; Burg *et al.*, 1981 ; Courrioux et Gouanvic, 1982].

FIG. 7. — Situation and sense of the late hercynian ductile shear zones [after Iglesias and Choukroune, 1980 ; Burg *et al.*, 1981 ; Courrioux and Gouanvic, 1982].

décrira successivement le mode de mise en place des granites et leurs déformations, la chronologie relative sera discutée. Une chronologie générale est présentée dans le tableau I.

1) Le complexe granitique du lac de Negroes.

Outre les faciès tonalitiques précoces déjà signalés, ce complexe granitique contient trois faciès principaux : un faciès grossier dans sa partie ouest, un faciès à phénocristaux à l'est et un faciès fin dispersé dans tout le massif.

— *Le granite grossier* est massif et contient quelques enclaves métasédimentaires. Le granite à phénocristaux se met en place en feuillets entre les schistes. Le contact entre le granite et les schistes est souvent parallèle à $S_1 + S_2$. D'après des mesures statistiques, les enclaves hectométriques de schistes ne semblent pas avoir subi de déplacement notable les unes par rapport aux autres car la géométrie des plis P_3 antérieurs au granite est conservée. Le granite fin forme de petits stocks ou des filons anastomosés recoupant les granites grossiers et les granites à phénocristaux. Ces filons sont parfois localisés au contact d'enclaves métasédimentaires ou de zones de cisaillement qui affectent les autres faciès.

— *Les déformations* dans le granite grossier sont fortes mais localisées dans des couloirs montrant une foliation soulignée par de petites muscovites, des feldspaths fracturés ou lenticulaires et des quartz recristallisés. Ces déformations relèvent de la phase D_3 car la foliation subverticale ($N120^\circ E$ à $N140^\circ E$) est parallèle à la schistosité $S_1 + S_2$ redressée par D_3 . Le granite à phénocristaux recoupe les structures P_3 . Il est déformé par le jeu de cisaillements dextres $N150^\circ E$ à $N000^\circ E$, de largeur réduite (10 à 20 cm), et de cisaillements senestres $N100^\circ E$ à $N120^\circ E$ caractérisés par des structures de type C et S [Berthé *et al.*, 1979] ou en amandes sigmoïdes [Pécher, 1978]. Ces cisaillements s'intègrent bien dans le cadre de cisaillements conjugués déjà mis en évidence à l'échelle de la zone centro-ibérique (cf. § III). Le granite fin n'est jamais déformé.

— *La chronologie de mise en place* est la suivante : le granite grossier se met en place à la fin du plissement P_3 , le granite à phénocristaux durant l'épisode de cisaillement, le granite fin est postérieur au cisaillement. Cette chronologie est confirmée par les enclaves : enclaves de granite grossier dans le granite à phénocristaux, nombreuses enclaves de granite à phénocristaux dans le granite fin.

2) Le complexe granitique de Chaves.

Il présente des analogies avec le complexe granitique du lac au point de vue de l'association des différents faciès granitiques. Deux ensembles ont été distingués : le faciès de Boticas et les faciès du nord du complexe.

Le granite de Boticas ne contient pas d'enclaves métasédimentaire et forme un grand massif intrusif homogène. Sa mise en place oblitère toutes les structures de déformation D_3 . Les faciès du nord sont plus variés (faciès à phénocristaux, grossiers et fins) et constituent également un massif qui oblitère toutes les structures D_3 .

Le faciès de Boticas n'est pas déformé. Il existe cependant

une orientation planaire des biotites (N160° E vertical) conforme à celle de la schistosité $S_1 + S_2$ à l'ouest du complexe de Chaves. Cette orientation reflète l'existence de faibles contraintes au cours de la mise en place du granite. Parmi les faciès du nord, un seul présente localement des zones de cisaillements dextres orientés N140° E à N150° E.

Un seul faciès du nord du complexe se met en place avant ou pendant l'épisode de cisaillement tardi- D_3 . Les autres granites se mettent en place peu après la déformation D_3 .

3) Les leucogranites.

Ils se situent, l'un dans le complexe migmatitique de Tourém et au contact avec le massif du Gérès, l'autre au nord-est de Padroso. Ce dernier présente les caractéristiques d'un apex granitique. Ce sont de petits massifs circonscrits qui se mettent en place après les déformations. Ils ne contiennent aucune enclave.

4) Le complexe migmatitique de Tourém.

Trois faciès principaux sont à distinguer : des schistes mobilisés ; des orthogneiss ayant subi une fusion partielle et des granites grossiers hétérogènes avec des structures nébulitiques, contenant des enclaves à composition de restites et des enclaves d'orthogneiss.

En raison de ses limites floues avec le granite hétérogène et de zones d'injection dans les orthogneiss migmatisés, le granite fin du complexe du lac, postérieur aux autres faciès du complexe du lac, a contaminé le complexe de Tourém au cours de la fusion partielle. Le granite hétérogène ne serait donc pas uniquement issu de la fusion d'orthogneiss et de schistes mais serait le résultat d'un mélange des produits de cette fusion avec un magma granitique analogue au granite fin du lac.

Les relations entre les granites du lac et le complexe de Tourém montrent que les faciès grossiers et à phénocristaux du lac, qui ne recoupent pas les migmatites, sont antérieurs à la migmatisation. Aucune figure de déformation n'est visible après la fusion partielle.

V. — ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE.

Pour les premiers stades, l'histoire métamorphique de la région a pu être retracée grâce aux silicates d'alumine présents dans les schistes.

— *Au cours de D_1* la sillimanite est stable. La sillimanite et la biotite soulignent la schistosité S_1 , encore bien visible dans les secteurs de Frades et de Padroso. La présence de veines de quartz et d'andalousite tardi à post- D_1 marque une évolution à température décroissante.

— *Durant D_2* , au Nord, dans les régions de Frades et de Padroso ainsi que dans quelques enclaves de schistes dans l'ensemble des granites du lac, la schistosité S_2 est marquée par la biotite et la sillimanite fibreuse. L'andalousite tardi- D_1 ne subsiste qu'en reliques.

Au Sud, la sillimanite n'est plus stable au cours de D_2 et S_2 est soulignée par un alignement de biotites et de muscovites en lattes. Par contre, on retrouve des andalousites en lentilles moulées par S_2 , antérieures à S_2 , et des andalousites peu ou pas déformées, aux contours sécants par rapport à S_2 , syn à post- D_2 . Dans la partie sud, S_1 ne s'observe que rarement. En effet, durant D_2 , la sillimanite formée au cours de D_1 se transforme soit en andalousite, soit en muscovite (réaction rétro-morphique). On peut ainsi expliquer la disparition presque totale de S_1 à sillimanite au Sud par le caractère essentiellement phylliteux des nouvelles associations minérales qui se forment au cours de D_2 .

Dès la deuxième phase, les conditions sont différentes au Nord et au Sud. Au Sud, la température est plus basse.

	DEFORMATION DANS LES SCHISTES	MISE EN PLACE DES GRANITES	MÉTAMORPHISME DANS LES SCHISTES
D1 age: ?	P1 isoclinaux S1 horizontale	orthogneiss de Tourém et de Padroso	sillimanite, biotite andalousite
D2 345-320 m.a.	PADROSO: P2 isoclinaux couchés kilométriques L2é perpendiculaire à l'axe de P2 S2 horizontale PHYLLITES: P2 en fourreau (kilométriques) L2é parallèle à l'axe des plis métriques S2 horizontale		NORD: sillimanite, biotite SUD: andalousite, biotite, muscovite
D3 315-295 m.a.	PADROSO: P3 coffrés axe à pendage Sud (25 à 35°) PHYLLITES: P3 cylindriques axe subhorizontal S3 de crénelation verticale	tonalites, granodiorites	SCHISTES DU SUD: andalousite, muscovite, biotite
CISAILLEMENT 295 m.a. (?)	plis à axes verticaux	granite grossier du lac granite à phénocristaux du lac granite fin du lac + granite hétérogène de Tourém	ENCLAVES DANS LE COMPLEXE DE TOUREM ET LES GRANITES DU LAC: sillimanite, biotite, cordiérite sillimanite, andalousite andalousite, muscovite SCHISTES DU SUD: rétro-morphose en séricite
290-280 m.a.		granite de Chaves s.s.] hololeucogranites granite de Geres	SCHISTES AU CONTACT DU COMPLEXE DE CHAVES: andalousite, biotite, muscovite

TABLE I. — Tableau chronologique des événements affectant le secteur étudié.

TABLE I. — Table of the chronological succession of events in the studied area.

L'absence d'autres paragenèses minérales n'a pas permis une meilleure estimation des conditions de pression et de température au cours de D_2 .

— Au cours de D_3 , l'individualisation de deux domaines s'accroît et l'étude métamorphique est compliquée par les effets thermiques accompagnant la mise en place des granites.

Au Nord, les enclaves de schistes dans la zone migmatitique de Tourém et dans l'ensemble des granites du lac sont à sillimanite. Dans les secteurs de Padroso et de Frades, les anciennes andalousites anté- D_2 déformées en lentilles sont transformées en sillimanite prismatique. Dans les enclaves au sud du complexe granitique du lac, où la schistosité S_2 était à biotite et muscovite, se forment de grandes fibres de sillimanite d'orientation quelconque ou en disposition radiaire. Plus au Sud et au contact du complexe granitique de Chaves la muscovite et l'andalousite restent stables. La schistosité de crénulation S_3 est marquée par des muscovites en lattes. La nature des minéraux de métamorphisme dans les différents secteurs est directement liée aux températures de mise en place des granites qui maintiennent une température plus ou moins élevée dans l'encaissant. Un dôme thermique important au niveau de la zone de Tourém et des granites du lac est responsable des paragenèses à sillimanite au nord de la région au cours de D_3 .

Le complexe de Tourém correspond à la zone la plus profonde (géométrie des structures et assemblages métamorphiques). Les conditions de température et de pression régnant au cours de la migmatitisation ont pu être estimées grâce aux paragenèses à cordiérite, biotite et sillimanite observées dans les enclaves d'orthogneiss et dans les restites de schistes. Beaucoup d'enclaves d'orthogneiss à feldspath potassique, plagioclase et quartz ne sont pas ou sont peu affectées par la fusion. Les processus de fusion ne sont donc pas généralisés dans le complexe migmatitique de Tourém. Les conditions de pression et de température sont très proches de la limite de formation des premiers liquides granitiques ($ab + or + q + H_2O = L$; voir fig. 8). Les observations pétrographiques et texturales permettent d'envisager la genèse de la cordiérite par la fusion incongruente de la biotite selon la réaction : biotite + sillimanite + quartz = cordiérite + feldspath potassique + eau [Holdaway et Lee, 1977]. Le domaine de stabilité de la cordiérite, estimé à partir des compositions en fer et magnésium, est reporté sur la figure 8. En raisonnant avec une pression d'eau équivalente à la pression totale, la composition des cordiérites et les conditions de fusion proches de la limite de formation du premier liquide granitique permettent de définir des conditions de pression et de température d'environ 3Kb et de $680^\circ C$ à $700^\circ C$ (domaine A sur la fig. 8) lors de la fusion partielle dans le complexe migmatitique. Ces estimations sont en accord avec celles de Ribeiro [1978], qui donne des conditions de 3-4 Kb et de $600^\circ C$ à $700^\circ C$ dans la même zone. Les conditions de pression et de température au cours du refroidissement ont pu être approximativement définies grâce à la réaction de transformation de la sillimanite en andalousite : cette réaction est partielle, elle est très vite relayée par la réaction

rétromorphique (fig. 8) qui transforme les silicates d'alumine en muscovite (muscovite + quartz = feldspath potassique + silicate d'alumine + eau). La rétro-morphose en muscovite se produit donc très rapidement après le passage de l'isograde à sillimanite-andalousite, on peut donc supposer que les conditions de pression et de température au cours de la rétro-morphose passent par le point B sur la figure 8.

— Enfin une rétro-morphose importante a modifié les paragenèses au niveau de toute la région. Au Nord, la sillimanite et l'andalousite se transforment en muscovite ou en séricite. Au Sud, l'andalousite est totalement ou partiellement séricitisée. L'observation de zones cisailées totalement séricitisées suggère une relation entre l'épisode de cisaillement et la rétro-morphose.

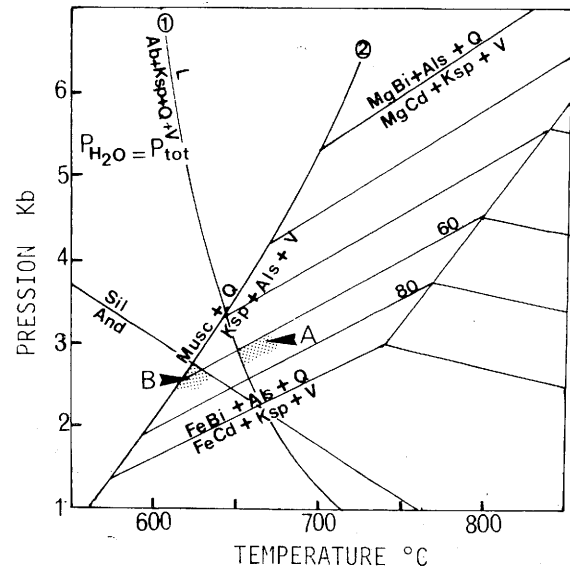


FIG. 8. — Conditions P et T au cours de la fusion partielle (domaine A) estimées grâce à la réaction de transformation de la biotite en cordiérite et de la composition en Fe et Mg de la cordiérite [Holdaway et Lee, 1977]. Les conditions au cours de la rétro-morphose passent par le domaine B (réactions (1) d'après Luth [1976] et (2) d'après Chatterjee et Johannes [1974]; réaction and.-sil. d'après Holdaway [1971]).

FIG. 8. — P T conditions during partial melting (area A) estimated thanks to the transformation reaction of biotite in cordierite and of the Fe Mg cordierite composition [Holdaway and Lee, 1977]. The path during retro-morphose goes through area B (reactions (1) after Luth [1976] and (2) after Chatterjee and Johannes [1974]; reaction and.-sil. after Holdaway [1971]).

CONCLUSION.

Les événements tectono-métamorphiques et la chronologie des granites sont résumés dans le tableau I.

Les trois phases de déformation observées sont bien connues dans la zone centro-ibérique [Ribeiro, 1974], cependant l'âge de la phase D_1 reste discuté. Pour Noronha *et al.* [1981] elle est hercynienne, alors qu'elle est anté-hercynienne pour Wagner et Martinez-Garcia [1974] et Matte [1983]. Malgré l'observation d'une diminution de température entre D_1 et D_2 , on ne peut trancher entre ces deux hypothèses.

La mise en place des nappes du Tras-os-Montes est responsable des structures D_2 caractérisées par une déformation tangentielle mixte développant soit des plis en fourreau, soit des plis isoclinaux couchés, en fonction de la rhéologie du matériel affecté. Aucun contact anormal tel que ceux décrits par Burg *et al.* [1981] n'a été observé dans cette zone.

A l'exception des orthogneiss de Tourém et de Padroso, tous les granites alumineux sont tardi- D_3 . Les plus précoces sont déformés par les grands cisaillements conjugués dans la péninsule Ibérique. Le granite calco-alcalin du Gerès est postérieur à D_3 . La mise en place des nappes du Tras-os-Montes provoque un épaissement crustal suivi d'une remontée du socle et d'un réajustement thermique qui se traduit par un métamorphisme de basse pression et une anatexie crustale. En fonction de la chronologie relative qui a été établie, les sites successifs de mise en place, et éventuellement d'origine, des différents massifs de granitoïdes correspondent bien à cette remontée progressive du socle. Ainsi des niveaux structuraux les plus profonds

aux plus superficiels on trouve : 1) les granites du complexe du lac de Negroes qui ont peu migré et sont les plus précoces ; 2) les granites du complexe de Chaves, plus tardif et plus allochtone ; 3) les hololeucogranites ; 4) le granite du Gerès, postérieur à D_3 et allochtone. Une anomalie thermique se surimpose à cette évolution, elle se traduit par la formation des migmatites du complexe de Tourém synchrones des faciès les plus tardifs du complexe du lac. Certains massifs situés au Sud-Ouest, non étudiés ici, sont intermédiaires par leur mode de mise en place entre les granites du lac et le granite de Gerès : ce sont les granites de Torrinhelas, Vila da Ponte et Barroso [Noronha, 1983]. Par contre, plus à l'Ouest, dans la région de Ponte de Lima, la mise en place anté à syn- D_3 des granites alumineux de San-Ovidio, de Arga et de Nora [Dias et Boullier, 1985] met en évidence un diachronisme d'Ouest en Est de la phase D_3 , si on admet un âge de mise en place identique pour les premiers granites alumineux, ou inversement un diachronisme de la mise en place des granites alumineux si on admet un âge identique pour D_3 au nord du Portugal.

Références

- ALLÉGRET A. (1983). — Contribution géochronologique à la connaissance de la formation « Ollo de Sapo ». (Nord-Ouest de la péninsule Ibérique). — D.E.A., Montpellier, 132 p.
- ANTHONIOZ P.-M. & FERRAGNE A. (1978). — Le Précambrien polymétamorphique allochtone du NW de la péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne. — *Géologica de la parte Norte del Macizo Ibérico*. — Edición homenaje a Isidro Parga-Pondal, 27, pp. 25-41.
- BARD J.-P., CAPDEVILA R. & MATTE P. (1971). — La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins. — *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, 1, pp. 1.4-1 - 1.4-68.
- BARD J.-P., BURG J.-P., MATTE P. & RIBEIRO A. (1980). — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. — 26^e Congrès géologique international, Paris, C6, pp. 233-246.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. et GAPAIS D. (1979). — Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant. — *Bull. Minéral.*, 102, pp. 265-272.
- BURG J. P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE P. & RIBEIRO A. (1981). — Variscan intracontinental deformation : the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). — *Tectonophysics*, 78, pp. 161-177.
- CAPDEVILA R. (1969). — Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne). — Thèse Etat, Montpellier, 430 p.
- CHATTERJEE N. D. & JOHANNES W. (1974). — Thermal stability and standard thermodynamics properties of synthetic $2M_1$ muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, pp. 89-114.
- CHEILLETZ A. (1972). — Étude géologique et prospection de la région de Lovios (Province d'Orense, NW de l'Espagne). — D.E.A., Nancy I, 36 p.
- COTTARD F. (1979). — Pétrologie structurale et métallogénie du complexe granitique de Lovios Geres. Le modèle de mise en place de la mine de Las Sambras (Sn-W-Mo-B) (Sud Galice-Espagne). — Thèse 3^e cycle, Nancy I, 226 p.
- COURRIOUX G. (1984). — Étude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active : exemple du linéament granitique hercynien de Puentevedume (Galice, Espagne). — Thèse 3^e cycle, Nancy I, 217 p.
- COURRIOUX G. & GOUANVIC Y. (1982). — Les zones de cisaillement ductile de Monteneme et Puentevedume (Galice, Espagne). Leurs rapports avec les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal dans le modèle de poinçonnement rigide-plastique. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 295, pp. 69-72.
- DIAS G. & BOULLIER A.-M. (1985). — Évolution tectonique, métamorphique et plutonique d'un secteur de la chaîne hercynienne ibérique (Ponte de Lima, Nord du Portugal). — *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, 3, pp. 423-434.
- FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1980). — Les plis en fourreau du substratum de la nappe des Schistes Lustrés de Corse. Signification cinématique. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, pp. 1349-1353.
- HOLDAWAY M. J. (1971). — Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. — *Am. J. Sci.*, 271, pp. 97-131.
- HOLDAWAY M. J. & LEE S. M. (1977). — Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, pp. 175-198.
- IGLESIAS M. & CHOUKROUNE P. (1980). — Shear zones in the Iberian Arc. — *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 63-68.
- IGLESIAS M. & RIBEIRO A. (1981). — Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. — *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 67, I, pp. 85-87.
- JULIVERT M., FONTBOTÉ J., RIBEIRO A. & CONDÉ L. (1974). — Memoria explicativa del mapa tectónico de la Peninsula Iberica y Baleares. Escala 1 : 1 000 000. — Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- LACASSIN R. (1984). — Étude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements. — Thèse 3^e cycle, Montpellier, 152 p.

- LUTH W. C. (1976). — The evolution of the crystalline rocks. *In* : BAILEY D. K. & MACDONALD R., Eds., *BI. Granitic rocks*. — Academic press, pp. 335-417.
- MARTINS J. A. & RIBEIRO M. L. (1979). — Carta geologica de Portugal na escala 1 : 50 000. Noticia explicativa da folha 2-C, Tourém. — *Serv. Geol. Portugal*, 29 p.
- MATTE P. (1983). — Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. Profiles of orogenic belts. — *Geodynamics Series*, 10.
- MATTE P. & RIBEIRO A. (1975). — Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 280, pp. 2825-2828.
- NORONHA F. (1983). — Estudo metalogenico da area tungstifera da Borralha. — Thèse Etat, Porto, 413 p.
- NORONHA F., RAMOS J.M.F., REBELO J.A., RIBEIRO A. & RIBEIRO M.L. (1981). — Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le Nord-Ouest péninsulaire. — *Leidse Geol. Medel.*, 52, pp. 87-91.
- NORONHA F. & RIBEIRO M. L. (1983). — Carta geologica de Portugal na escala 1 : 50 000. Noticia explicativa da folha 6-A, Montalegre. — *Serv. Geol. Portugal*, 30 p.
- PECHER A. (1978). — Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. — Thèse Etat, Grenoble, 353 p.
- PRIEM H. A., BOELRIJK N. M., VERSCHURE R., HEBEDA E. & VERMUDEN E. T. (1970). — Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. — *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 1, pp. 255-274.
- QUINQUIS H. & CHOUKROUNE P. (1981). — Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne : implications cinématiques. Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'île de Groix. — *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIII, 4, pp. 409-418.
- RIBEIRO A. (1974). — Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. — Thèse État, Lisboa, 168 p.
- RIBEIRO M. L. (1978). — Algumas observações sobre o metamorfismo na região de Tourém (N de Portugal). — *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 63, pp. 151-169.
- RIBEIRO M. L. (1983). — Considerações sobre a genese dos diferentes granitos da região de Tourém — Montalegre — Geres. — *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 69, 1, pp. 37-45.
- SERRANO-PINTO M. (1983). — Geochronology of portuguese granitoids : a contribution. — *Stud. Geol. (Salamanca)*, XVIII, pp. 277-306.
- TEIXEIRA C. (1970). — Carta geologica de Portugal na escala 1 : 50 000. Noticia explicativa da folha 2-D, Vilar de Perdizes. — *Serv. Geol. Portugal*, 13 p.
- TEIXEIRA C. (1974). — Carta geologica de Portugal na escala 1 : 50 000. Noticia explicativa da folha 6-B, Chaves. — *Serv. Geol. Portugal*, 35 p.
- WAGNER R. H. & MARTINEZ-GARCIA E. (1974). — The relations between geosynclinal folding phases and foreland movements in northwest Spain. — *Stud. Geol. (Salamanca)*, 7, pp. 131-158.
- WHITE A. J. R. & CHAPPELL B. W. (1977). — Ultrametamorphism and granitoid genesis. — *Tectonophysics*, 43, pp. 7-22.