MINISTÉRIO DA ECONOMIA

SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA E ENERGIA DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 24 - (NOVA SÉRIE)

Contribution à l'Étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental

por

ANTÓNIO RIBEIRO

Géologue de la Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos Boursier de la Fondation Calouste Gulbenkian

> LISBOA 1974

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL Rua da Academia das Ciências, 19, 2.º LISBOA-2—PORTUGAL

> As doutrinas expostas são da completa responsabilidade do seu autor

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE TECTONIQUE DE TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL

MINISTÉRIO DA ECONOMIA SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA E ENERGIA DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 24 — (NOVA SÉRIE)

Contribution à l'Étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental

por

ANTÓNIO RIBEIRO

Géologue de la Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos Boursier de la Fondation Calouste Gulbenkian

> LISBOA 1974

COMP. E IMP. DA
TIP. ALCOBACENSE, LIMITADA
ALCOBAÇA

PRÉFACE

L'auteur a débuté ses études à Trás-os-Montes en 1958, en tant que géomorphologue et sous la direction de O. Ribeiro. De 1959 à 1961, étudiant en géologie, il a effectué plusieurs campagnes de cartographie, sous la direction de C. Teixeira. Ces campagnes ont été subsidiées par le Service Géologique du Portugal et par le Centro de Estudos de Geologia Pura e Aplicada (Faculdade de Ciências de Lisboa).

Dans la période de 1962 à 1964 l'auteur a été Boursier dans le Laboratoire de Géologie Dynamique de la Faculté des Sciences de Paris et dans le Laboratoire de Géologie Structurale de la Faculté des Sciences de Montpellier, où il a été élève des Professeurs L. GLANGEAUD et M. MATTAUER.

Depuis 1964 l'auteur a poursuivi ses études sur Trás-os-Montes et tant que géologue de la Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos.

L'auteur veut manifester sa gratitude à toutes les nombreuses personnes qui au cours de toutes ces années ont rendu possible la présente étude, d'une façon ou d'une autre.

Ainsi il doit citer C. Teixeira et O. Ribeiro, qui ont guidé ses premiers pas sur le terrain; ses collègues de la Faculté des Sciences de Lisbonne qui l'ont accompagné à Trás-os-Montes, en particulier J. Rebelo, R. Quadrado, C. Cramez et L. Silva; L. Glangeaud et son ancienne équipe du Laboratoire de Géologie Dynamique, en particulier A. Caire, M. Gravelle et R. Dubois, par toute l'aide apportée lors de son séjour à Paris; M. Mattauer, qui lui a appris les techniques de l'Annalyse Structurale et toute son équipe montpéllieraine, en particulier Ph. Matte, F. Arthaud, P. Choukroune, ainsi que J. P. Bard et R. Capdevilla, de la même Université.

En tant que géologue de la Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos l'auteur doit remercier plusieurs individualités: F. Soares Carneiro, F. Mottinho de Almeida, N. Múrias de Queiroz et A. Rocha Gomes, dirigeants de cet organisme, lui ont donné une liberté d'initiative et des conditions de travail à la mesure de la tâche que constituait l'étude géologique de Trás-os-Montes oriental. F. Mottinho de Almeida, Directeur du Service Géologique du Portugal, a donné toutes les facilités dans l'éxécution et la publication de ce travail.

L'auteur a été très efficacement aidé par plusieurs fonctionnaires du Service Géologique du Portugal; ainsi ses collègues A. Medeiros, J. Rebelo, L. Conde ont collaboré dans la cartographie, L. Ribeiro dans la pétrographie; J. Perdigão, M. Ramalho et G. Manuppella dans la paléontologie; J. Hipólito Monteiro, aidé par A. Possolo, a établi plusieurs diagrammes sur ordinateur. Les brigades de terrain du Service Géologique, composées par des colecteurs et des chauffeurs, ont été des aides précieux dans

les opérations du lever géologique et de la récolte de fossiles; l'auteur veut distinguer la collaboration plus assidue fournie par J. Barroso, en raison de la haute qualité de ses levers et de son dévouement sans défaillance. Aux dessinateurs J. Mourão, B. Dâmaso, J. Almeida, H. António ont doit le soin dans l'élaboration des cartes et schémas à partir des brouillons de l'auteur.

L'auteur a aussi profité des contacts établis avec d'autres équipes de géologues qui ont étudié Trás-os-Montes: M. Portugal Ferreira, avec qu'il a discuté plusieurs points d'intérêt commun sur cette région; J. Cotelo Neiva et E. Ferraz de Abreu ont fourni des données cartographiques inédites; P. M. Anthonioz, avec qui il a effectué quelques excursions.

Les colloques du Nord-Ouest Péninsulaire, animés par I. PARGA PONDAL, à qui tous les géologues travaillant dans ce secteur de la Chaîne Hercynienne doivent tant, ont permis des échanges de vues très profitables avec les géologues travaillant dans d'autres régions, permettant ainsi d'intégrer le problème transmontain dans un contexte plus vaste.

Ainsi les excursions dirigées par E. DEN TEX, P. FLOOR et l'équipe de Leyden, Ph. Matte, R. Capdevilla, M. Julivert et l'équipe d'Oviedo, L. G. Figuerola ont été très utiles.

D'autre part l'auteur a pu profiter des visites à Trás-os-Montes de plusieurs personalités, parmi lesquelles il faut citer A. Bogdanoff, R. Shackleton, H. R. von Gaertner, J. Rodgers, T. Whitten, W. Church, T. Crimes, L. Schermerhorn, J. Cogné, F. Proust et J.-M. Fontboté.

L'auteur remercie la Fondation Calouste Gulbenkian par l'octroi de la Bourse qui lui a permis ses études en Tectonique, ainsi que les subsides pour la publication de cette thèse de la part de cette même Fondation et de Instituto para a Alta Cultura; M. RIBEIRO, O. ALVES, M.* F. MOREIRA, qui ont dactilographié le manuscrit; les fonctionnaires des services de Gravure et Impression de l'Instituto Geográfico e Cadastral, qui ont mis beaucoup de soin dans l'élaboration des cartes qui accompagnent le texte; et tous les collègues qui, par leurs critiques, ont permis d'améliorer la qualité de cette thèse.

L'auteur remercie M.* F. Beato de l'aide dans la préparation de ce Mémoire.

Finalement l'auteur remercie la preuve de considération rendue par M. MATTAUER, en acceptant de diriger cette thèse, l'accueil chaleureux et hospitalier du peuple transmontain et le soutien indeffectible de ceux qui l'ont plus aidé: Ph. MATTE, J. REBELO, J. BARROSO et L. RIBEIRO.

1. INTRODUCTION

1.1. Localisation du domaine étudié

La région de Trás-os-Montes oriental est située au NE du Portugal; elle appartient au socle hercynien de la Péninsule Ibérique, recouvert très localement par des dépôts détritiques discordants, d'âge tertiaire et quaternaire, dont l'épaisseur ne depasse jamais la centaine de mètres.

L'étude tectonique de cette région, bût de cet ouvrage, pose un certain nombre de problèmes dont la solution dépasse largement le cadre du secteur abordé dans cette thèse. Pour comprendre la nature des problèmes posés et ses implications il faut donc intégrer ce secteur dans un contexte régional beaucoup plus vaste.

1.2. Les grandes unités géologiques du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (LOTZE, 1945; BARD et all., 1971; JULIVERT et all., sous presse)

C'est dans la Péninsule Ibérique que l'on peut observer la coupe plus complète de l'orogène hercynien d'Europe.

Ici on constate que cet orogène constitue une chaîne à double déversement; en effet on peut individualiser, autour d'une zone axiale à structure subverticale, deux branches à déversement prédominant vers l'exterieur de la chaîne.

On constate aussi que la configuration de l'ensemble de la chaîne est dominé par la zonalité, c'est à dire que l'on peut y définir des zones a caractères paléogéographiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques distincts. Celles-ci se disposent paralèlement aux lignes structurales majeures de la chaîne. Les structures ont une direction NW-SE dans le secteur ibérique et s'incurvent ensuite progressivement pour dessiner la virgation l'béro-armoricaine, aujourd'hui fragmentée par l'ouverture du Golfe de Gascogne (BARD et all., 1971).

À la zonalité transversale aux structures, s'ajoute une diférenciation longitudinale. En effet on constate que les plis deviennent plus serrés et déversés quand on s'approche de la virgation; les bandes métamorphiques s'élargissent et le magmatisme granitique est plus important.

Une différenciation de premier ordre doit être faite en Zones Internes, où affeurent les terrains plus anciens, de degré de métamorphisme plus élevé, avec des intrusions, surtout granitiques, fréquentes et Zones Externes, où l'on trouve surtout des dépôts du Paléozoïque supérieur.

Les limites des différentes zones sont, dans la plupart des cas, des accidents majeurs.

Dans la branche nord-ouest de la chaïne, qui nous intéresse spécialement dans cette étude, on peut distinguer de l'extérieur vers l'intérieur les zones suivantes (Fig. 1):

Zone Cantabrique (Julivert, 1971)

Cette zone est caracterisée par:

- Paléozo
ïque inférieur et Dévonien néritiques et peu épais, avec des lacunes nombreuses.
 - Carbonifère inférieur et moyen néritiques, et condensés.
- Westphalien et Stephanien inférieur continentaux ou paraliques avec de très fortes variations d'épaisseur.
 - Stéphanien moyen et supérieur limniques, discordants sur leur substratum.

Au point de vue tectonique cette région se distingue clairement de toutes les autres par la présence de nappes et écailles de décollement, typiques d'un étage structural superficiel, qui sont ensuite replissés avec des plans axiaux raides.

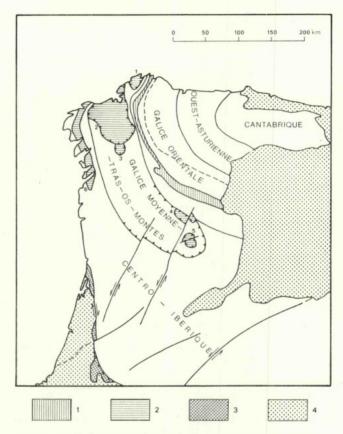


Fig. 1 — Les grandes unités géologiques du NW de la Péninsule Ibérique (d'après JULIVERT et al., 1974).

- 1-Précambrien de type Ollo de Sapo de la zone de Galice orientale.
- 2 Précambrien, en grande partie polymétamorphique, des Zones de Galice Moyenne et Centro-Ibérique; 1 — Massif du Cabo Ortegal; 2 — Massif de Santiago de Compostela; 3 — Massif de Lalin; 4 — Massif de Bragança; 5 — Massif de Morais; 6 — Fossé blastomylonitique.
- 3 Précambrien polymétamorphique de la zone de Ossa-Morena.
- 4 Couverture secondaire et tertiaire.

Zone Ouest-Asturienne-Léonienne (MATTE, 1968; MARCOS, 1973)

Dans cette zone on trouve:

- Précambrien supérieur essentiellement gréso-pélitique très épais (3000 m).
- Cambro-Ordovicien inférieur essentiellement quartzitique, très épais $(5000 \, \mathrm{m})$, qui repose en discordance sur le Précambrien supérieur.
 - Ordovicien moyen à faciés euxinique.
 - Ordovicien supérieur à faciés flyschoïde.
 - Silurien à faciés schiste noir.
 - Stéphanien B-C continental et post tectonique.

Au point de vue tectonique cette zone se caractérise par l'existence d'une première phase qui donne des plis synschisteux et synmétamorphiques à plan axial de pendage variable: il sont d'autant plus serrés et deversés quand on se déplace vers les zones plus internes, perpendiculairement au structures, ou vers les zones de plus fort rayon de courbure, parallèlement aux structures. Ensuite se mettent en place des chevauchements initialement subhorizontaux qui tronquent les structures antérieures. Finalement l'ensemble est replissé par des plis à plan axial subvertical, d'amplitude et degrés de serrage variables tout au long de la zone.

Zone de Galice orientale (MATTE, 1968; CAPDEVILA, 1969)

Le Précambrien supérieur se présente sous 2 faciés très différents:

- À l'Est il est gréso-pélitique et ressemble à celui de la zone antérieure.
- A l'Ouest il est porphyroïde (Ollo de Sapo) représentant à la fois un socle granitique en place et les produits de son remanienent avec apport de matériel volcanique acide.
- Le Cambrien moins épais et plus pélitique que dans la zone précédente, est discordant sur le Précambrien supérieur; vers l'ouest il diminue rapidement d'épaisseur jusqu'à disparition complète.
- L'Ordovicien ressemble à celui de la zone précédente, quartzitique à la base et schisteux vers le sommet; à l'ouest il repose directement sur le Précambrien porphyroïde, avec lacune complète du Cambrien.
- Le Silurien peut reposer en discordance cartographique sur l'Ordovicien et présente des faciés schiste noir et calcaire.
 - Le Dévonien inférieur néritique affleure dans quelques coeurs de synclinaux.
- Le Carbonifère, anté-westphalien daté sans plus de précision, a un faciés Culm; il n'est conservé que dans un étroit synclinal dans la région de San Clodio-Quiroga (RIEMER, 1966).

La première phase est caracterisée par des plis couchés synschisteux et synmétamorphiques, parfois de grande amplitude (20 km), déversés à l'E et au N; ils affectent le Précambrien et sa couverture jusqu'au Dévonien inférieur.

La deuxième phase donne des plis à plan axial subvertical, d'autant plus serrés et deversés que l'on va vers les étages structuraux plus profonds.

Zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes (DEN TEX et Floor, 1971; RIBEIRO, A., 1970)

Cette zone se distingue nettemment des zones antérieures par les faits suivants: elle est limitée par un accident chevauchant majeur qui plonge vers l'W sur la marge

orientale de cette zone, tourne de 180° dans le secteur de Trás-os-Montes oriental et pend vers l'E sur la marge occidentale. Cette zone se termine donc axialement, au contraire de ce qui se passe avec toutes les autres zones.

D'autre part, à l'intérieur même de toute la zone on a pu mettre en évidence la juxtaposition, aussi par chevauchement, de diverses unitées. Ainsi on distingue:

— Des massifs de roches basiques, ultrabasiques et acides qui ont subi un métamorphisme régional de type intermédiaire de haute pression, et dont le degré varie depuis le faciés schiste vert, jusqu'au faciés éclogite. Ce sont les massifs de Cabo Ortegal, Santiago de Compostela, Lalin, Bragança et Morais. Ce ensemble est recouvert, dans les massifs de Morais et Santiago de Compostela, par une formation porphyroïde à laquelle fait suite une série essentiellement schisteuse (micaschistes de Ordenes et Lagoa).

— Ces massifs sont chevauchants sur tout leur pourtour sur des séries essentiellement schisteuses, mais avec un devellopement parfois notable de roches volcaniques

acides et basiques, d'un degré de métamorphisme toujours plus faible.

Ces séries, azoïques jusqu'à 1965, ont pu être datées comme du Paleozoïque inférieur par la découverte de quelques rares gisements fossilifères et par corrélation avec les séries mieux datées des zones limitrophes. A l'intérieur de ces séries on a pu mettre en évidence l'existence d'accidents chevauchants intra-paleozoïques qui dessinent des structures concentriques autour des massifs déjà cités.

Le caractère polymétamorphique du complexe à métamorphisme intermédiaire de haute-pression, en contraste flagrant avec le caractère monométamorphique du Paleozoïque, a amené tous les auteurs à considérer ces complexes d'âge Précambrien.

La série de gneiss oeillés et de micaschistes qui recouvre les complexes est considerée, suivant les auteurs et les régions, comme polymétamorphique et, donc, de même âge que ces complexes, ou, comme une unité monométamorphique d'âge précambrien supérieur ou même cambrien (VAN ZUUREN, 1969; ANTHONIOZ, 1969; RIBEIRO, 1970).

Au point de vue tectonique on peut distinguer 3 phases de déformation:

La première phase se traduit par la formation de plis couchés, parfois d'amplitude kilométrique, synschisteux. Une deuxième phase correspond à un plissement, qui localement peut oblitèrer les structures antérieures, et dont les dernières manifestations semblent être la mise en place définitive des différentes unités chevauchantes. Une troisième phase se manifeste par des plis à plan axial subvertical qui replissent toutes les structures antérieures.

Dans les complexes polymétamorphiques on trouve les traces d'une tectonique polyphasée anté-hercynienne qui est donc considerée comme précambrienne.

Zone Centro-Ibérique (Julivert et all., sous presse)

Cette zone est caracterisée par la présence de:

- Précambrien supérieur sous deux faciés: au NE il est porphyroïde (Ollo de Sapo), représentant un socle granitique en place et les produits de son remaniement, avec apport de matériel volcanique acide; au SE il est schisto-gréseux à lentilles de phtanites.
- Complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien: série schisto-grauwackeuse très épaisse et monotone dont l'âge est discuté. Il semble que le Précambrien supérieur et le Cambrien y soient représentés.
- L'Ordovicien se présente sous le même faciés que dans les zones précédentes (gréseux à la base, schisteux au sommet); il se distingue, cependant, par la présence d'un conglomérat de base qui repose en discordance sur la série précédente. Selon que

l'on considère ou non que le Cambrien est représenté dans celle-ci on atribbue cette discordance aux effets de la phase sarde ou de la phase cadomienne.

- Le Silurien a un faciés schiste noir et son épaisseur est très variable.
- Le Dévonien inférieur est néritique et peu épais.
- Le Westphalien supérieur et le Stéphanien, continentaux et post-orogèniques, sont conservés à la faveur d'un accident complexe dans le sillon houiller nord-portugais.

Les faciés des différentes séries stratigraphiques sont remarquablement constants le long de toute cette zone. Cependant on doit considérer en Galice occidentale une unité spécifique de ce secteur, composée par des roches blastomylonitiques et qui est séparée par des accidents importants des domaines migmatitiques qui l'entourent. C'est le «Fossé blastomylonitique» (DEN TEX et FLOOR, 1971).

Cette unité est complexe et comprend:

- Des roches polymétamorphiques comparables à celles des massifs situés dans la zone de Galice moyenne Trás-os-Montes.
 - Des schistes quartzo-feldspathiques d'âge Précambrien supérieur (?).
- Des gneiss blastomylonitiques derivées de granito
īdes intrusifs datés à 460-430 MA.

Au point de vue tectonique on peut mettre en évidence deux phases majeures de plissement.

La première phase produit des plis synschisteux à plan axial variable selon les secteurs considerés. Dans les étages structuraux plus profonds et dans les domaines plus proches de la virgation les plis et la schistosité sont couchés; dans les étages structuraux plus superficiels et dans les domaines plus éloignés de la virgation les plis deviennent droits. Dans le domaine des plis couchés le sens de déversement semble diverger à partir du Fossé Blastomylonitique et de la zone a structures raides qui le prolonge vers le Sud (JULIVERT et all., sous presse).

La deuxième phase se traduit par des plis à plan axial subvertical; elle est plus intense dans le domaine des plis couchés de la primière phase. Ailleurs elle se traduit par simples rejeus des structures antérieures.

La limite des zones Centro-Ibérique et Ossa-Morena correspond à un accident majeur complexe; cet accident a une direction parallèle aux structures dans son tronçon oriental; vers l'W il devient subméridien et tronque les structures la zone Centro-Ibérique. De ce fait celle-ci se retrécit notablement dans sa partie occidentale (JULIVERT et all., sous presse).

De cette description générale on peut dégager certains traits structuraux caractéristiques de la Branche NE de la chaîne hercynienne ibérique.

Les structures hercyniennes dessinent une virgation, complète dans les zones externes, moins complète dans les zones internes.

Le déversement géneral des accidents (plis et chevauchements) se fait vers le centre de cette virgation, qui est donc une virgation à déversements convergents.

Les différentes zones, où existe un parallélisme étroit entre les structures et les diférents domaines paleogéographiques, sont séparés par des accidents majeurs chevauchants, qui, souvent, pénètrent jusqu'au socle Précambrien. Ceci suggère que la différenciation en zones est controlée par le jeu de blocs au niveau de ce socle.

Ces accidents majeurs amènent en superposition anormale des étages structuraux de plus en plus profonds au fur et à mesure que l'on se déplace vers les zones de plus en plus internes.

La tectonique hercynienne est caractérisée par des phases de déformation superposées avec une polarité orogénique nette vers l'extérieur de la chaîne.

En effet, on constate que:

La première phase est la plus importante en donnant l'essentiel de la structure de la chaîne. L'âge de cette phase est comprise entre le Dévonien inférieur, toujours inclus dans les structures de première phase et le Westphalien supérieur, déjà discordant sur ces structures. Plusieurs indices convergents semblent indiquer que cette phase devient de plus en plus récente au fin et à mesure que l'on se déplace vers les zones externes. Ainsi en Galice occidentale les structures de première phase semblent contemporaines de la mise en place de granites à 350 ± 10 MA (DEN TEX et FLOOR, 1971).

En Galice orientale la première phase est antérieure aux sédiments, d'âge probablement carbonifère inférieur de la région de San Clodio et, en tout cas, antérieure

à la mise en place de granites à 320 ± 10 MA.

Dans la zone Cantabrique la déformation débute beaucoup plus plus tard, pendant

le Westphalien.

Ces données suggèrent qu'il y a eu déplacement d'une onde orogénique, des zones internes vers les zones externes.

1 3. Description générale de la géologie de Trás-os-Montes oriental (RIBEIRO, A. 1970)

La région étudiée, correspond, grosso modo, à un ensemble géologique où prédominent des roches métamorphiques, tandis que dans les régions limitrophes prédominent les granites.

La région de Trás-os-Montes oriental, située par rapport à la zonation proposée dans les chapitres précédents, occupe l'emplacement de la terminaison SW de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes; celle-ci est enveloppée par la zone Centro-Ibérique, qui se différencie graduellement de la zone de Galice orientale située au NE. Le domaine est alors bien placé pour résoudre les problèmes qui se posent: nature des contacts entre les diférentes zones, causes de la différenciation en zones, causes de la terminaison axiale de la zone de Galice-moyenne — Trás-os-Montes.

Le trait majeur de la géologie de Trás-os-Montes oriental réside dans la présence d'un chevauchement qui amène en superposition les terrains de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes sur la zone Centro-Ibérique et la zone de Galice orientale. Le chevauchement dessine un arc en demi-ellipse dont les deux branches subparallèles et l'axe sont dirigés NW-SE et la convexité tourne vers le SE; nous l'avons appelé chevauchement transmontain.

À l'extérieur on trouve la séquence caractéristique de la zone Centro-Ibérique, de bas en haut:

- Complexe gneissique de Miranda do Douro:

Il comprend des paragneiss, souvent oeillés qui se superposent à des orthogneiss. Les paragneiss oeillés doivent représenter l'équivalent métamorphique de la formation Ollo de Sapo et les orthogneiss le socle Précambrien de composition granitique.

- Complexe de schistes et grauwackes anté-ordovicien, très épais et monotone,

azoïque jusqu'à présent.

En effectuant des corrélations stratigraphiques ont peut lui atribuer un âge Précambrien supérieur et, ou, Cambrien.

- Ordovicien, qui débute par un conglomérat de base; il est discordant sur le complexe des schistes et grauwackes.
 - Silurien.
 - Dévonien supérieur à faciés Flysch.

Vers le NE le complexe des schistes et grauwackes diminue d'épaisseur et on passe graduellement à la zone de Galice orientale, où l'Arenig repose directement sur la formation précambrienne Ollo de Sapo; étant donné que dans cette direction il n'y a pas de modifications notables de faciès au niveau de l'Ordovicien et du Silurien, on peut grouper toute la zone extérieure au chevauchement dans le domaine du Douro inférieur, pour les besoins d'exposé de la géologie de Trás-os-Montes oriental (Division en Zones, Carte Géologique Schématique).

Du même point de vue on peut grouper les terrains chevauchants dans le *Domaine Transmontain*. Celui-ci est caractérisé par l'existence de plusieurs surfaces de chevauchement séparant plusieurs unités. Ces chevauchements dessinent des arcs plus ou moins concentriques à la limite et autour des Massifs de Morais et Bragança. Ainsi on peut considérer les unités suivantes:

Les Massifs de Morais et Bragança sont composés de complexes polymétamorphiques, avec des termes basiques, ultrabasiques et quartzo-feldspathiques. Dans le Massif de Morais le complexe polymétamorphique est recouvert par une séquence monométamorphique, porphyroïde à la base (gneiss oeillés de Lagoa) et essentiellement pélitique au sommet (micaschistes de Lagoa).

Ces massifs chevauchent sur tout leur pour tour la série que nous avons appellé série transmontaine dont le degré de métamorphisme ne dépasse jamais le faciès schistes verts. Celle-ci est subdivisé en deux unités bien differenciés par des chevauchements importants.

L'unité centro-transmontaine s'étend dans la périphérie immédiate des massifs de Morais et Bragança. Elle est caracterisé par l'abondance des manifestations volcaniques et par la présence de faciès spéciaux (schistes lie-de-vin).

L'unité péri-transmontaine, qui enveloppe en partie la précédente, mais peut se coincer dans certains secteurs; les manifestations volcaniques y sont beaucoup plus rares et les faciès réducteurs prédominent.

Ayant décrit les séquences métamorphiques que l'on trouve en Trás-os-Montes oriental il faut maintenant signaler les autres types de roches. Ce sont des intrusions de péridotites et gabbros qui ont subi la déformation et le métamorphisme régional hercyniens; des intrusions hercyniennes: ce sont surtout des granitoïdes et le cortège filonien qui les acompagne, mais on trouve aussi quelques petits «stocks» de gabbro; des filons de quartz et des filons basiques qui recoupent toutes les formations décrites auparavant.

Les limites choisies pour la région étudiée, quoique arbitraires dans le détail permettent d'invidualiser une unité géologique. En effet, les terrains au NW, quoiqu' appartennant toujours à la zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes ont des faciès plus monotones et qui se différencient graduellement de ceux de Trás-os-Montes oriental. Au N, au S et à l'E on constate que dans les secteurs des zones Centro-Ibérique et de Galice orientale situés à l'intérieur de la limite choisie — domaine du Douro inférieur —, il y a transition graduelle des faciès caractéristiques de ces zones à ceux de la zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes oriental. Au NNW la limite choisie est arbitraire parce que la région de Vérin montre beaucoup d'affinités avec le secteur en étude. L'auteur a réalisé des parcours de reconaissance dans les régions limitrophes quand la géologie de ces régions s'avérait importante pour la compréhension du secteur étudié.

1.4. Publications antérieures

La première représentation un peu détaillée de la région de Trás-os-Montes oriental est donnée dans la «Carta Geológica de Portugal (1899), de N. DELGADO et P. CHOFFAT, à l'échelle 1/500 000, où ont été distinguées les grandes unités géologi-

ques qui composent cette région. En 1905 N. Delgado décrit les formations anté-ordoviciennes et la discordance qui les sépare de l'Ordovicien. En 1908, le même auteur publie une monographie sur le Silurien (Ordovicien et Gothlandien) du Portugal qui englobe une description sur les terrains de cet âge dans le Trás-os-Montes.

Après une longue période où les références bibliographiques sur le domaine en étude sont très rares (Costa, 1931) apparait, en 1948, la première étude detaillée, qui couvre le massif de Bragança-Vinhais (Neiva, 1948). Certaines conclusions dégagées par l'auteur ont pu être confirmées par la suite, notamment la présence d'un métamorphisme et d'une Tectonique d'âge précambrien, que permet d'opposer les terrains de ce massif à ceux qui l'encandrent.

En 1949 et 1950 sont publiées les premières études sur les gisements de Fer de

Trás-os-Montes oriental (Neiva, 1949; A. Medeiros, 1950).

En 1952 la carte générale reproduit, avec quelques modifications, celle de 1899.

En 1955 Teixeira attribue au complexe des schistes et grauwackes la majeure partie des terrains considerés comme anté-ordoviciens dans le Nord du Portugal et considère les terrains du Massif de Bragança-Vinhais comme des intrusions hercyniennes métamorphisées.

Le même auteur (C. TEIXEIRA, 1959) admet, à titre d'hypothèse, que dans certaines séries azoïques l'Ordovicien puisse être représenté et il soulève le problème des rap-

ports tectoniques entre ces séries et celles de l'Ordovicien fossilifère.

Dans les années qui suivent différents auteurs s'occupent de la géologie de Trás-os-Montes oriental: A. Ribeiro et all. (1960; 1963) mettent en évidence la présence d'un chevauchement des terrains azoïques sur l'Ordovicien fossilifère; C. Romariz décrit les faunes de graptolites siluriens (1961, 1962); la pétrographie de certains unités sont aussi décrites pour la première fois (Cramez, 1962; Romariz et F. Diniz, 1962; Anthonioz, 1963, 1964; Quadrado et all., 1964).

La première synthèse tectonique de Trás-os-Montes est présentée en 1964 (A. RI-BEIRO; C. CRAMEZ et J. REBELO); les auteurs admettant un charriage des séries azoïques du Domaine transmontain sur les séries ordoviciennes et siluriennes du Domaine du Douro inférieur. La racine de cette nappe de charriage se situerait dans la région au Sud

de Porto, d'aprés les corrélations lithologiques proposées.

Un exposé plus détaillé des problèmes stratigraphiques et structuraux est publié en 1965 (RIBEIRO, MEDEIROS et REBELO), accompagné de carte et coupe schématiques. L'âge silurien d'une grande partie de la série épimétamorphique azoïque est prouvé à l'aide des premières découvertes de fossiles. En même temps parait la première thèse de doctorat ayant pour sujet la géologie de Trás-os Montes oriental. Il s'agit de l'étude de PORTUGAL FERREIRA (1965) sur la région Rebordelo-Vinhais. Les résultats obtenus dépassent largement le cadre de la région étudiée et certaines conclusions de l'auteur sont susceptibles d'être généralisées a tout le Domaine transmontain. Signalons les plus importants:

Le caractère polymétamorphique des terrains du Massif de Bragança est démontré; en comparant la pétrographie et la tectonique de ces terrains et des métasédiments monométamorphiques du cycle hercynien on arrive à la conclusion que les terrains polymétamorphiques ont subi une évolution métamorphique et tectonique assez compleze pendant un cycle orogénique précambrien; cette évolution se traduit notamment pour une inversion zonéographique d'âge précambrien.

Le même auteur aplique pour la première fois les méthodes de la Pétrologie

Structurale à un tectonite transmontain (FERREIRA, 1965).

En 1966, dans une description de la stratigraphie et de la structure de Trás-os-Montes oriental, A. RIBEIRO et J. REBELO démontrent l'autochtonie de la série trans-

montaine, en vertu des passages latéraux de faciès entre cette série et le silurien autochtone.

- P. M. Anthonioz (1966) décrit le Massif de Morais, en soulignant la zonéographie normale de la série acide et le zonéographie inverse de la série basique; ceci amène l'auteur à considérer un charriage de celle-là sur celle-ci. M. P. Ferreira (1966, a) étudie en détail quelques roches du Massif de Bragança. Teixeira (1966) signale l'âge silurien de certains terrains considerés auparavant anté-ordoviciens dans le Nord du Portugal.
- M. P. Ferreira (1967) commente le métamorphisme du complexe de Vinhais et discute la possibilité de considérer les péridotites de ce complexe comme appartenant au même faciès de métamorphisme que les roches encaissantes.
- P. M. Anthonioz (1967) décrit des brèches tectoniques à la base des amphibolites des unités de Bragança et Morais, qui soulignent la surface d'un important charriage. Dans une autre publication (1967, a) le même auteur décrit le métamorphisme et la tectonique de l'unité de Bragança. Il considère qu'elle est entièrement allochtone parce que:
 - 1.º le complexe polymétamorphique repose par l'intermédiaire d'un contact anormal, sur des schistes verts, que l'auteur considère paleozoïques, et qui affleurent en demi-fenêtre sous les terrains du complexe.
 - $2.^{\circ}$ la série basique polymétamorphique a subi une inversion zonéographique d'âge hercynien.

PH. MATTE et A. RIBEIRO (1967) discutent le problème des rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans tout le NW de la Péninsule Ibérique. Les auteurs essayent de démontrer que les massifs de la zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes sont extrusifs à travers sa couverture paléozoïque.

P. M. Anthonioz (1968) reprend ses idées sur la géologie de l'unité de Bragança et discute ses relations avec l'unité de Morais et le contexte régional.

Le même auteur (1968, a) décrit le métamorphisme blastomylonitique dans le complexe de Bragança. Il envisage le rétrocharriage des complexes polymétamorphiques de Trás-os-Montes oriental à partir de la zone de socle sud-galicienne (Sierra Segundera).

F. Mendes (1968) détermine les âges absolus de quelques granites hercyniens et roches métamorphiques de Trás-os-Montes oriental; il essaye, d'autre part, d'interpréter les résultats obtenus dans le cadre de l'évolution géologique du territoire portugais.

A. Ribeiro (1968) étudie le contrôle structural des gisements d'étain et wolfram dans l'antiforme de Miranda do Douro-Chaves.

En 1969 A. RIBEIRO et J. REBELO s'occupent de quelques problème stratigraphiques et tectoniques de Trás-os-Montes oriental; ils décrivent le complexe gneissique de Miranda do Douro et discutent les subdivisions de la série transmontaine, dont l'âge silurien est confirmé par la découverte de nouveaux gisements fossilifères. Ceci permet de confirmer l'existence de chevauchements intra-paléozoïques.

C. ROMARIZ (1969) décrit les faunes de Trás-os-Montes oriental dans le cadre d'une étude générale sur les graptolites du NW péninsulaire.

Dans sa thèse, P. M. ANTHONIOZ (1969, 1972) étudie les massifs de Morais et Bragança au point de vue pétrographique et structural; l'auteur expose en détail les conceptions qu'il avait avancé dans les publications antérieures. Cependant il introduit quelques modifications dans l'interprétation générale. Ainsi il admet que les complexes polymétamorphiques ont subi d'abord un métamorphisme de type barrovien, accompagné par une tectonique souple en plis couchés de direction E-W. Ensuite interviendrait un second cycle réactivant une partie de ces séries par blastomylonisation, con-

temporain d'une tectonique en plis couchés de direction N-S. Tous ces évènements sont d'âge précambrien parce que l'auteur n'en retrouve par la trace dans la couverture monométamorphique du Massif de Morais, L'inversion zonéographique de la séquence basique, qui était considerée comme hercynienne, est maintenant attribuée à la deuxième phase phase précambrienne. Cette phase serait aussi responsable de charriages d'étages structuraux plus profonds et à degré de métamorphisme plus élevé sur d'autres plus superficiels et moins métamorphiques.

A. RIBEIRO (1970) présente les arguments paléogéographiques et tectoniques favorables à l'enracinement des massifs de Bragança et Morais et propose un modèle géo-

dynamique pour l'évolution de la zone de Galice movenne - Trás-os-Montes.

P. M. Anthonioz (1970) publie un résumé de sa thèse.

L. RIBEIRO (1971) décrit un niveau de skarn à scheelite dans la sèrie transmontaine.

L. CONDE et all. (1971) décrivent la géologie de deux gisements hypogènes d'étain et de wolfram de Trás-os-Montes oriental en les plaçant dans le contexte régional.

A. Ries et R. Shackleton (1971) reprennent l'interprétation allochtoniste présentée par A. Ribeiro et all. en 1964, en réfutant les arguments presentés en faveur de l'autochtonie par A. RIBEIRO (1970). Ils discutent le problème de la zone de racines; celle-ci ne peut que se trouver à l'ouest des complexes polymétamorphiques, soit dans le Fossé Blastomylonitique, soit dans le zone de Précambrien polymétamorphique de Espinho. Les auteurs indiquent les raisons qui font pencher vers cette dernière solution.

A. RIBEIRO et L. RIBEIRO (1972) décrivent les roches peralcalines de la région de Macedo de Cavaleiros, en essayant de cerner leur signification pétrologique et tectonique et en les comparant avec les autres gisements de roches peralcalines ibériques.

J. RAMOS et all. (1972) décrivent les granites de la région de Valpaços et leurs auréoles termométamorphiques; ils essayent de placer le magnatisme granitique hercynien dans son cadre géotectonique.

H. N. PRIEM et all. (1972) publient un âge isotopique d'un échantillon de roche peralcaline de la région de Macedo de Cavaleiros, proche de l'irochrone Rb-Sr, roche totale, définie par les granites, granodiorites et granites peralcalins du NW péninsulaire.

J. P. BARD et all. (1972), dans un aperçu sur le Précambrien du Massif Hispérique, décrivent les formations de cet âge qui affleurent dans le Trás-os-Montes; ils les classent en deux groupes; un Précambrien supérieur monométamorphique, porphyroïde ou schisto-gréseux et un Précambrien polymétamorphique et discutent le problème des relations spatio-temporelles entre les deux groupes.

Anthonioz et V. Correa (1973) présentent un essai d'interprétation des associations basiques et ultrabasiques polymétamorphiques précambriennes du Nord-Ouest

de la Péninsule Ibérique.

L. RIBEIRO et A. RIBEIRO (1974) décrivent la formation qui culmine la série paléozoïque de Trás-os-Montes, il s'agit d'un Flysch d'âge Dévonien supérieur, qui contient des galets de roches métamorphiques précambriennes et siluriennes; ce flysch est interpreté comme un dépôt syntectonique, ce qui permet de dater la phase majeure de plissement dans les zones internes de la chaîne hercynienne ibérique.

1.5. Problèmes d'interprétation tectonique dans la zone de Galice moyenne - Trás--os-Montes

L'image générale ainsi dégagée trouve l'accord des différents auteurs qui se sont occupés de ce tronçon de la chaîne hercynienne ibérique. Des divergences peuvent se manifester à propos de certains détails (amplitude de recouvrement dans certains accidents ou plis, corrélations des différentes phases de déformations dans les différentes zones, etc.) mais n'arrivent pas à troubler la convergence des données et des interprétations qui sont la base de notre connaissance actuelle de ce secteur de la chaîne. Cependant l'étude de la structure de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental et du «Fossé blastomylonitique» de Galice occidentale a faite naître deux hypothèses radicalement différentes qui conduisent à deux conceptions antagonistes sur la chaîne hercynienne d'Europe.

Comme nous avons souligné lors de la description générale, la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes se caractérise par la présence de contacts chevauchants à pendages opposés reliés par la terminaison périclinale de Trás-os-Montes oriental, ainsi que par la présence de chevauchements dans le pourtour des différents complexes polymétamorphiques ou centrés sur ceux-ci. Cette situation est radicalement différente de celle



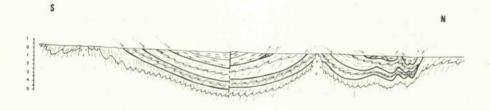


Fig. 2 — Coupes générales de Trás-os-Montes oriental, dans l'hypothèse autochtoniste (en haut) et allochtoniste (en bas).

1 — Granites hercyniens; 2 — Paléozoïque, avec indication de la position du clivage primaire; 3 — Socle précambrien, avec indication de la position de la foliation; 4 — Chevauchement et charriage.

que l'on observe dans les autres zones, où le sens de déversement est toujours dirigé vers l'extérieur de chaîne. On peut, a priori, formuler deux hypothèses pour expliquer ces faits (Fig. 2):

a) Hypothèse allochtoniste

++ 1

Les différentes unités chevauchantes sont considerées comme des lames charriées les unes sur les autres. Ces unités ont subi une translation, variable pour chacune d'entre elles, mais à composante d'Ouest en Est parce que les plis couchés de la première phase hercynienne sont deversés avec une composante vers l'Est.

Cette hypothèse se base sur les arguments suivants:

- Chaque unité contient des roches qui ont subi évolution paléogéographique, tectonique et métamorphique comparables, mais différente de celles qui se trouvent soit en dessus, soit en dessous.
- Le pendage des contacts chevauchants est toujours dirigé vers l'intérieur de chaque unité; ainsi les unités se disposent en anneaux concentriques qui correspondent à des bassins ou des synformes.
- A l'intérieur de chaque unité qui entoure les complexes polymétamorphiques la disposition d'ensemble est normale. Ceci implique qu'on ne peut pas appliquer à ces complexes un modèle du type diapir ou pli en champignon, qui sont obligatoirement accompagnés de renversement des séries environnantes.

Dans l'hypothèse allochtoniste on peut d'ailleurs envisager plusieurs modalités, selon la position de la zone de racines proposée.

1) Zone de racines dans le Fossé Blastomylonitique

Le Fossé Blastomylonitique, qui contient, entre autres, des roches appartenant au complexe polymétamorphique, présente certains caractères de zone de racines: il s'agit d'une bande très comprimée avec des structures raides et sépare deux secteurs à déversements divergents de la zone Centro-Ibérique.

 Zone de racines dans l'accident majeur qui sépare la zone Centro-Ibérique de la zone de Ossa-Morena

En raison de la nature périsynclinale de la terminaison sud du Fossé blastomy-lonitique, et du manque d'espace dans ce fossé pour enraciner les complexes polymétamorphiques plus méridionaux on propose que celui-ci constitue un «klippe-graben» et que la zone de racines se trouve encore plus a l'Ouest. Dans ce cas la seule solution possible consiste à enraciner les complèxes polymétamorphiques dans l'accident majeur qui sépare la zone Centro-Ibérique de la zone de Ossa-Morena.

En effet cet accident affecte le socle Précambrien, polymétamorphique, de la zone de Ossa-Morena, qui montre certaines affinités avec les complexes polymétamorphiques charriés.

3) Zone de racines dans la bande de l'Ollo de Sapo (Zone de Galice orientale)

Cette solution ne peut être retenue actuellement car elle n'est pas d'accord avec les déversements observés sur le terrain; d'autre part, il n'y a pas dans la bande de l'Ollo de Sapo de socle précambrien suffisament étendu et comparable à celui des complexes polymétamorphiques.

Dans l'hypothèse 1) les recouvrements sont de l'ordre de 100 km; dans l'hypothèse 2) il faut les chiffrer à un minimum de 170 km. Dans les deux cas on est conduit à considérer comme le mécanisme générateur de ces nappes de charriage gigantesques la collision de deux plaques continentales, dans le cadre de la Tectonique globale. Ceci conduit à considérer la chaîne Hercynienne comme une chaîne de collision où se sont produits des cisaillements intracrustaux de grande ampleur.

b) Hypothèse autochtoniste

Certains auteurs ont adopté cette solution pour tenir compte des faits suivants:

— Quelques unités chevauchantes montrent parfois plus d'affinités, au point de vue de son contenu stratigraphique, avec l'autochtone qu'avec l'unité chevauchante qui se trouve juste en dessous. Ceci implique une paléogéographie complexe, avec des

domaines de faciès qui peuvent se terminer en cul-de-sac. Dans ce cas le dispositif en unités de faciès différent autour des complexes polymétamorphiques serait originel, la présence de ceux-ci ayant provoqué des changements de faciés pendant le dépôt des séries qui les entourent.

- Les plis couchés de la première phase hercynienne ont des déversements divergents autour des complexes polymétamorphiques; ceci implique que ces complexes correspondaient déjà à des hauts-fonds au moment du dépôt des séries du Paleozoïque inférieur qui les encadrent ou que ces massifs ont subi un soulèvement pendant la première phase hercynienne.
- Les plis de la deuxième phase hercynienne ont des déversements centripètes par rapport aux complexes polymétamorphiques. On ne peut donc pas les considérer comme des plis d'entraînement liés aux déplacements des masses chariées. Si c'était ce cas le sens de déversement de ces plis devrait être constant de part et d'autre des complexes.
- Les données géophysiques accumulées jusqu'à présent sont favorables à l'enracinement des complexes polymétamorphiques. En effet on constate l'existence sur les massifs de Cabo Ortegal et Morais de fortes anomalies de gravité positives. L'annalyse quantitative des profils de ces anomalies impliquent l'existence d'une racine dense et profonde.

Pour les auteurs qui ont adopté cette solution il fallait donc trouver un modèle mécaniquement cohérent pour expliquer la mise en place des complexes polymétamorphiques. On a consideré que ces complexes représentaient des fragments soulevés de socle précambrien qui avaient perforé par «extrusion» son enveloppe sédimentaire et l'avaient refoulée en donnant naissance aux chevauchements intra-paleozoïques. Ce comportement assez particulier du socle serait du à des conditions particulières, et convergentes dans leurs effets, dans lequelles se trouvait ce socle pendant l'orogénèse hercynienne (comportement rhéologique très diférent du socle et de sa couverture controlé par la différence de degré de métamorphisme entre le socle méso-catazonal et la couverture, qui ne dépasse jamais le faciès schistes verts; prédisposition paléogéographique favorable, avec un contact très irrégulier entre socle et couverture).

Mais il faut reconnaître que le mécanisme de «l'extrusion» devait être précisé et controlé soit expérimentalement sur modèles réduits, soit par des études comparatives avec d'autres massifs prétendus extrusifs.

En effet on connaît dans d'autres segments de la chaîne hercynienne (zone Saxo-thuringienne) des massifs qui montrent une structure tout à fait identique (massif de Münchberg, von GAERTNER et al., 1968).

La solution allochtoniste conduit à admettre l'existence, dans la branche NE de la chaîne hercynienne ibérique, de structures en éventail qui viennent perturber l'unité du plan géneral de la chaîne à double déversement. Dans ce type de structures l'ampleur des recouvrements est réduite drastiquement et le rôle attribué au socle dans les modalités de déformation de la converture devient prédominant. La reconnaissance de ces faits amène a considérer tout ce tronçon de la chaîne comme ayant des caractères intracratoniques ou péripacifiques. C'est une donnée fondamentale pour l'élaboration d'une synthèse cohérente de la chaîne Hercynienne d'Europe.

Étant donné l'absence de preuves directes en faveur de l'une ou l'autre des deux hypothèses, on conclut facilement de cet exposé que le thème central de cette étude sera la recherche des fils conducteurs qui permettent un choix entre les deux hypothèses. En effet la région étudiée est un secteur clé pour résoudre les problèmes d'interprétation tectonique que pose la zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes. Ceci en raison d'un faisceau de conditions convergentes:

a) La région de Trás-os-Montes oriental occupe l'emplacement de la terminaison sud-ouest de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes. Ceci permet une vision «en 3 dimensions» de la structure de cette zone, ce qui devient plus difficile à réaliser dans

les secteurs situés plus au Nord.

b) La région de Trás-os-Montes oriental se trouve déjà éloignée du domaine où le rayon de courbure de la virgation est minimum. De ce fait il résulte que les phases de déformation hercyniennes y sont moins intenses, le degré de métamorphisme régional hercynien plus bas, les intrusions hercyniennes moins étendues. On est donc dans les conditions idéales pour reconstituer soit les structures qui résultent des phases précoces de l'orogènèse hercinienne, soit les structures anté-hercyniennes.

c) Les conditions d'affleurement y sont partout meilleures qu'en Galice moyenne, exception faite de la zone côtière. D'autre part les massifs du Cabo Ortegal et de Santiago de Compostela sont en partie immergés, tandis que les Massifs de Bragança et

Morais peuvent s'observer dans leur totalité.

STRATIGRAPHIE

2. DOMAINE DU DOURO INFÉRIEUR

2.1. Introduction

Le problème de l'établissement de l'échelle stratigraphique se pose de façon différent dans le Domaine du Douro inférieur et dans le Domaine transmontain. Ainsi dans celui-là l'ocurrence de nombreux gisement fossilifères et l'absence de grands accidents chevauchants permet l'application des méthodes classiques et rend plus facile les corrélations entre les différents secteurs.

Le Domaine transmontain se caractérise, au contraire, par la juxtaposition tectonique d'unités très differenciées du point de vue de l'évolution paléogéographique; d'autre part l'intensité de la Tectonique et du Métamorphisme régional hercyniens y est généralement plus élevée que dans le Domaine du Douro inférieur, ce qui se traduit immédiatement par la rareté des gisements fossilifères.

Dans ces conditions l'établissement de la succession stratigraphique y devient plus difficile. Il faut notamment que les faits stratigraphiques soient établis indépendamment de toute conception paléogéographique sur l'emplacement originel des différentes unités, celle-ci se basant à son tour sur une hypothèse tectonique établie à priori.

Nous essayerons donc d'établir la succession stratigraphique à l'intérieur de chaque unité (Tableau I); nous pourrons ensuite établir des corrélations entre les échelles des différentes unités en tenant compte de l'annalyse des tendances exprimées dans les variations latérales de faciès. Dans le même esprit il faudra essayer de faire des corrélations entre les unités du Domaine transmontain et celles du Domaine du Douro inférieur. Ce n'est que plus tard, en opérant par recoupement entre les arguments d'ordre paléogéographique et les arguments d'ordre géométrique et cinématique, que l'on pourra obtenir un schéma paléogéographique cohérent qui permetra de résoudre des problèmes tectoniques posés par l'étude de Trás-os-Montes oriental.

Nous avons aplliqué les méthodes classiques de Stratigraphie (Dunbar et Rodgers, 1957) en les complétant par l'annalyse des structures sédimentaires (Bouma, 1962; Kuenen, 1957; Potter et Petitjohn, 1963; Petitjohn et Potter, 1964;

SHROCK, 1948).

2,2. Complexe gneissique de Miranda do Douro

Dans la région de Miranda do Douro on trouve des gneiss variés, qui affleurent suivant une bande allongée de direction NW-SE. Ces gneiss appartiennent à deux faciès bien differenciés dont le contact peut être cartographié facilement.

Le premier type correspond à des roches à grain grossier et moyen; la texture est variable suivant le degré de déformation; dans les faciès moins déformés on peut reconnaître clairement la texture originelle qui correspond à celle d'un granite à mégacristaux; avec l'augmentation de l'intensité de la déformation on arrive à un flasergneiss oeillé. Ces données suggèrent que ce type correspond à des orthogneiss dérivés d'anciens granites à mégacristaux.

Le second type correspond à des roches à grain plus fin, toujours rubannées, plus riches en minéraux micacés et à foliation plus parfaite que dans le type précédent. Au rubannement visible à l'échelle de l'échantillon s'ajoute une differenciation en lits de composition différente visible à l'échelle de l'affleurement (Pl. 3-3); certains lits sont oeillés. Ces caractères militent en faveur d'une origine para dérivée; il est plus difficile de reconstituer la séquence originale, qui pourait être un ensemble sédimentaire à prédominance arkosique ou grauwackeuse ou un ensemble volcano-sédimentaire acide.

La composition minéralogique des deux types de gneiss est la suivante: quartz + + microcline + plagioclase + muscovite + biotite marron \pm almandin \pm sillimanite; la tourmaline, l'apatite, le zircon et le sphène sont les accesoires fréquents.

Dans les paragneiss le plagioclase est poeciliblastique et inclut des grains de quartz; dans les orthogneiss les yeux sont de microcline perthitisé poecilitique.

Pendant l'orogénèse hercynienne l'ensemble a subi une déformation intense qui se traduit par la présence de textures planaires et plano-linéaires et un métamorphisme régional de haut dégré (zone de la sillimanite).

La cartographie structurale démontre, comme nous le verrons par la suite, que les gneiss affleurent au coeur d'un antiforme, bien souligné par la foliation des gneiss et par la schistosité des micaschistes du complexe des schistes et grauwackes qui entoure le complexe gneissique. Celui-ci est donc le substratum de celui-là.

La cartographie montre aussi que les paragneiss correspondent à un niveau supérieur aux orthogneiss. On est donc conduit à penser que ceux-ci correspondent à un socle granitique précambrien et les paragneiss à sa couverture.

Des roches semblables à celles du complexe de Miranda do Douro et occupant des positions équivalentes dans la colonne stratigraphique se retrouvent dans la bande de «l'Ollo de Sapo» de la zone de Galice orientale et dans la province de Salamanca, dans la zone Centro-Ibérique.

Ces données montrent que dans le bord W de la zone de Galice orientale et le bord E de la zone Centro-Ibérique la transgression du Précambrien supérieur ou de la base du Cambrien se fait sur un socle granitique recouvert par une couverture probablement continentale qui pouvait être de composition variable. Selon les endroits on aurait une pelicule arkosique provenant du démantèllement de ce socle on une accumulation de roches volcaniques acide extrusives. Étant donné le caractère progressif de la transgression qui inaugure le cycle hercynien cette couverture ne serait pas strictement contemporaine sur toute son étendue, mais sa signification paléogéographique reste cependant la même.

2.3. Complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien

хэ эривлЗ эun эdnoэo uoiрвшлој эдэо tension dans la zone Centro-Ibérique, et en particulier dans le Nord du Portugal, où elle a été définie (Delgado, 1905; Телхетка, 1955).

Il s'agit d'une série très épaisse et monotone de schistes et grauwackes, surmontée en discordance par l'Ordovicien inférieur et reposant elle-même sur le complexe gneissique de Miranda do Douro.

Dans la région étudiée ce complexe est azoïque, mais des fossiles ont été trouvés plus à l'Ouest, dans la Serra de Marão (RIBEIRO et all., 1962) qui démontrent qu'il s'agit, tout au moins en partie, du Cambrien. Étant donné que ces fossiles se trouvent dans la partie supérieure du Complexe on ne peut pas exclure qu'il soit aussi d'âge Précambrien supérieur.

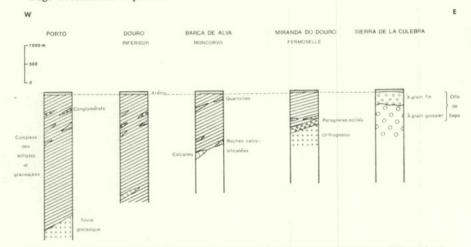


Fig. 3 — Logs schématiques, depuis la bande de l'Ollo de Sapo à l'E jusqu'à PORTO à l'W, montrant la position du complexe des schistes et grauwackes.

Le faciès habituel est constitué par une alternance de grauwackes à grain fin et d'une fraction pélitico-silteuse avec toutes les transitions.

Localement on trouve des intercalations de quartzites impurs à grain fin, en bancs toujours peu épais (jusqu'à 2 m); de calcaires ou marbres (10 m) et de roches calcosilicatés (20 cm) dérivées de grauwackes à ciment carbonaté, avec l'association quartz + plagioclase + trémolite + clinozoïsite + grenat ± biotite brune (Assunção, 1969).

Dans les zones moins métamorphiques et moins déformées on peut reconnaître les caractéristiques sédimentologiques de cette formation. La stratification est régulière et rhytmique; en effet on peut reconnaître une lamination de premier ordre définie par l'alternance de schistes et grauwackes à l'échelle centimètrique et une lamination de deuxième ordre se traduisant par les variations de couleur ou de granularité à l'échelle millimètrique. Le granoclassement vertical est très fréquent.

La lithologie de type grauwacke, la déposition rythmique et la présence de granoclassement démontrent que le complexe est du type flysch et deposé par des courants de turbidité (SCHERMERHORN, 1965). La succession établie dans la région du Douro inférieur permet de voir que le complexe des schistes et grauwackes s'intercale entre l'Ordovicien inférieur et le socle gneissique (MATTE et RIBEIRO in MATTE, 1968) devenant de plus en plus épais vers l'W et le SW (Fig. 3).

Les niveaux carbonatés (calcaires et roches calco-silicatées) semblent former un repère au dessus duquel on trouve les niveaux détritiques les plus grossiers, conglomérats à galets de quartz dont la taille du grain diminue vers l'E, passant latéralement aux quartzites impurs de la partie orientale de Trás-os-Montes.

Étant donné l'âge géorgien probable du niveau carbonaté nous pensons que dans la région du Douro inférieur tout le complexe doit être cambrien; le caractère plus grossier de la partie supérieur du complexe et, en particulier, la présence de conglomérats annonceraient alors la phase tectonique sarde.

2.4. Ordovicien

2.4.1. Formation quartzitique

Cette formation est composée d'une alternance de quartzites et de schistes. Elle repose sur le complexe des schistes et grauwackes, en discordance angulaire, parfois jalonée par un conglomérat de base, poligénique, mais sans galets de roches cristallines. Les quartzites contiennent des pistes de différents types (Bilobites, Scolithus, Arthrophycus, Vexillum) et des rares bivalves non determinables. Ceci permet de assimiler cette formation au quartzite armoricain, d'âge Ordovicien inférieur, qui occupe de grandes extensions dans le Massif Armoricain et le NW de la Péninsule Ibérique.

On peut considérer les subdivisions suivantes dans cette formation, de bas en haut:

01a - quartzites inférieurs

Alternance de quartzites à grain moyen et grossier et de schistes, en couches décimétriques à métriques; un conglomérat de base se dèveloppe localement.

015 - schistes intermédiaires

Alternance à l'échelle centimètrique de schistes et de schistes psammitiques avec des intercalations peu épaisses de quartzites, plus fréquents vers le haut de la série.

020 — quartzites supérieurs

Quartzites à grain moyen, en couches métriques, avec des interbancs et des intercalations de schistes et psammites; très localement ils peuvent contenir des intercalations de conglomérats.

02b psammites supérieurs

Alternance centimétrique de schistes et psammites; les couches de psammites deviennent plus rares vers le sommet de la série et on passe graduellement à la formation suivante.

Il y a des variations latérales de faciès et d'épaisseur assez marquées. Ainsi celle-ci peut varier de 50 a 500 m. D'une façon générale on remarque que quand la formation est peu épaisse la differenciation entre les membres considerés est plus poussée; il y a peu d'intercalations pélitiques dans les niveaux à dominance quartzitique et peu d'intercalations quartzitiques dans les niveaux à dominance pélitique; en particulier le niveau

 0_{2b} s'amincit considérablement. Au contraire dans les secteurs où cette formation est plus épaisse les interdigitations schistes-quartzites sont nombreuses et les membres sont moins différenciés.

Au point de vue de la lithologie de la formation on trouve les types suivants: Les conglomérats sont polygéniques, avec des galets de quartz, schiste et quartzite inclus dans une matrice gréseuse fine. Les quartzites sont à grain variable, massifs, purs, blanchâtres ou avec des pigments ferrugineux; il a aussi des quartzites impurs, avec une matrice gréso-sériciteuse qui font passage aux psammites, où l'on peut distingue des grains de quartz et des plaques de muscovite détritique dans une matrice gréso-pélitique à grain fin. Les schistes sont de couleur bleu foncé, riches en matière charbonneuse et contiennent des lits d'épaisseur millimétrique de siltites.

La formation quartzitique contient souvent des intercalations de minerai de fer, surtout dans sa partie supérieure. On peut distinguer:

- minerai silicaté ou limonitique, qui constitue un niveau repère très constant dans la partie supérieure du membre 0_{2a} ;
- minerai sidéritique, intercalé dans le niveau 0_{2a}, et qui forme le gisement de Guadramil (MEDEIROS, 1950);
- minerai hématitique et magnétitique dans les secteurs de França et de Ferradosa-Estevais; celui-ci doit être le passage latéral de minerai hématitique du gisement de Moncorvo, que l'on trouve plus au Sud, et qui constitue un des plus importants gisements d'Europe occidentale (RIBEIRO et REBELO, 1971).

Dans le secteur de Eucísia on trouve une intercalation épaisse de 20 m, d'un quartzokératophyre extrusif (CRAMEZ, 1962).

Dans la formation quartzitique les composantes pélitique et psammitique sont généralement bien séparées, sauf pour le niveau 0 $_{2b}$: les quartzites se présentent en couches bien définies et séparées par des interbancs de schiste, sans qu'il y ait de termes de transition entre les 2 types de roche. Ceci se traduit par une rythmicité dans la séquence, à plusieurs échelles: métrique dècamétrique, avec alternance des ensembles où prédominent soit les quartzites soit les schistes; centimètrique ou décimètrique, avec la présence d'intercalations de schiste à l'intérieur des quartzites; millimètriques, avec lamination fine à l'intérieur des quartzites et intercalations de siltites dans les schistes.

La formation quartzitique est riche en figures sédimentaires. Ce sont:

- stratifications entrecroisées: elles sont visibles dans les petits bancs de quartzites (épaisseur de l'ordre du cm); une grande partie de ces structures corresponde à la section d'un ripple-mark de courant, dont l'aspect en plan est très rarement visible.
 - Etant donné qu'on ne les trouve souvent qu'en section on peut difficilement les utiliser comme indicateur de paléocourant, mais on peut facilement s'en servir comme critère de polarité;
- des figures de charge, généralement de la taille de quelques centimètres, dont on peut se servir comme critère de polarité;
- des pistes variées; quelques unes peuvent servir comme critère de polarité;
 des pseudonodules («ball and pillow», POTTER et PETILJOHN, 1963) (Pl. 1-3;
 pl. 2-4).

La nature orthoquartzitique des sédiments qui composent le grés armoricain, ainsi que le type de pistes et de figures sédimentaires qu'on y trouve démontrent qu'il s'agit d'un dépôt côtier dans une plateforme plus ou moins stable.

2.4.2. Formation schisteuse

Au dessus de la formation quartzitique on trouve une série uniforme et monotone de schistes bleu floncé. Il y a entre les deux formations un passage graduel, les intercalations pélitiques devenant plus épaisses et plus fréquentes vers le haut de la série. Aucun fossile n'a été trouvé dans cette formation.

En raison de l'uniformité du faciès la stratification n'est généralement pas visible dans cette formation.

Les schistes sont charbonneux et, parfois, riches en agrégats de pyrite syngénétique. Quand il subissent l'action de métamorphisme de contact il y a développement de chiastolite.

L'épaisseur de cette formation est difficile à chiffrer, puisque la stratification est très rarement visible, mais ne semble pas dépasser les 300 m. Étant donné l'uniformité et la monotonie du faciès on ne peut pas mettre en évidence des variations latérales de faciès mais uniquement des variations d'épaisseur (entre 0 et 300 m).

Les caractères sédimentologiques de cette formation correspondent à ceux d'un dépôt euxinique typique.

2.4 3. Complexe volcano-sédimentaire de l'Ordovicien supérieur

Cette formation se réduit à la région de Vimioso-S. Pedro da Silva. Elle correspond à une association de calcaires et de volcanites basiques; ces roches ont subi le métamorphisme régional hercynien et le métamorphisme de contact du granite de Caçarelhos; ainsi elles ont été transformés en marbres, calcschistes, schistes verts, métadiabases et, dans les zones plus internes de l'auréole thermométamorphique, en cornéènnes calciques, cornéènnes calco-silicatés et cornéènnes amphiboliques.

Les calcaires contiennent des débris de Crinoïdes (Romariz et Diniz, 1962).

Le complexe affleure suivant la forme de 3 corps lenticulaires: à l'E de Vimioso (entre Moitoito et Cunho); an NW de S. Pedro de Silva; à Fonte Ladrão, dont les épaisseurs maxima sont, respectivement, 70, 150 et 50 m.

Une coupe type dans la région de S. Pedro de Silva conduit à la suc
ession suivante, de bas en haut: $\,$

- quartzites du niveau 0₂, parfois contenant un niveau de conglomérat à galets de quartz et quartzite (10 cm) dans une matrice silto-pélitique;
- calcaires (5 m);
- schistes verts (40 m);
- calcaires avec des rares intercalations de calcschistes et schistes gris (70 m);
- calcaires semblables aux précédents, passant latéralement à des schistes grisfoncés (40 m);
- tilloïdes et schistes charbonneux qui appartiennent déjà au Silurien (voir chapitre suivant).

Les calcaires, souvent dolomitiques, présentent une lamination due à l'alternance de bancs de couleur différente (gris bleutés et blancs); ils admettent quelques intercalations de calcschiste, surtout dans les zones de passage aux schistes encaissants.

Les schistes verts présentent l'association: \pm horneblende vert-bleutée + albite. \pm chlorite + trémolite + calcite \pm clinozoïsite. La texture est blastoophitique, définie par la horneblende résiduelle, ou foliée.

Associés au roches basiques on trouve quelques rares lentilles de tufs acides.

Les schistes verts dérivent de roches basiques, d'après sa composition et texture; et la présence de corps interstratifiés de calcaire et schistes verts, ainsi que la présence d'amygdales de calcaire à crinoïdes dans les schistes verts démontre qu'il s'agissait de roches extrusives (tufs et laves).

Dans tout le secteur entre Paradinha-Avelanoso au Nord et Brunhosinho au Sud on trouve des sills et des petits stocks de métadiabase encaissés dans les formations quartzitique et schisteuse de l'Ordovicien. Étant donné que ces roches ne pénètrent jamais dans le Silurien on doit les considérer comme les équivalents intrusifs du complexe volcano-sédimentaire.

Dans les métadiabases on trouve les associations: amphibole vert pâle + albite + chlorite \pm calcite \pm sphène, amphibole vert pâle + biotite + albite \pm sphène \pm calcite. La texture est porphyritique ou intergranulaire résiduelle.

La type de fossiles et la forme lenticulaire des calcaires suggère qu'il s'agit de récifs. À l'E de la bande calcaire la série schisteuse apparait graduellement, recoupé par des intrusions basiques; à l'W l'Ordovicien ne ressort pas en affleurement, ce qui difficulte la reconstitution paléogéographique.

L'association calcaires-vulcanites basiques est tellement étroite qu'elle doit avoir une signification genétique, suivant le schéma pétrologique bien connu.

2.4.4. Corrélations stratigraphiques

L'âge des différents termes de l'Ordovicien de Trás-os-Montes oriental peut être précisé à l'aide de corrélations stratigraphiques avec des secteurs où les terrains de ce systhème sont mieux datés.

Dans la zone Centro-Ibérique la succession générale est la suivante (Delgado, 1908):

- quartzites à Bilobites et Scolithus;
- schistes à faunes du Llanvirn et Llandeillo;
- grés, calcaires, schistes diabasiques et diabases à faunes du Caradoc, sensu lato.

La corrélation avec les séquences de Trás-os-Montes oriental est directe en termes lithostratigraphiques généraux. Pour établir des corrélations plus détaillées il faut tenir compte de données paléogéographiques et de données biostratigraphiques ponctuelles.

En résumant les conceptions actuelles sur la Paléogéographie de la zone Centro-Ibérique (RIBEIRO et all., 1962; L. CONDE, 1966; RIBEIRO, 1970) on arrive à l'image suivante (Fig. 4):

Les terrains de l'Ordovicien inférieur et moyen correspondent à une transgression sur un substractum de complexe schisto-grauwackeux affecté par des plis sardes; le continent qui alimente le grés armoricain se situe à l'E, d'après les figures de courant que l'on y observe. Ceci implique une diachronie des limites inférieure et supérieure du grés armoricain, qui doit être de plus en plus récent quand on se déplace en direction du continent, c'est à dire vers l'E. Les données biostratigraphiques sur la transversale du Douro inférieur confirment ce schèma. En effet à l'W les schistes de Valongo contiennent à sa base des faunes du Skiddaw, tandis que plus à l'E (Marão, Moncorvo) les faunes du Llanvirn-Llandeillo se trouvent directement au dessus des quartzites.

Les observations réalisées en Trás-os-Montes oriental renforcent aussi ce qui vient d'être exposé et suggèrent même que le continent qui alimentait le grés armoricain se situait à l'emplacement de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental (Fig. 5).

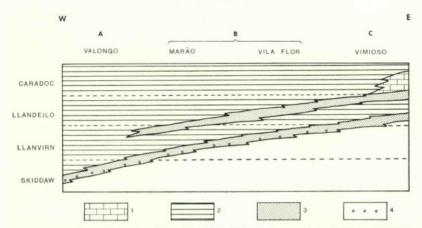


Fig. 4 — Corrélations lithostratigraphiques dans l'Ordovicien de la zone Centro-Ibérique, suivant la transversale du Rio Douro; remarquer la diachronie des limites inférieure et supérieure du grés armoricain et établissement de séquences du type A, B et C.

1 — calcaires; 2 — pélites; 3 — grés; 4 — conglomérat de base.

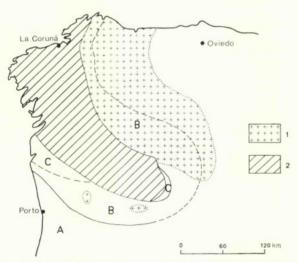


Fig. 5 — Schème paléogéographique de l'Ordovicien et distribution des gisement de de fer dans les terrains de ce systhème. A, B et C désignent les domaines à séquences de type A, B et C, définies dans la Fig. 4.

1 — zones à gisements de fer; 2 — domaine probablement émergé pendant l'Ordovicien.

En effet:

1º — Quelques observations sur les figures de courant dans le grés armoricain indiquent un apport du N vers le Sud au Sud (Moncorvo) et symmètriquement du S vers le Nord au Nord (Montezinho).

2°—Dans la région de Vimioso, qui est celle où l'Ordovicien se rapproche plus la zone d'alimentation supposée, la formation schisteuse manque et le complexe volcano-sédimentaire de l'Ordovicien supérieur repose directement sur la formation quartzitique.

Étant donné que des formations indiquant une lacune entre les deux membres manquent complètement on est amené à penser que la limite supérieure des quartzites se situerait vers le sommet du Llandeillo. D'autre part, comme nous l'avons remarqué l'emplacement des calcaires récifaux de Vimioso suggère qu'ils bordent un continent qui ne peut être situé qu'à l'W.

3°—La distribution des gisements de fer dans l'Ordovicien, en aurèole autour de la terminaison périclinale de la zone de Galice moyenne—Trás-os-Montes oriental suggère qu'il existait à l'emplacement de celle-ci la source de fer détritique nécéssaire pour la genèse des gisements (RIBEIRO et all., 1962; RIBEIRO, 1970; RIBEIRO et REBELO, 1971).

À l'Est de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental le grés armoricain est partout présent et semble, grosso modo, synchrone dans tous les secteurs.

Cette différence avec ce qui se passe a l'W peut s'expliquer par le fait que le grés armoricain fait suite, en continuité et concordance, au Cambrien marin; au contraire, à l'W, la transgression ordovicienne a du vaincre l'obstacle representé par les reliefs continentaux issus du plissement sarde et de l'émersion qui l'a suivi.

2.5. Silurien

Sur les terrains de l'Ordovicien du Domaine du Douro inférieur on retrouve un complexe très varié, mais où les schistes prédominent, avec des faunes d'âge silurien à plusieurs niveaux de la séquence.

La limite inférieure du Silurien peut être tracée à l'aide de données qui correspondent à deux types de situations:

- au dessus des schistes gris bleutés monotones de l'Ordovicien moyen on trouve un niveau d'ampélites et lydiennes, très constant, qui a fourni des Monograptus, bien que dans un seul gisement. À ces niveaux succédent des formations où prédominent des schistes charbonneux qui se distinguent de ceux de l'Ordovicien parce qu'ils contiennent des intercalations de siltites, psamites et schistes non charbonneux;
- dans d'autres coupes on constate que sur les schistes gris bleutés de l'Ordovicien repose un niveau de Tilloïde. La présence dans celui-ci de galets de lydiennes, qui, dans toute la Péninsule Ibérique, se trouvent dans le Silurien et jamais dans l'Ordovicien, démontre l'âge Silurien de ce niveau de Tilloïde.

Ayant ainsi défini la limite inférieure du complexe schisteux du Silurien la cartographie de cette limite montre qu'elle correspond à une discordance cartographique sur les terrains ordoviciens. En effet l'épaisseur des terrains de la formation schisteuse varie considérablement sur de courtes distances, jusqu'au biseautage complet: les terrains siluriens reposent alors directement sur la formation quartzitique. Ces faits dénoncent l'existence de mouvement epirogéniques proches de la limite de l'Ordovicien et du Silurien, ce qui est confirmé par l'occurrence du niveau de tilloïde.

Le complexe schisteux du Silurien présente des variations latérales de faciès et l'épaisseur très marquées; on peut cependant établir une succession valable pour l'ensemble du Domaine du Douro inférieur.

Ainsi on trouve, de bas en haut:

- 1) Ampélites et lydiennes ou tilloïdes basales.
- 2) Schistes charbonneux avec des intercalations millimètriques de siltites, psammites et schistes variés, et des lentilles d'ampélites, lydiennes, calcaires et calcschistes à crinoïdes.
- 3) Alternance à l'échelle centimètrique de schistes gris-verdâtres ou vert clair et de siltites et psammites à grain fin; vers le sommet de la série les grauwackes deviennent plus épais et à grain plus grossier; on trouve aussi des intercalations de lydiennes, et quartzites et dans certains secteurs un niveau de tuf rhyolitique porphyroïde. Le passage au terme suivant est graduel mais rapide, avec des termes de transition entre grauwackes et grés.
- 4) Niveau lenticulaire de grés quartzitique, en bancs décimètriques, à Bilobites; localement on passe à un conglomérat ou microconglomérat à matrice gréseuse et avec des galets de quartzites et lydiennes (Pl. 2-2).
- 5) Schistes variés avec des intercalations de phtanites ou lydiennes, de tufs rhyolitiques porphyroïdes et de calcschistes.
 Les schistes correspondent à deux faciès bien differenciés qui se partagent en deux domaines distincts; ainsi ils sont soit charbonneux, de couleur grise plus ou moins foncée, soit à oxydes de fer, de teinte lie-de-vin ou vert-clair.

Le niveau de grés quartzitique constitue un bon repère, grâce à sa constance latérale et permet de diviser le complexe en une série infraquartzitique et une série supraquartzitique.

L'âge de ces séries peut être précisée à partir des gisements de graptolites dans les lydiennes. Ainsi les gisements dans le terme infraquartzitique appartiennent au Llandovery moyen (zones 19 et 20 de ELLES et WOOD), pouvant monter, dans un cas, jusqu'au Llandovery supérieur (zone 21); tandis que dans le membre supraquartzitique les gisement sont toujours Llandovery supérieur (zone 21) et plus récents (ROMARIZ, 1969).

Les espèces de Bilobites contenues dans le grés quartzitique ne sont pas incompatibles avec l'âge Llandovery moyen-supérieur établi ci-dessus (communication orale de T. CRIMES).

Le niveau de grés quartzitique est cartographiquement discordant sur son substractum (Fig. 6). Ainsi il remanie différents termes de la série infraquartzitique, puisqu'on trouve dans les microconglomérats des débris de lydiennes et des fragments de feldspath et de quartz, qui correspondent aux phénocristaux des tufs rhyolithiques.

Vers le Nord (Guadramil) le grés quartzitique repose directement sur la formation schisteuse de l'Ordovicien; vers l'Est (dans la région de Nuez, Alcañices) la lacune d'érosion est encore plus étendue, puisque le grés quartzitique repose sur le grés armoricain, par l'intermédiaire d'un conglomérat très grossier à galets de quartzite (jusqu'à 20 cm).

Les tilloïdes contiennent des galets de schistes, psammites, quartzites, lydiennes et, exceptionellement, de diabases, sans aucun classement, englobés dans une matrice silto-pélitique. La taille des galets est très variable (depuis quelques millimètres jusqu'à 0,5 m). Nous n'avons pas trouvé aucune preuve de l'origine glaciaire pour les tilloïdes. Quoique plus épais à la base du complexe silurien des tilloïdes se retrouvent en lentilles à divers niveaux plus élevés dans la sèrie (Pl. 2-1; Pl. 3-1).

Les calcaires sont généralement gris-bleutés et souvent noduleux.

Les grauwackes de la série infraquartzitique sont verdâtres et contiennent, en proportion variable, des fragments de quartz, feldspath dans un ciment de séricite et chlorite. On peut trouver aussi du zircon et de la tourmaline détritiques.

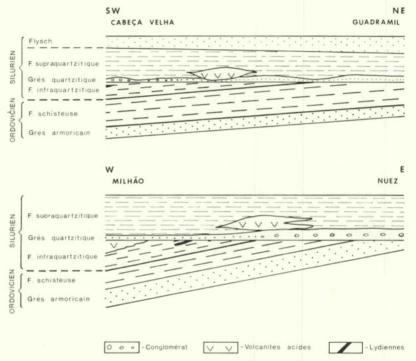


Fig. 6 — Discordance cartographique du niveau de grés quartzitique sur son substractum.

Les grés quartzitiques appartiennent à des types assez variables; on peut considèrer deux extrêmes avec tous les intermédiaires.

- un type massif, assez pur, mais mal classé;
- un type impur arkosique, à ciment abondant, sériciteux; il passe à des microconglomérats avec des débris de lydiennes et des fragments de feldspath et de quartz qui correspondent aux phénocristaux des tufs rhyolitiques.

Bien que le premier type, plus rare, puisse être confondu avec le grés armoricain, quand on considère l'ensemble des faciès du niveau de grés quartzitique ce problème ne se pose pas. En effet la fraction détritique et la fraction silto-pélitique sont plus mélangées, la rythmicité est moin nette et il peut y avoir des passages latéraux et verticaux à des grauwackes.

Dans la partie inférieure de la série schisto-infraquartzite il existe une lamination très marquée à l'échelle millimètrique; les laminae de siltite montrent souvent des stratifications obliques. La partie supérieure de la même formation montre une lamination de premier ordre, à l'alternance de pélites et grauwackes; et une lamination de deuxième ordre, à l'échelle centimètrique ou millimètrique, due à la présence de laminae de siltites ou psammites à grain fin à l'intérieur des pélites (Pl. 1-2; Pl. 1-4).

Le grés quartzitique peut être massif ou avec des interbancs pélitiques; il présente parfois des stratifications entrecroisées, des pistes variées et des figures de charge.

Les dépôts du Silurien le plus bas correspondent à un faciès euxinique, étant donné l'abondance de matière organique en milieu réducteur (schistes charbonneux, ampélites, lydiennes); il y a donc contiunité avec les conditions que régnaient à l'Ordovicien moyen et supérieur; cependant le bassin devient moins stable au Silurien, car il y a des torrents de boue (mud-flows) qui déposent les tilloïdes.

Ensuite ce bassin est progressivement comblé par des sédiments détritiques de plus en plus grossiers, dans les conditions de meilleure oxygénation, peut être due au brassage des courants.

Cet épisode regressif se termine par le dépôt du niveau de grés quartzitique, qui correspond à des conditions de mer peu profonde, comme pour le grés armoricain; ceci est prouvé par la présence de Bilobites et des stratifications entrecroisées. Cependant les grés siluriens reflètent des conditions de maturité moindre, qui doit être due à une instabilité tectonique accrue. À ce propos il faut souligner la coïncidence entre la rupture de sédimentation, traduite par la discordance du grés du Llandovery sur son substractum, et le début du volcanisme acide.

Après l'épisode regréssif la paléogéographie devient plus différenciée, et on peut distinguer un domaine avec dêpot dans des conditions réductrices et un autre, caractérisé par des conditions oxydantes.

2.6. Dévonien supérieur : schistes et grauwackes culminants

Au dessus du complexe schisteux du Silurien on trouve une séquence monotone de schistes et grauwackes avec des débris de plantes, qui culmine la série stratigraphique du Domaine du Douro inférieur.

La limite inférieure de cette formation est toujours nette; elle se traduit par la soudaine substitution d'une sédimentation pélitique et siliceuse dans le Silurien à une sédimentation à dominante grauwackeuse. Étant donné qu'il y a biseautage de certains termes du complexe silurien on peut se rendre compte que cette limite correspond à une discordance cartographique.

Dans cette formation on trouve plusieurs gisements, assez riches en débris de végétaux flotés; on y reconnaît des formes appartenant soit au Dévonien supérieur soit au Dinantien; quoique la détermination éxacte soit difficile, à cause du mauvais état de préservation des exemplaires récoltés, le cachet archaïque des flores fait pencher plutôt pour un âge Dévonien supérieur (communication orale de C. TEIXEIRA et J. PAIS).

La monotonie de la composition de la formation schisto-grauwackeuse empêche sa subdivision.

On trouve des intercalations de conglomérats à plusieurs niveaux, plus fréquents dans la partie supérieure de la formation.

Les grauwackes sont constitués par une matrice abondante (jusqu'à 30 %) à grain très fin et composée de séricite et chlorite avec un peu de quartz et feldspath, où flottent des débris de quartz, plagioclase, chert, perthites, feldspath potassique, phyllites, quartzophyllades, quartzites, muscovite, chlorite.

Les conglomérats sont polygéniques et ne se distinguent des grauwackes, auxquels il passent latéralement, que par la taille des grains. Nous verrons, plus tard, que ces conglomérats contiennent des galets de roches métamorphiques variées.

Les schistes sont souvent charbonneux.

La formation possède une lamination de premier ordre, à l'échelle centimétrique, donnée par l'alternance des schistes et des grauwackes. Une lamination de deuxième ordre, à l'échelle millimètrique, est donnée par l'intercalation de siltites dans les bancs schisteux.

Les grauwackes sont souvent granoclassées. Dans les secteurs à déformation moindre on peut trouver des figures sédimentaires variées: figures de charge, lamination

oblique et convolute, plis synsédimentaires.

La composition et les figures sédimentaires qui l'on trouve dans les schistes et grauwackes culminants permettent de ranger cette série dans les dépôts de type Flysch. L'absence de figures de courant doit être plus apparente que réelle; en effet on trouve très rarement des surfaces de base de banc suffisament dégagés pour que l'on puisse y trouver les figures typiques des turbidites.

La signification paléogéographique et tectonique de ce Flysch ne pourra être complètement comprise que si l'on considère les données du contexte structural régional.

Nous reviendrons donc sur ce problème dans le chapitre de la Tectonique.

3. DOMAINE TRANSMONTAIN

Comme nous avons vu, lors de la description générale de la géologie de Trás-os-Montes oriental, le Domaine Transmontain est constitué par des unités qui se disposent en bandes plus on moins concentriques autour des Massifs de Morais et Bragança et qui sont limités par des chevauchements. Bien que ce schéma soit valable en première approximation il faut le nuancer si l'on regarde les faits de plus prés. Ainsi les unités peuvent se coincer sous les chevauchements dans certains secteurs où il peut avoir des passages graduels entre les membres typiques d'une unité et d'une autre, établissant ainsi une zone de transition entre elles. Les régions où l'on peut mettre en évidence ce dernier phénomène sont évidemment les mieux placées pour établir des corrélations stratigraphiques entre les différentes unités.

Comme nous avons vu, on peut distinguer dans le Domaine Transmontain, les grandes unités suivantes:

- massifs de Morais et Bragança;

 série transmontaine, elle même différencié en deux unités: péritransmontaine et centro-transmontaine.

Étant donné que le degré de tectonisation et de métamorphisme augmente quand on se déplace de l'unité péritransmontaine vers l'unité centro-transmontaine, nous décrirons d'abord la stratigraphie des secteurs moins transformés, où les chances de trouver des critères de polarité et des gisements fossilifères sont plus elevées.

La stratigraphie des Massifs de Bragança et de Morais soulève des problèmes particuliers. En effet la complexité des phénomènes tectoniques et métamorphiques qui y ont eu lieu a conduit à effacer presque complètement la nature et les relations stratigraphiques originales; dans ces conditions les méthodes stratigraphiques classiques ne sont pas utilisables et on doit recourir à des critères indirects d'ordre pétrographique, tectonique et de géochronologie isotopique. La distinction des différentes unités pétrographiques constitue donc un préalable à tout essai d'établissement de l'échelle stratigraphique.

3.1. Domaine Péritransmontain

On peut établir une succession générale valable pour tout l'ensemble du domaine péritransmontain, bien qu'il y ait des variations de faciés considérables. Ainsi on a, de bas en haut:

- Schistes inférieurs.
- Grés quartzitique inférieur, associé à des ampélites, lydiennes et métavolcanites acides.
- 3) Complexe de schistes, grauwackes et grés impurs.
- 4) Grés quartzitique supérieur.
- Schistes supérieurs.
- 6) Schistes et grauwackes culminants.

Des gisements fossilifères ont été trouvés à divers niveaux de cette séquence. Ainsi les ampélites du niveau 2) ont fourni des Monograptus. Le niveau 4) a fourni de très rares Bilobites. Le niveau 5) contient deux gisements assez riches en Monograptus. Au sommet du niveau 3) on trouve aussi le gisement de Servoy (Verín), au NW de la région étudiée.

3.1.1. Schistes inférieurs

La série inférieure est composée par une alternance à l'échelle centimètrique de phyllades et phyllades quartzeux avec quelques intercalations de psammites à grain fin.

La limite inférieure de la série n'est pas visible, car la série est recoupée par des contacts chevauchants ou affleure dans les noyaux anticlinaux.

3.1.2. Grés quartzitiques inférieurs

Des schistes inférieurs on passe en continuité et concordance à un banc de grés quartzitique lenticulaire; surmontant celui-ci on trouve une série de schistes avec des intercalations de lydiennes, ampélites, tufs acides porphyroïdes et roches calco-silicatés.

Dans les tufs en trouve les associations: quartz+albite+feldspath potassique + + séricite + biotite pour les tufs clairs, rhyolitiques; quartz+plagioclase+biotite verte ou chlorite + trémolite/actinote \pm clinozoïsite pour les tufs verts; dans ceux-ci le plagioclase est plus abondant que le quartz et il inclut trémolite, épidote et calcite ce qui impliquerait une composition rhyodacitique.

Les grés sont souvent de couleur gris foncé, ce qui est due à la présence de graphite dans la matrice; la proportion de matrice séricitique est variable et on a donc à la fois des types assez purs et des grés psammitiques. La taille du grain est aussi variable, et les types plus grossiers tendent à se cantonner à la base des couches; on peut même passer latéralement à un conglomérat ou microconglomérat à galets de quartz, lydienne, quartzite, schistes charbonneux, psammites.

Dans le niveau des grés ont peut trouver de rares stratifications entrecroisées.

3.1.3. Complexe de schistes, grauwackes et psammites

Au dessus de l'ensemble précédent on trouve, en continuité et concordance, un complexe épais et monotone de schistes, grauwackes et psammites. Dans ce complexe il y a des variations latérales de faciés très marquées; ainsi dans certains secteurs les schistes prédominent sur les grauwackes et psammites, tandis qu'ailleurs se produit

le phénomène inverse. Les grauwackes deviennent plus fréquents et plus épais vers le sommet de la série et peuvent contenir des lentilles d'ampélites et de lydiennes.

Les grauwackes contiennent des débris de quartz, plagioclase, feldspath potassique, et parfois des élements lithiques (phyllades, quartzophyllades), ainsi que des phyllossilicates détritiques (muscovite, biotite); comme accessoires on trouve du zircon et, exceptionellement, des grenats. La matrice est composée de séricite, chlorite, quartz et feldspath; la calcite est exceptionelle.

Dans les psammites les débris de quartz prédominent. La contribution de volcanites acides dans les grauwackes est prouvée par la présence de quartz avec des golfes de corrosion et inclusions d'albite et de perthites, ainsi que par la présence de perthites. Les schistes sont souvent de couleur foncée (gris bleuté et gris foncé).

Ce complexe possède une lamination de premier ordre, donnée par l'alternance, à l'échelle centimètrique et decimètrique, de psammites ou grauwackes et schistes; une lamination de deuxième ordre, donnée par la présence de lits millimètriques de siltites à l'intérieur des schistes. Les grauwackes sont parfois granoclassés (Pl. 2-3).

3.1.4. Grés quartzitiques supérieurs

Au dessus du complexe précédent on trouve plusieurs bancs de grés quartzitiques avec des intercalations schisteuses. La limite inférieure des grés peut correspondre à deux types de conditions:

- a) Limite nette et brusque qui doit correspondre à une discordance cartographique car il y a parfois biseautage des niveaux du complexe précédent.
- b) Les grés quartzitiques en devenant de plus en plus impurs peuvent passer latèralement à des grauwackes; la limite devient donc graduelle. Dans des conditions extrêmes on peut même avoir une séquence monotone de schistes et grauwackes avec quelques intercalations de grés impurs et la limite inférieure du niveau 4) devient imprécise.

Les grés quartzitiques supérieurs, quoique ayant une constance latérale remarquable, présentent des variations d'épaisseur et de nombre de couches assez considérables.

Au point de vue de la composition lithologique le niveau 4) montre plusieurs faciès. On peut distinguer des quartzites très purs, massifs; des grés quartzitiques à ciment séricitique abondant; des grés feldspathiques qui font transition à des grauwackes. Le classement est mauvais; la taille des grains est très variable, ainsi que la couleur originale: on a des grés blancs et des grés plus ou moins foncés, à matrice graphiteuse et contenant, parfois, de la pyrite syngènétique.

Les grés peuvent contenir à la base un niveau lenticulaire de conglomérat qui appartient à deux types: galets de quartz et quartzite dans une matrice gréseuse fine (Pl. 3-4) ou galets de schiste, schiste charbonneux, psammite, quartzite dans une matrice pélito-siltitique.

Les niveaux de grés quartzitique supérieur et inférieur se distinguent par plusieurs caractères, comme l'avait déjà souligné M. P. FERREIRA (1965); ainsi le niveau supérieur est plus continu, plus épais et souvent feldspathique, à l'inverse du niveau inférieur.

Les schistes qui alternent avec les grés supérieurs ont des faciès variés: schistes noirs, schistes blancs à matrice séricitique où flottent des grains de quartz rhyolitique, qui doivent être la trace de manifestations volcaniques acides lointaines.

La séquence est rythmique (alternance de bancs de grés et de schiste, alternance de grés purs et impurs).

Comme figures sédimentaires ont doit souligner la présence de stratifications entrecroisées (Pl. 1-1) et de très rares pistes du type Bilobite.

3,1.5, Schistes supérieurs

La série qui se trouve juste au dessus des grés supérieurs permet de séparer deux domaines bien differenciés au point de vue paléogéographique.

- a) Au Nord, au dessus des grés supérieurs qui se situent au SW du Massif de Bragança, on trouve une série de schistes lie-de-vin alternant avec des schistes à chlorite avec des intercalations de vulcanites acides.
- b) Au centre, dans la région de Parada-Coelhoso on trouve des schistes gris avec des intercalations (1 m) de lydiennes et de calcschistes. Ceux-ci donnent naissance à des cornèenes calco-silicatées dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite de Paredes, qui affleure plus à l'W.
- c) Au Sud-Ouest, dans la région de Passos-Rio Torto (Mirandela) on trouve des schistes, souvent gris-bleutés avec des laminae millimètrique de siltite alternant avec des bancs centimètriques de psammite qui contiennent des intercalations (5 m) de lydiennes d'ampélites plus ou moins silicifiées et de tufs rhyolitiques porphyroïdes.

3.1.6. Schistes et grauwackes culminants

Dans le secteur au NE et à l'E du Massif de Morais on trouve, en concordance, au dessus du niveau 5 une série monotone composée par une alternance de schistes gris clair ou foncé, avec des lits millimètriques de siltite, et de grauwackes ou psammites à grain fin.

Les grauwackes contiennent des débris de quartz, perthite, albite dans un ciment de phyllosilicates et de quartz et feldspath. Les fragments lithiques sont très rares, mais on trouve quand même quelques cherts. Ceci suggère un apport de vulcanites acides. Le ciment est parfois carbonaté.

La taille du grain et la transposition tectonique empêchent l'observation de figures sedimentaires, mais on arrive à trouver quelques granoclassements dans les grauwackes.

3.1.7. Conditions de dépôt

Le grés quartzitique supérieur introduit une coupure majeure dans la séquence du domaine péri-transmontain.

L'ensemble constitué par les termes inférieurs montre une tendance générale au dépôt dans des conditions réductrices. En effet les différents types lithologiques qui les composent montrent souvent une composante de matière charbonneuse importante: les schistes sont souvent charbonneux, le ciment des grés est graphiteux, les lentilles d'ampélites et lydiennes sont nombreuses, la matrice des tufs est également charbonneuse.

D'autre part les schistes inférieurs correspondent au remplissage tranquille d'un bassin, tandis que le complexe schisto-grauwackeux montre certains caractères des séquences de type Flysch (grande épaisseur, abondance des élements clastiques, surtout argileux, stratification rythmique, granoclassement), toujours en milieu réducteur.

La présence des grés inférieurs semble indiquer une rupture dans les conditions d'alimentation du bassin, qui inaugure justement le dépôt de la série Flyschoïde. Cette rupture coïncide avec un épisode de volcanisme acide dans la zone d'alimentation: cet épisode se traduit par la présence dans rares intercalations de tufs porphyroïdes rhyolitiques et par la présence des lydiennes et des cherts.

Les grés supérieurs indiquent un milieu de dépôt peu profond (présence de pistes du type Bilobite, stratifications entrecroisées) et donc une regréssion. En même temps s'introduit une différenciation paléogéographique dans le bassin, qui contraste avec les conditions uniformes qui régnaient auparavant. En effet on peut indiquer un domaine où le milieu est réducteur (grés à intercalations de schistes charbonneux et avec pyrite singénétique) et un autre à ambiance oxidante (grés de couleur blanche).

Cette antinomie se maintient pendant le dépôt du niveau de schistes supérieurs, avec le contraste entre les schistes gris foncés à intercalation de lydiennes d'une part

les schistes lie-de-vin et chloritiques, d'autre part.

Avec le dépôt des schistes et grauwackes culminants les conditions flyschoïdes se rétablissent.

3.2. Domaine Centro-Transmontain

La succession des faciès qui se developpent en bordure du Massif de Morais et du Massif de Bragança est identique; la corrélation stratigraphique entre les terrains des deux domaines devient donc évidente et on peut les décrire ensemble.

En termes généraux on peut distinguer les unités suivantes, du haut en bas:

- 1) Gneiss oeillés du Massif de Saldanha.
- 2) Complexe phyllado-quartzeux.
- 3) Quartzites.
- 4) Complexe volcano-siliceux.
- 5) Schistes verts et quartzophyllades culminants.

Des gisements fossilifères ont été trouvés uniquement dans la partie supérieure de la séquence. Ainsi des gisements de graptolites ont été trouvés dans de intercalations de phtanites et lydiennes du niveau 4).

L'âge isotopique obtenu par la méthode Rb-Sr sur une roche peralcaline de la région de Macedo de Cavaleiros, appartenant au niveau 4), est de $430\pm12\,$ MA (PRIEM et all., 1972), c'est à dire Ordovicien supérieur ou Silurien inférieur. Un âge Silurien inférieur serait en plein accord avec nos corrélations stratigraphiques.

3.2.1. Gneiss oeillés du Massif de Saldanha

Ce niveau n'affleure que dans le Massif de Saldanha; celui-ci forme une bande allongée, parallèle aux structures et limitée à l'E par un chevauchement; à l'W les gneiss oeillés passent sous le complexe schisto-quartzeux.

Les gneiss oeillés sont formés par des porphyroclastes de feldspath potassique, de dimensions très variables mais pouvant atteindre plus de 10 cm de dimension maxima, de perthites, de albite et de quartz rhyolitique, généralement de dimensions moindres, inclus dans une matrice abondante de quartz, albite et phyllosilicates (séricite, chlorite, biotite).

La nature des porphyroclastes de quartz, à golfes de corrosion et tendance subhédrique, la présence de perthites et le type de matrice prouvent que les gneiss oeillés dérivent de roches acides porphyriques.

Près du contact chevauchant à l'E les gneiss sont mylonitisés, avec réduction de ce taille des grains, disparation des porphyroclastes de feldspath; la foliation devient plus parfaite.

Le contact W correspond à une transition graduelle mais rapide au complexe schisto-quartzeux; en effet on y trouve, en alternance, des porphyroïdes à grain fin et

qui ne se distinguent des faciès de gneiss oeillés du Massif que par la taille du grain et la plus grande quantité de matrice phylliteuse; des schistes à porphyroclastes de quartz rhyolitique accompagnés ou non d'albite dans une matrice séricitique. Il s'agit donc d'un contact stratigraphique, mais la présence des schistes à porphyroclastes de quartz suggère que le sommet des gneiss oeillés correspond à une lacune, avec une phase d'émersion pendant laquelle il y a eu destruction du matériel feldspathique; dans cette hypothèse les porphyroïdes à grain fin proviendraient du remaniement des gneiss oeillés.

3.2.2. Complexe phyllado-quartzeux

Ce complexe est azoïque. Son antériorité au complexe volcanosiliceux qui le surmonte est prouvé par l'existence de corps intrusifs de roches ignées acides dont l'équivalent extrusif se retrouve dans le complexe volcano-siliceux. Ceci prouve en même temps, que ces deux complexes sont solidaires du point de vue paléogéographique.

La partie inférieure du complexe est composé par une alternance à l'échelle centimétrique de quartzophyllades, phyllades quartzeux et phyllades. Dans les 100 mètres

supérieurs on trouve en plus de ces roches des métagrauwackes.

Les quartzophyllades sont composés par une alternance millimétrique de lits de quartz avec des proportions variables de albite, qui ne dépassent généralement pas $20\,\%$, et de lits phylliteux (chlorite, séricite, biotite verte, biotite). Dans les phyllades quartzeux le matériel phylliteux devient prédominant, mais quelques clastes de quartz existent encore, jusqu'à disparition complète dans les phyllades.

Les métagrauwackes ont une texture résiduelle de grauwackes encore reconnaissable. Les fragments sont composés de quartz, albite, feldspath potassique très rare dans une matrice de chlorite, séricite, biotite verte et calcite.

Dans l'auréole de métamorphisme de contact des granites de Romeu et Santa Comba de Vilariça les métagrauwackes à ciment carbonaté sont transformées en cornéènnes calco-silicatés avec l'association quartz + épidote + grossulaire + trémolite + plagioclase (L. Ribeiro, 1971).

Les figures sédimentaires sont rarement conservées.

3.2.3. Quartzites

Entre le complexe schisto-quartzeux et le complexe volcano-siliceux on trouve un niveau lenticulaire de quartzite, qui peut atteindre 50 m l'épaisseur; il peut se présenter soit comme une couche unique, soit comme un ensemble de couches assez proches.

Ces quartzites présentent des faciès variés: le grain est fin ou moyen; la proportion de séricite dans le ciment est très variable, ainsi que la proportion de fragments de feldspath. Il a donc des types massifs et assez purs et toutes les transitions soit avec des schistes séricitiques données par des quartzoschistes à lamination millimétrique, soit avec des grauwackes données par des quartzites arkosiques. Les types à séricite plus abondante sont évidement les plus schistosés.

Comme figures sédimentaires on trouve, très rarement, des stratifications entrecroisées et des figures de charge.

3,2,4. Complexe volcano-siliceux et équivalents latéraux

Le complexe volcano-siliceux présente des variations de faciès très prononcées, ce qui oblige à considérer des échelles stratigraphiques caractéristiques pour des domaines assez réduits.

3.2.4.1. Secteurs autour des Massifs de Morais de Bragança

Dans les secteurs les plus proches du Massif de Morais et Bragança on peut considérer la succession suivante, de bas en haut (Tableau I, logs 22, 23, 24):

- niveau lenticulaire de schistes verts;
- niveau lenticulaire de tufs rhyolitiques porphyroïdes passant vers le haut et latéralement à des tufites, à des cherts à hématite et à des phtanites;
- schistes à séricite et chlorite, et schistes lie-de-vin, souvent siliceux;
- niveau lenticulaire de calcaires et de grauwackes.

Intercalés à différents niveaux du complexe volcano-siliceux et des termes inférieurs on trouve des intrusions de métadiabases et de porphyres acides.

Les schistes verts présentent les associations: albite + actinote \pm calcite + épidote \pm chlorite \pm quartz \pm clinozoïsite \pm sphène; albite + actinote + calcite + épidote + biotite verte ou brune \pm clinozoïsite \pm sphène.

Les textures sont très variées, ainsi que la taille du grain; les roches à grain fin sont généralement litées et ont une texture foliée; la présence de lits millimétriques plus riches en quartz et albite démontre qu'il s'agit probablement de tufs basiques et semi-basiques. Les roches à grain plus grossier présentent souvent des textures intergranulaires résiduelles et dérivent de laves basiques.

Les métadiabases présentent l'association suivante: albite + chlorite + épidote + + horneblende \pm clinopyroxène \pm sphène. Ce sont des roches à grain moyen ou grossier, foliées à texture blastoophitique.

Les tufs rhyolitiques porphyroïdes présentent les associations: quartz + albite + microcline + chlorite + muscovite \pm épidote et quartz + albite + microcline + biotite verte ou brune + muscovite \pm épidote. La texture est porphyrique résiduelle; les phénocristaux, souvent idiomorphiques sont de quartz, albite, perthite dans une matrice de phyllosilicates, quartz et feldspath alcalin; la présence de perthites, de golfes de corrosion dans le quartz, l'idiomorphisme des phénocristaux démontre l'origine volcanique de ces roches.

Dans les tuffites, les phyllossilicates sont plus abondants, soit dans la matrice, soit dans des lits millimétriques interstratifiés et démontrent l'existence d'un apport sédimentaire.

Les porphyres intrusifs se distinguent aisément des tufs sur le terrain et au point de vue pétrographique, bien que la composition minéralogique soit la même. Ainsi les tufs montrent des passages latéraux à l'encaissant par l'intermédiaire des tuffites et des cherts et montrent aussi des couches de sédiments interstratifiées; les porphyres d'autre part ont des contacts brusques avec l'encaissant, sans faciès de transition du type tuffite ou chert. La matrice des tufs est hétérogène, avec des lits riches en séricite et d'autres riches en quartz ou feldspath microcristalin; la matrice des prophyres est homogène, et microcristaline.

La taille du grain des tufs est très variable et on peut passer à des aglomérats volcaniques à fragments de schistes variés (jusqu'à 10 cm).

-exil Les grauwackes forment des lentilles peu épaisses ($< 10\,\mathrm{m}$) au sommet de la série et ressemblent du point de vue pétrographique aux schistes et grauwackes culminants de la série péritransmontaine.

Les schistes présentent les associations: quartz \pm albite + séricite + chlorite ou quartz \pm albite + séricite + biotite verte ou brune.

Les schistes lie-de-vin présentent les mêmes associations + hématite ± chloritoïde.

Une caractéristique générale des schistes de ce niveau est donnée par la présence constante de quartz à grain très fin, rarement associé à de l'albite, en lits d'épaisseur

souvent inférieure au millimètre ou dispersé dans la masse de la roche. C'est ce quartz microcristallin qui alimente les nombreuses lentilles de quartz de ségregation qui sont très abondantes dans ce niveau. Étant donné les dimensions des grains nous pensons que ce quartz est d'origine chimique et non détritique, provenant de la précipitation de la silice répandue dans l'eau de la mer par les épisodes de volcanisme acide. C'est pour cette raison que nous avons nommé ce membre lithostratigraphique complexe volcanosiliceux.

Tous les types lithologiques définis dans le complexe volcano-siliceux tendent à affleurer sous forme de lentilles. Dans les bords de ces lentilles les différents types alternent à l'échelle centimétrique ou millimétrique, par l'intermédiaire desquels s'opèrent les variations latérales de faciès; ainsi on trouve des associations de schistes lie-de-vin et schistes verts; schistes lie-de-vin et tufites acides; schistes lie-de-vin et schistes à chlorite; schistes verts et calcschistes.

3.2.4.2. Unité intermédiaire

Autour du Massif de Morais on peut mettre en évidence une unité située à la periphérie de l'unité antérieure et où les roches volcaniques sont moins abondantes. Elle fait transition à la zone péritransmontaine et on peut l'appeller unité intermédiaire. On peut y considérer les sucessions que l'on décrit ensuite, de bas en haut:

Au Nord (Tableau I, log 21):

- phyllades et phyllades quartzeux bleutés, parfois à porphyroblastes millimétriques de albite;
- phyllades à séricite et chlorite avec intercalations de phyllades lie-de-vin.

À l'Est (Tableau I, log 12):

- schistes lie-de-vin avec intercalations de calcschistes;
- niveaux lenticulaires de vulcanites acides (felsites et felsophyres) et de vulcanites basiques (schistes verts).

Au SE (Tableau I, log 11):

On passe latéralement d'une série de schistes lie-de-vin avec des intercalations centimétriques de calcschistes et de cherts à une série de schistes gris foncé à intercalations de cornéènnes calco-silicatés.

Au Sud (Tableau I, log 20):

— phyllades à séricite et chlorite plus ou moins quartzeux avec niveaux lenticulaires de vulcanites basiques (schistes verts) et, vers le sommet, de vulcanites acides (tufs rhyolitiques porphyroïdes).

Au SW on passe graduellement à un secteur où les niveaux volcaniques deviennent de plus en plus réduits (Tableau I, $\log 19$):

— phyllades et quartzophyllades à muscovite et biotite avec des intercalations de vulcanites basiques (schistes verts) puis acides (felsites et felsophyres); vers la base intercalations de felsites alcalines et peralcalines.

À l'W (Tableau I, log 16):

 phyllades et quartzophyllades à muscovite et biotite avec des intercalations de vulcanites acides (felsites) et basiques (schistes verts). Les différents types lithologiques présentent les mêmes caractères que dans l'unité

décrite précédemment, sauf les felsites et felsophyres.

Les felsites et les felsophyres présentent les associations quartz + albite \pm biotite verte et quartz + perthite + muscovite \pm biotite brune. Dans la mésostase formée par un mosaïque à grain fin de quartz et feldspath on trouve des phénocristaux microscopiques de quartz, albite, perthite et biotite.

Les roches volcaniques sont intercalées dans une unité qui comprend des phyl-

lades lie-de-vin semblables aux phyllades de l'unité précédente.

Dans certains secteurs cette unité pase latéralement à un complexe de phyllades et phyllades quartzeux qui ne se distingue du complexe phyllado-quartzeux inférieur que par la présence de lentilles de roches volcaniques.

3 2.4.3. Unité intermédiaire : secteur Macedo de Cavaleiros — Mascarenhas

Dans cette unité intermédiaire se développent, dans le secteur entre Macedo de Cavaleiros et Mascarenhas des faciès spéciaux dans le complexe volcano-siliceux (A. RIBEIRO & M. L. RIBEIRO, 1972).

On peut distinguer deux unités séparées par le chevauchement de Facho (à l'W de Macedo de Cavaleiros).

À l'W on trouve la sucession suivante, de bas en haut (Tableau I, log 17):

- niveau lenticulaire de felsites et felsophyres alcalins et peralcalins;
- schistes verts et phyllades, parfois quartzeux; dans ces niveaux se développent souvent des porphyroblastes d'albite millimétrique;
- niveau lenticulaire de felsites alcalins et peralcalins;
- phyllades et phyllades quartzeux violacées et bleutés.

À l'E on trouve la succession (Tableau I, log 18):

- roches peralcalines et alcalines avec des intercalations de schistes à porphyroblastes d'albite millimétrique;
- schistes verts avec des lentilles de roches peralcalines;
- porphyroïdes acides et schistes quartzo-feldspathiques;
- phyllades et phyllades quartzeux violacés et bleutés;
- schistes verts culminants du niveau 5).

La corrélation entre ces deux unités devient évidente si l'on tient compte des variations d'épaisseur des différents membres.

Ceci suggère que le chevauchement qui sépare les deux unités représente un accident à rejet horizontal assez modeste.

Les types lithologiques principaux ayant été déjà décrits en détail (A. Ribeiro & M. L. Ribeiro, 1972), nous résumerons brièvement leurs caractères pétrographiques.

Les roches alcalines présentent l'association quartz + albite \pm microcline \pm perthite + biotite verte ou brune et \pm riebeckite \pm aegyrine pour les roches peralcalines.

Suivant le degré de recristallisation on a une séquence de textures qui comprend les termes suivants: mylonitiques, blastomylonitiques, granoblastiques parfois porphyroblastiques. Cependant on trouve encore des textures résiduelles (pertithes résiduelles, porphyroclastes de microcline, textures microlithiques). Ces textures et le mode d'ocurrence à un niveau lithostratigraphique assez constant, avec des sédiments pélitiques interstratifiés démontrent qu'il s'agit de rhyolites peralcalines extrusives. Les roches alcalines associées aux roches peralcalines représentent des faciès de bordure qui ont

perdu les élements alcalins et contiennent maintenant du minerai à la place des amphiboles et pyroxènes sodiques.

Les schistes à porphyroblastes d'albite intercalés dans les roches hyperalcalines et les schistes verts à albite présentent l'association quartz + albite \pm muscovite + biotite verte.

Les porphyroblastes d'albite sont dus à des transformations métasomatiques à petite échelle, avec apport de sodium des roches volcaniques vers les sédiments encaissants.

Les schistes verts présentent l'association albite \pm actinote + épidote + biotite verte + chlorite \pm quartz \pm calcite.

La texture est nématoblastique, parfois blastoporphyrique résiduelle. Ces roches doivent dériver de tufs basiques et la richesse en albite, en porphyroclastes et porphyroblastes, suggère que les roches originelles étaient de composition alcaline. Les schistes verts situés plus à l'E montrent les effets d'une ségrégation métamorphique plus avancée qu'à l'W.

On peut conclure que cette partie inférieure du complexe volcanique montre une tendance à la composition peralcaline et alcaline.

Les porphyroïdes acides ne se distinguent des tufs rhyolitiques porphyroïdes que par le degré de tectonisation plus élevé et par l'action de la segrégation métamorphique plus intense.

Les phyllades et phyllades quartzeux violacés et bleutés présentent les associations quartz \pm albite + séricite + chlorite \pm chloritoïde.

Dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite de Romeu se developpent la biotite brune et l'andalousite. Ces phyllades se distinguent donc nettement des phyllites situés dans la partie inférieure du complexe volcano-siliceux par leur composition alumineuse et non plus sodique. La présence de chloritoïde les raproche des schistes lie-de-vin, ainsi que la couleur violacée. Ils occupent une position stratigraphique équivalente, au dessus des porphyroïdes acides et sont donc l'équivalent latéral des phyllades à chlorite et lie-de-vin, mais on y trouve jamais des couleurs lie-de-vin typiques.

3.2.5. Schistes verts et quartzophyllades culminants

La série centro-transmontaine est couronnée par une association de schistes verts, quartzophyllades et phyllades avec quelques intercalations de marbres, qui se superposent en continuité et concordance au complexe volcano-siliceux.

Les schistes verts forment des lentilles de dimensions et d'épaisseur très variables à l'intérieur des métasédiments. Ils présentent les associations suivantes: chlorite + albite + sphène \pm actinote \pm épidote.

Certains types présentent des porphyroclastes de albite et même des amygdales millimétriques composées d'albite et de calcite; ils dérivent probablement de spilites.

Toutes ces roches présentent une texture foliée bien marquée, souvent soulignée aussi par un litage de ségrègation métamorphique. Les types à grain plus grossier présentent parfois des textures intergranulaires résiduelles et dérivent de laves basiques. Les types à grain fin dérivent probablement de tufs basiques.

Les métasédiments associés aux schistes verts correspondent à une alternance, à l'échelle centimétrique à millimétrique de quartzo-phyllades quartzeux et phyllades, généralement de couleur gris foncée, avec quelques rares intercalations décimétriques d'ampélites.

Les quartzophyllades sont composés par une alternance millimétrique de lits de quartz avec un peu de albite et de lits phyllitiques (chlorite, biotite, muscovite), souvent avec du grenat.

La proportion de matériel quartzo-feldspathique décroit dans les phyllades quartzeux jusqu'à disparition presque complète dans les phyllades.

3.2.6. Conditions de dépôt

La reconstitution des conditions de dépôt dans le domaine centro-transmontain est rendue difficile par le degré élevé de tectonisation de toutes les formations, qui empêche la conservation des structures sédimentaires.

Le complexe phyllado-quartzeux correspond au remplissage d'un bassin par des sédiments à maturité intermédiaire; une partie au moins de ces sédiments provenait probablement de l'érosion des gneiss oeillés du Massif de Saldanha.

Le dépôt des quartzites indique une rupture de la sédimentation, qui devient sublittorale. Il s'agit donc d'une regréssion qui inaugure en même temps des épisodes volcaniques; il y a donc eu des mouvements verticaux en régime d'extension, accompagnés probablement de failles dans le substratum qui auraient permis la montée de magmas basiques et acides. La zone d'alimentation des quartzites se trouvait probablement à l'Est, puisqu'ils y sont plus épais et plus purs.

Pendant le dépôt du complexe volcano-siliceux on assiste à une différenciation paléogéographique.

Dans le domaine où les manifestations volcaniques sont plus abondantes l'apport terrigène est réduit et la précipitation par voie chimique prédomine (phyllades siliceux, cherts, lydiennes), en milieu oxydant dans le larges zones (phyllades lie-de-vin); la présence de calcaires au sommet suggère un dépôt en mer peu profonde.

Dans le domaine où les manifestations volcaniques sont plus réduites les conditions de dépôt se rapprochent de celles du complexe phyllado-quartzeux, avec sédimentation terrigène plus abondante.

Pendant le dépôt des schistes verts et quartzophyllades culminants la sédimentation terrigène recommence, accompagnée de volcanisme basique et, localement, de dépôt de calcaires (en mer peu profonde?).

3.3. Massif de Morais et Bragança

Les massifs de Morais et Bragança sont formés par des roches de composition variée (basique, ultrabasique, acide) mais qui se distinguent des séries qui les enveloppent par un degré de métamorphisme plus élevé. D'après les études pétrographiques réalisées par différents auteurs (Neiva, 1948; Ferreira, 1965; Anthonioz, 1969) auxquelles nous renvoyons pour des renseignements plus detaillés, on peut distinguer des séries polymétamorphiques et des séries monométamorphiques. Ceci soulève immédiatement des problèmes d'interprétation (relations originales entre les deux séries, âge des diférents évenements métamorphiques) dont la solution doit être recherchée par voie pétrologique et par voie structurale.

En procédant par analogie avec l'étude des séries que nous avons décrit précédamment nous n'aborderons, dans ce chapitre, que les problèmes purement pétrographiques; ce n'est que après avoir annalysé les données structurales que nous essayerons de faire la synthèse des conclusions obtenues par les deux voies mentionnées ci-dessus.

3.3.1. Massif de Morais: Introduction

Ce massif a une forme arrondie; il est recoupé par une faille de direction ENE-WSW qui permet de distinguer un compartiment NW composé de roches basiques polymétamorphiques et de péridotites, et un compartiment SE où des roches identiques sont accompagnées par des séries monométamorphiques de gneiss oeillés et micaschistes.

En tenant compte de la foliation des roches métamorphiques on constate que le massif a une structure en bassin.

La succession des faciès est, de l'extérieur vers l'intérieur: schistes amphiboliques, amphibolites, blastomylonites catazonales.

Reposant sur ce complexe polymétamorphique on trouve, occupant le centre du bassin, les gneiss oeillés auxquels se superposent les micaschistes.

3.3.2. Complexe polymétamorphique

Les schistes amphiboliques à chlorite discordante, à grain fin, sont caractérisés par l'association albite + épidote + hornblende verte \pm quartz à laquelle se superpose une recristallisation de chlorite, discordante sur la foliation. Ils contiennent des enclaves d'épidotites.

Les amphibolites à résidus s'intercalent dans le type antérieur en feuillets décamétriques mais d'extension latérale kilométrique. Elles sont caracterisées par un grain plus grossier que celui de l'encaissant, par l'association ouralite + hornblende verte + plagioclase (An 50) + épidote et par la présence de textures ophitiques résiduelles.

Les amphibolites se superposent, en continuité et concordance, aux schistes amphiboliques. Elles sont caracterisées par des associations du faciès amphibolite almandin: hornblende verte + oligoclase/andésine \pm épidote \pm grenat, ayant subi un métamorphisme rètrograde dans le faciès schiste-vert; seul le plagioclase, saussuritisé, montre l'effet de ce dernier épisode.

Intercalées dans ces amphibolites on trouve des amphibolites à textures ophitiques résiduelles et des enclaves d'albitites.

Les amphibolites peuvent être homogènes ou rubanées, avec une alternance de bancs clairs, gabbroïques et bancs sombres, d'amphibolites à grain fin.

Intercalés au sommet des amphibolites de Morais on trouve des faciès spéciaux, peu épais de faible extension latérale. Ce sont des gneiss à quartz + plagioclase + biotite + + muscovite + disthène + staurotide + grenat et des schistes à quartz + antophyllite + + staurotide + grenat; les amphibolites encaissantes ont des lits d'épidote. La présence de ces gneiss permet de préciser que dans le sommet de la série des amphibolites le sous-faciès disthène-almandin a été atteint.

Les roches catazonales occupent une extension réduite; elles comprennent des blastomylonites basiques avec des associations hornblende verte-plagioclase-grenat-diopside, hornblende brune-plagioclase-grenat et diopside-plagioclase-grenat pour les résidus et hornblende verte, plagioclase, clinozoïsite pour la matrice; des blastomylonites ultrabasiques avec association olivine-orthopyroxène-édénite-picotite pour les résidus et amphibole-chlorite pour la mésostase; et des gabbros coronitiques à olivine.

Massif de Vale da Porca

Le Massif de Vale da Porca forme une bande allongée, parallèle au contact NW du Massif de Morais et separée de la masse principale par un liseré de terrains du groupe des schistes verts et quartzophyllades culminants.

La partie nord du massif est composée de blastomylonites basiques et la partie sud de roches quartzo-feldspathiques.

Dans les blastomylonites basiques on trouve l'association: hornblende vert bleutée \pm chlorite +épidote +albite \pm sphène.

On trouve parfois un type lité moins basique, avec matrice quartzo-feldspathique. La structure est blastomylonitique, avec des porphyroclastes de horneblende et parfois de plagioclase très saussuritisé, dans la matrice composée par les autres minéraux. Dans les roches quartzo-feldspathiques on trouve l'association: quartz + albite \pm feldspath potassique + séricite \pm chlorite \pm biotite + grenat. Les accessoires tourmaline et zircon sont fréquents. Les porphyroclastes sont d'albite, feldspath potassique et grenat; la chlorite dérive de la biotite. Les textures correspondent à celles des semichistes et même des phyllonites; dans ceux-ci on trouve des corps en poisson millimétriques d'albite + séricite.

Les blastomylonites basiques sont comparables à celles du Massif de Bragança et doivent être considerées comme polymétamorphiques pour les mêmes raisons.

Dans les semischistes et phyllonites quartzo-feldspathiques le métamorphisme rétrograde qui accompagne la déformation empêche la conservation des structures originales; il s'agit probablement de gneiss précambriens entièrement rétromorphosés.

3,3,3. Complexe monométamorphique

3.3.3.1. Gneiss oeillés de Lagoa

Les gneiss oeillés de Lagoa reposent sur les amphibolites et les formations catazonales du Massif de Morais. Ils sont limités au Nord par la faille de Morais. On peut ébaucher une stratigraphie dans ces formations. Ainsi on distingue les faciès basaux (1-10 m), avec schistes gréseux et arkoses, parfois à enclaves d'amphibolites et de roches ignées; et le reste de la formation, qui est composée par des faciès oeillés grossiers (10 m) avec porphyroclastes feldspathiques non calibrés (0,5 cm à 10 cm) dans un ciment quartzomicacé abondant, qui alternent avec des faciès oeillés schisteux (1-100 m) avec porphyroclastes feldspathiques bien calibrés (1 à 3 cm) dans un ciment quartzomicacé peu abondant; dans ce faciès on trouve des intercalations de grés, micaschistes ou amphibolites.

Les gneiss oeillés sont composés de minéraux résiduels (yeux de microcline, plagioclase et accessoirement, grenat et amphibole) dans une matrice de minéraux néorformés (quartz, albite, muscovite, biotite, chlorite).

Les gneiss oeillés de Lagoa présentent certains caractères qui suggèrent qu'ils dérivent de sédiments ou de roches volcaniques acides. Ce sont:

- présence de granoclassement, surtout dans les faciès de base;
- -forte proportion de matrice phylliteuse;
- présence d'intercalations gréseuses et schisteuses;
- concentration de minéraux détritiques dans certains horizons.

3.3.3.2. Micaschistes de Lagoa

Les micaschistes de Lagoa reposent sur les gneiss oeillés de Lagoa; le contact entre les deux formations est graduel, mais la zone de transition n'occupe que quelques mètres.

L'essentiel de cette unité lithostratigraphique est composé par une alternance décimètrique de micaschistes psammitiques et pélitiques, souvent avec une lamination de deuxième ordre, centimétrique. Il y a souvent granoclassement dans les micaschistes psammitiques.

Ces faciès sont composés essentiellement de quartz, microcline, plagioclase, séricite, chlorite et grenat.

On peut définir, d'autres types, toujours moins importants; ce sont les micaschistes quartzeux, à quartz, albite, muscovite et biotite et les micaschistes alumineux.

Les micaschistes contiennent des intercalations variées: centimétriques de roches calco-silicatés à plagioclase, clinozoïsite, horneblende verte et grenat; décimétriques et

métriques de roches basiques, ayant parfois des textures ignées résiduelles; décimétriques de micaschistes graphiteux.

On peut déceler un granoclassement latéral à grande échelle, avec des faciès plus psammitiques à l'Est et plus pélitiques à l'Ouest. Ceci suggère un apport détritique de l'Est vers l'Ouest.

Les micaschistes de Lagoa ont été métamorphisés dans le faciès schiste-verts. Le dégre de métamorphisme croit du Nord vers le Sud et on retrouve successivement la zone de la chlorite, celle de la biotite et celle du grenat.

3.3.4. Massif de Bragança: Introduction

Le Massif de Bragança s'allonge dans la direction NW-SE et se divise en deux unités séparées par une étroite bande de terrains appartenant au groupe centro-transmontain.

Chaque unité a une structure synforme.

Dans le massif SW on trouve, de l'intérieur vers l'extérieur:

- une unité discontinue qui appartient au faciès schiste vert: l'unité de Soeira;
- amphibolites;
- blastomylonites basiques et ultrabasiques;
- gneiss blastomylonitiques à lentilles d'éclogites et migmatites;
- granulites.

Dans le massif NE on trouve, de l'intérieur vers l'extérieur:

- une bande discontinue de amphibolites et blastomylonites basiques;
- des gneiss et des migmatites à lentilles d'écologites.

3.3.5. Complexe polymetamorphique

Les amphibolites sont comparables à celles du Massif de Morais, avec l'association horneblende verte + plagioclase nuageux (An 20-40) \pm clinozoïsite.

Dans les blastomylonites basiques on peu définir deux zones, d'après les associations résiduelles, tandis que la composition de la mésostase est uniforme. Ce sont, respectivement, la zone à hornblende verte + plagioclase \pm grenat \pm clinozoïsite et la zone à grenat + diopside \pm hornblende brune \pm plagioclase \pm clinozoïsite; la mésostase présente l'association horneblende verte-plagioclase-clinozoïsite.

Les blastomylonites basiques contiennent des enclaves d'origine ignée (gabbros, pyroxénolites et grenatites).

Les blastomylonites ultrabasiques sont caracterisées par l'association hypersthène \pm olivine \pm diopside \pm édenite pour les résidus, dans une mésostase d'amphibole. Elles sont isofaciales des terrains encaissants.

Les gneiss de l'unité SW sont caractérisés par l'association quartz + plagioclase (An 20/An 35) + muscovite + grenat \pm disthène \pm biotite + diopside \pm microcline; la structure est blastomylonitique.

Dans l'unité NE les gneiss contiennent l'association stable quartz + albite + muscovite \pm biotite \pm chlorite avec des résidus d'oligoclase, grenat, et plus rarement hornblende brune et pyroxène.

Dans les deux unités des faciès oeillés existent à la base et des faciès à grain fin font suite; dans les deux unités on trouve de types pegmatitiques encaissés dans les gneiss.

Les granulites sont caracterisées par l'association diopside + grenat \pm quartz \pm plagioclase \pm hornblende brune.

Les migmatites se sont formées à partir des gneiss; elles reposent sur des blastomylonites basiques directement ou admettant une semelle de gneiss blastomylonitiques. Les éclogites appartiennent à des types:

 lentilles d'éclogites du type B (COLEMAN et all., 1965) et leurs produits de rètromorphose, inclus dans les migmatites;

 lentilles d'éclogites du type C, parfois à disthène, et leurs produits de rètromorphose, inclus dans les gneiss de l'unité NE.

Des faciès éclogitiques se développent aussi dans les contacts des ultrabasites. Le Massif de Revelhe constitue un satéllite du Massif de Bragança, 7 km au Nord de Vinhais. Il est composé par des amphibolites avec l'association hornblende verte + albite + épidote + quartz + sphène. La structure est blastomylonitique plus ou moins évoluée.

3.3.6. Unité de Soeira

Cette unité correspond à une bande discontinue dans la périphérie du Massif SW. Elle est composée de roches basiques et semi-basiques a texture schisteuse qui se différencient facilement des amphibolites massives qui les recouvrent.

Les types les plus basiques sont généralement plus homogènes tandis que les types semi-basiques présentent souvent une lamination de segrégation métamorphique avec alternance de bandes quartzo-feldspathiques et de minéraux colorés.

On peut définir les associations suivantes: hornblende vert-bleutée + albite \pm épidote \pm chlorite \pm clinozoïsite pour les types basiques; et la même association quartz \pm séricite \pm biotite pour les types semi-basiques.

La texture est foliée porphyroclastique jusqu'à blastomylonitique; les porphyroclastes sont de l'amphibole, du plagioclase saussuritisé et de l'épidote; une partie des porphyroclastes d'épidote subgranulé résulte probablement de l'altération d'anciens grenats, d'aprés sa morphologie (Pl. 67-4); la matrice est composée par tous les minéraux de l'association. Les porphyroblastes d'albite sont assez rares.

La nature polymétamorphique de l'unité est démontrée par la recristalisation dans le sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite de matériaux qui, d'après l'association des porphyroclastes, étaient déjà métamorphisés dans le sous-faciès albite-épidote-hornblende.

L'unité de Soeira a été définie par Portugal Ferreira (1965, p. 55-60) qui l'a englobée dans les zones V et VI des formations basiques de la région de Vinhais; cet auteur a aussi reconnu son caractère polymétamorphique. Anthonioz a confondu cette unité avec le groupe des schistes verts et quartzo-phyllades culminants, monométamorphique (1972, p. 146-9).

Étant donné que l'unité de Soeira affleure en demi-fenêtre sous les formations polymétamorphiques du Massif de Bragança dont elle est separé par un plan de charriage, on devine l'importance de ne pas confondre cette unité avec le Paleozoïque pour interpreter correctement la signification de ce charriage.

3.3.7. Relations entre les complexes polymétamorphiques et monométamorphiques; âge des complexes

Le premier problème qui se pose est celui des rapports entre les complexes polymétamorphiques et des formations monométamorphiques qui les entourent ou qui les recouvrent. La solution de ce problème dépend de l'hypothèse tectonique adoptée sur la position des Massifs de Morais et Bragança.

Si les massifs sont enracinés le contraste entre les formations monocycliques et polycicliques implique que celles-ci ont subi un métamorphisme antérieur au métamorphisme hercinien qui a affecté les séries paléozoïques. L'âge de ce métamorphisme ne pourrait être que précambrien, puisqu'on trouve pas la trace d'orogénèses pré-hercyniennes dans le Paléozoïque. Dans cette hypothèse les séries monométamorphiques du Massif de Morais représenteraient la couverture du socle précambrien polymétamorphique.

Le seul âge isotopique obtenu jusqu'à présent parait confirmer l'âge précambrien des formations polymétamorphiques. En effet un âge de 900 ± 30 MA a été obtenu par la méthode K-Ar dans une karinthine d'un éclogite du Massif du Cabo Ortegal (Vogel et Abdel-Monem, 1971).

Si les massifs sont charriés le contraste entre les formations monocycliques est peut-être dû simplement au fait que le métamorphisme des formations polycicliques est en partie antérieur au charriage, et il peut être aussi bien précambrien qu'hercynien. Dans ce cas-ci il s'agirait alors non d'un véritable polymétamorphisme mais d'un métamorphisme plurifacial.

D'autre part les gneiss oeillés et les micaschistes de Lagoa seraient eux-mêmes charriés sur les séries basiques et ultrabasiques autre. Étant donné que l'on ne connait pas l'âge de ces séries on peut expliquer leur caractère monométamorphique de deux façons: il s'agit d'un métamorphisme également précambrien, mais plus récent que celui des séries basiques et ultrabasiques; ou alors il s'agit d'une unité qui s'enracine dans un autre domaine que celui de ces séries, et ayant donc subi une évolution métamorphique différente.

Nous verrons plus tard, à l'aide d'arguments structuraux, qu'elle est la solution plus probable.

3.3.8. L'évolution métamorphique des complexes

La succession des faciès dans les complexes métamorphiques démontrent qu'il y a inversion zonéographique, sur de vastes domaines, parce que les faciès de degré plus élevé sont géométriquement supérposés à des faciès de degré progressivement plus bas.

D'autre part on trouve aussi la trace de chevauchements de faciès de degré élevé sur des faciès de degré plus bas; c'est le cas du chevauchement des formations catazonales blastomylonitiques de Morais sur les amphibolites mésozonales qui les entourent et c'est aussi le cas du chevauchement des formations basiques de l'unité SW de Brangança sur l'unité de Soeira.

Dans les formations monométamorphiques du Massif de Morais la zonéographie est normale.

On est amené a conclure que les formations polycicliques ont subi une évolution métamorphique complexe qu'on ne retrouve pas dans les formations monocycliques.

D'abord il y a eu un métamorphisme prograde depuis les conditions du faciès amphibolite-almandin jusqu'au faciès éclogite en passant par un stade granulitique. Les associations indiquent un métamorphisme intermédiaire de haute pression ou même à la limite avec les faciès de haute pression (DEN TEX, ENGELS et VOGEL, 1972).

Ensuite s'est manifesté un deuxième épisode métamorphique, accompagnée de blastomylonitisation et métamorphisme regréssif dans les faciès amphibolite-almandin et schiste vert. Cet épisode est responsable de l'inversion de la zonéographie établie pendant le premier épisode et peut être aussi des chevauchements post-métamorphiques. La migmatisation doit appartenir aussi à cet épisode.

3.3.9. Origine des complexes polymétamorphiques

Si l'on tient compte de la complexité de l'évolution métamorphique et tectonique des formations polycicliques on comprend que leur origine soit assez difficile à établir. Cependant d'après les textures résiduelles, compositions minéralogiques et chimiques on peut penser que les roches basiques dérivent de vulcanites basiques et de gabbros, les gneiss dérivent de vulcanites acides ou de sédiments grauwackeux et semi-pélitiques; quant aux roches ultrabasiques deux hypothèses différentes ont été presentées: il s'agit d'ophiolites ou d'intrusions semi-solides contemporaines du pic du métamorphisme. La conclusion génerale qui se dégage est que les complexes polymétamorphiques représentent une série de type «eugéosynclinal» avec mise en place d'un cortège ophiolitique (Vogel, 1967; Engels, 1972).

3.4. Péridotites et flasergabbros

Des roches ultrabasiques et basiques d'un type spécial se retrouvent dans le domaine transmontain. Ce sont des massifs de péridotites, ayant subi serpentinisation généralement intense et de flasergabbros. Ils forment des massifs de dimensions très variables inclus dans les unités de Morais et Bragança mais aussi dans le groupe centro-transmontain; tous ces massifs présentent une caractéristique générale au point de vue de la localisation: il se situent uniquement dans les zones hautement déformées, ce qui suggère une mise en place tectonique. En effet ils longent des accidents du type décrochement, ou chevauchement et des zones d'écaillage (au bord des complexes polymétamorphiques et à l'intérieur ou à la périphérie du domaine péritransmontaine). Il en résulte que le faciès original est profondément transformé par les effets tectoniques (phyllonitisation, cisaillements), ainsi que les rapports spatiaux primitifs.

3,4,1, Massifs inclus dans les complexes polymétamorphiques

Dans le Massif de Morais affleure le plus gros corps de roches de ce type; c'est lá que l'on peut reconstituer dans de meilleurs conditions la succession des faciès. Ainsi on trouve de bas en haut: dunites, harzburgites et flasergabros. Par endroits on observe un litage dans les roches ultrabasiques, recoupé par la schistosité, et qui doit donc être d'origine magmatique. Il s'agit donc d'un complexe stratifié.

La bordure du Massif est composée de schistes magnésiens variés.

Les flasergabbros présentent l'association hornblende verte + plagioclase (An 45/55 + clinozoisite + zoïsite + sphène + chlorite \pm quartz. La hornblende verte provient de l'ouralisation d'un pyroxène et le plagioclase est saussuritisé. La granularité est variable, ainsi que la texture, qui passe de grenue à foliée dans les variétés plus déformées.

L'association de péridotites et flasergabbros se retrouve dans d'autres Massifs (Azinhoso, Talhinhas) du complexe de Morais.

Tous ces corps se différencient de l'encaissant polymétamorphique parce qu'il ont subi une évolution tectonique et métamorphique moins complexe.

3.4.2 Massifs inclus dans la série centro-transmontaine

Ce sont:

 le corps de Gebelim, formé essentiellement par des flasergabbros accompagnés de serpentinites et talcschistes; il se trouve dans le prolongement de la Faille de Morais;

- une bande presque continue très tectonisée qui sépare les deux unités qui composent le massif de Bragança entre Soeira et Bragança. Elle est formée essentiellement par des serpentinites, aux quelles se superposent dans la partie E des flasergabbros. La tectonisation se traduit par des des zones de phyllonisation, d'écrasement et par l'occurence de lentilles de talcshiste;
- une bande discontinue de serpentinites dans la zone des écailles qui bordent au NE le Massif de Bragança. Un petit corps de serpentine, qui prolonge cette bande vers le NW, se trouve même inclus dans le Flysch du Dévonien supérieur;
- une bande discontinue qui longe le bord NW du Massif de Vale da Porca, satellite de celui de Morais.

Les types lithologiques ne se distinguent des précédents que du point de vue de l'intensité de la déformation, qui est ici plus poussée à cause de la ductilité plus élevé de l'encaissant.

Ainsi on trouve l'association suivante dans les flasergabbros: hornblende verte + plagioclase + épidote + chlorite \pm quartz. L'amphibole forme de grands cristaux (jusqu'à 5 cm), fracturés et alterés en épidote et chlorite; le plagioclase est saussuritisé. Les roches ultrabasiques sont presque entièrement serpentinisées; parfois on reconnait quelques résidus de l'olivine initiale; la trémolite peut être présente comme accessoire, ainsi que du minerai. Dans les zones plus tectonisées surgissent des lentilles de taleschistes,

4. CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES

4.1. Corrélations stratigraphiques entre les différents domaines

En comparant les différentes colonnes stratigraphiques ont peut se rendre compte que des corrélations peuvent être établies entre les différents domaines que nous avons considerés dans la région étudiée. Ainsi il y a des successions qui font transition entre les différents domaines (Fig. 7).

- Le complexe schisto-quartzeux est comparable au niveau 3) du Silurien du Domaine du Douro inférieur; dans les deux cas il s'agit d'alternances de schistes et grés impurs qui deviennent grauwackeux vers le sommet de la série et sont couronnés par des grés quartzitiques.
- Les quartzites inférieurs du domaine péritransmontain ont leur équivalent latéral dans certaines zones du domaine du Douro inférieur (comparaison entre le log 1 et le log 15, Tableau I).
- Les quartzites supérieurs correspondent à un niveau unique, présent dans tous les secteurs, et représentent un épisode regréssif qui affecte tout le bassin. Les schistes lie-de-vin et leurs équivalents latéraux se retrouvent systématiquement au dessus de ces quartzites.
- Les manifestations de volcanisme basique ne peuvent pas être utilisés dans les corrélations parce qu'il y a plusieurs épisodes dont l'âge peut être variable à l'intérieur d'une même zone.
- Les volcaniques acides correspondent à un seul niveau qui peut donc être utilisé dans les corrélations à l'intérieur d'un secteur restreint; cependant sa position par rapport aux quartzites supérieurs est variable d'un domaine à l'autre, ce qui implique métachronie soit des quartzites, soit des volcanites acides, soit des deux. Nous reviendrons sur ce problème.

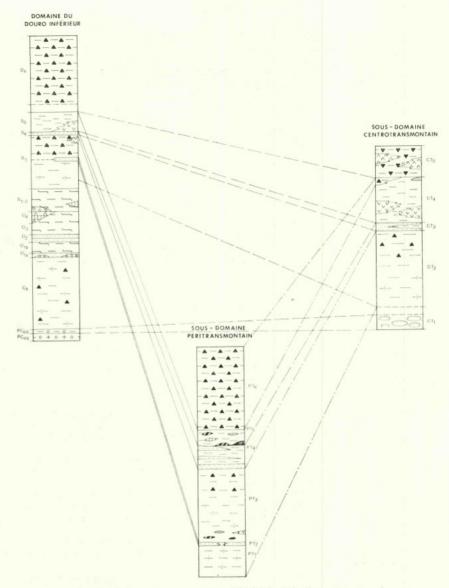


Fig. 7 — Corrélations des séries lithostratigraphiques des différents domaines paléogéographiques.

(Même légende que le tableau I).

— Les schistes et grauwackes culminants dans la zone péritransmontaine et dans la zone du Douro inférieur sont strictement équivalents du point de vue faciès et position dans la colonne stratigraphique; cependant l'âge des deux formations peut être différente et l'absence de végetaux flotés dans la zone péritransmontaine suggère que les formations de la zone péritransmontaine sont plus anciennes (Silurien supérieur et ou Dévonien inférieur-moyen).

— Le membre des quartzophyllades et des schistes verts culminants de la zone centro-transmontaine est dans l'ensemble postérieur aux schistes et grauwackes culminants de la zone péritransmontaine. Il peut donc être d'âge Silurien très

supérieur et ou Dévonien inférieur-moyen.

4.2. Comparaison des données lithostratigraphiques et chronostratigraphiques

Ayant établi des corrélations lithostratigraphiques nous allons maintenant comparer les donnés litho et chronostratigraphiques. Pour celà nous disposons d'un niveau repère bien défini, dont l'âge précis a pu être établi dans différents secteurs; c'est le niveau des quartzites supérieurs. En tenant compte des gisements fossilifères situés soit au-dessous soit au-dessus de ce niveau nous constatons que son âge est variable dans la région étudiée (Fig. 8):

Nous constatons une variation d'âge à la fois dans une direction E-W et N-S. En considérant d'abbord ce qui se passe dans la direction W-E nous arrivons à la conclusion que la zone d'alimentation se trouve à l'E du Bassin de Trás-os-Montes. En effet:

- la discordance cartographique du niveau de quartzites supérieures sur son substractum devient plus importante quand on se déplace vers l'E;
- l'épaisseur de ce niveau tend à augmenter vers l'E;
- les directions de courant établies à l'aide de stratifications entrecroisées indiquent un apport de l'E vers l'W.

D'autre part le niveau de grés quartzitique est bien daté dans la moitié E de la zone étudiée, parce qu'il est encadré par desgisements de graptolites qui indiquent un âge Llandovery moyen pour les niveaux inférieurs aux quartzites et un âge Llandovery supérieur pour les niveaux supérieurs.

Si l'on se déplace vers l'W les gisements fossilifères deviennent plus rares, mais celui de Servoy, qui se situe au-dessous des quartzites nous démontre que ceux-ci deviennent plus récents à l'W.

La faune de Servoy serait Wenlock supérieur pour ROMARIZ (1969) et Tarannon ou Wenlock inférieur pour Willefert (MATTE, 1968), mais dans tous les cas postérieure à celle des gisements plus à l'E.

Cette conclusion est confirmée par un autre fait: dans la partie orientale le niveau de volcanites acides se situe surtout au-dessus des quartzites supérieurs mais dans la partie occidentale le même niveau se trouve stratigraphiquement au-dessous des quartzites.

On obtient ainsi une image paléogéographique cohérente, avec des faciès regréssifs de plus en plus anciens quand on se déplace vers la zone d'alimentation.

Si nous considérons maintenant ce qui se passe dans une transversale N-S nous constatons que le niveau de quartzites est d'âge anté-Llandovery supérieur et que les volcanites acides sont supérieurs à ce niveau à la fois dans la zone centro-transmontaine et dans le Domaine du Douro inférieur.

Dans la zone Péritransmontaine les quartzites supérieurs sont postérieurs aux volcanites acides, et doivent donc être plus récents, par analogie avec ce qui se passe

dans la transversale E-W. Étant donné que cette zone représente un domaine plus profond que les zones limitrophes il est logique que l'épisode regréssif y soit plus tardif que dans les domaines plus littoraux qui la bordent.

Dans le Tableau II nous synthétisons les données relatives à la stratigraphie du Précambrien supérieur et Paléozoïque de Trás-os-Montes oriental.

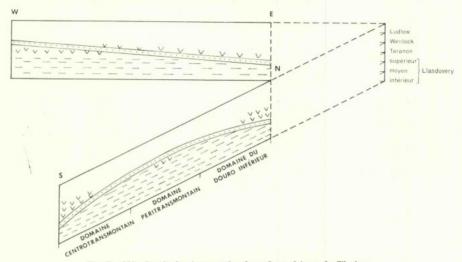


Fig. 8 — Métachronie du niveau repère des grès supérieurs du Silurien.

4.3. Comparaison avec les séries de régions voisines

Plusieurs auteurs (MATTE, 1968; BARD et all., 1971) ont déjà comparé les séquences que l'on observe dans le Nord-Ouest de la Péninsule ibérique avec d'autres segments de la chaîne hercynienne, notament avec le Massif Armoricain. Nous ne reviendrons donc pas sur ce point.

La séquence que l'on trouve dans le Domaine du Douro inférieur se retrouve à l'Est et au Nord de Trás-os-Montes, dans la région de Alcañices-Puebla de Sanabria-Truchas (FERRAGNE, 1972; MARTINEZ GARCIA, 1973).

En effet on y observe la succession suivante, de bas en haut:

- Orthogneiss de Viana del Bollo (= orthogneiss de Miranda do Douro);
- Ollo de Sapo à grain grossier puis à grain fin (= paragneiss de Miranda do Douro):
- grés armoricain inférieur (= quartzites inférieurs);
- schistes intermédiaires (= schistes intermédiaires);
- grés armoricain supérieur (= quartzites supérieurs);
- schistes supérieurs, probablement du Llandeillo (= formation schisteuse);
- tilloïdes de la partie inférieur du Silurien, dans la région au NE de Vérin (= tilloïdes du secteur de Seixas, au NW de Vinhais);
- schistes à intercalations de calcaires (= schistes à intercalations de calcaires du secteur de Moimenta);

- grés quartzitique parfois conglomératique (= grés quartzitique);
- schistes lie-de-vin ou ampélites du Wenlock supérieur (= ampélites Wenlock supérieur du secteur de Guadramil); dans certains secteurs (Synclinal de Truchas, Synclinal de Alcañices) on trouve des intercalations de volcanites acides et basiques (= formations volcaniques supérieures au grés quartzitique);
- Flysch schisto-grauwackeux au Nord de Alcañices, à Végétaux (= schistes et grauwackes culminants à Végétaux du secteur au NE de Bragança).

La séquence typique de la zone péritransmontaine se retrouve:

a) — Dans la région de Vérin (MATTE, 1968; FERRAGNE, 1972).

Dans cette région on trouve le prolongement de l'unité centro-transmontaine et péritransmontaine qui enveloppe le Massif de Bragança.

La succession correspond exactement à celle que l'on trouve dans le NW du domaine étudiée.

- b) Dans la plus grande partie du Trás-os-Montes occidental on retrouve les faciès de la zone péritransmontaine (schistes charbonneux, lydiennes, quartzites supérieurs, volcanites acides). Les quartzites supérieurs deviennent progressivement plus réduits quand on marche vers l'W, ainsi que les épisodes volcaniques acides.
- c) Dans la région de Celanova, où l'on trouve des porphyroïdes, des ampélites, des quartzites intercalés dans les schistes variés (FERRAGNE, 1972).

La séquence type de la zone centro-transmontaine ne se trouve que dans la proximité immédiate du Massif du Cabo Ortegal (MATTE, 1968; DEN TEX et FLOOR, 1971), et on peut distinguer, de bas en haut:

- quartzites;
- schistes à chlorite et lie-de-vin, tufs rhyolitiques, calcaires, lydiennes avec faunes du Llandovery supérieur = complexe volcano-siliceux, avec faunes du Llandovery supérieur;
- complexe de schistes verts, métagrauwackes conglomératiques, métaspilites, métavariolites, phyllades et calcaires à faunes du Silurien supérieur ou Dévonien inférieur = schistes verts et quartzophyllades culminantes; dans ce complexe on trouve les inclusion de métagabbros, diabases et serpentinites = péridotites et flasergabbros, qui sont souvent inclus aussi du même niveau.

Pour les auteurs cités (DEN TEX et Floor, 1971) les gabbros et les serpentinites sont associés au complexe volcano-sédimentaire spilitique et tout l'ensemble correspond à un cortège ophiolitique. Sans vouloir écarter cette hypothèse séduisante il faut signaler que à Trás-os-Montes nous manquons d'arguments en ce sens et on ne peut qu'affirmer que l'association péridotites-flasergabbros a été mise en place tectoniquement pendant la première phase hercynienne.

TECTONIQUE

5. GENERALITÉS

5.1 Introduction

Le NW de la Péninsule Ibérique appartient, au point de vue tectonique, à la Chaîne Hercynienne.

En effet tous les terrains ont subi des déformations plus ou moins importantes avant le dépôt du Trias.

D'autre part on remarque que les structures hercyniennes dessinent une virgation à déversements convergents, complète à l'Est dans les Asturies, moins complète à l'Ouest, dans le Nord du Portugal et en Galice. Ainsi dans ce secteur les structures passent progressivement de la direction N-S, sur la côte nord de Galice à la direction E-W dans le Sud de Trás-os-Montes.

Dans notre région la regularité de la virgation est perturbée pour des causes que nous essayerons d'expliquer plus tard, mais,dans l'ensemble on assiste à l'inflexion partielle des structures qui passent de NW-SE a E-W quand on se deplace vers l'E. Cette virgation, est clairement exprimée dans les cartes d'ensemble de la Péninsule et fut dejà notée par SUESS; elle est un des traits essentiels de ce fragment de la chaine hercynienne d'Europe.

Un autre trait majeur est donné par la differenciation en zones tectoniques, plus au moins parallèlles aux zones palégéographiques definies ci-dessus. Ainsi on peut afirmer d'une façon très générale, qu'il ya augmentation des phénomènes de déformation, métamorphisme et plutonisme hercyniens vers l'Ouest et le Sud-Ouest, perpendiculairement aux structures. D'autre part le déversement des accidents tectoniques (plis, nappes, chevauchements) se fait vers le centre de la virgation. Ces faits permettent de considérer dans la chaîne des zones externes à l'Est et des zones internes, à l'Ouest; dans celles-ci dominent les terrains métamorphiques du Précambrien et du Paléozoïque inférieur, dans celles-là les terrains peu ou pas métamorphiques du Paléozoïque supérieur (MATTE, 1968).

Le secteur en étude se situe en pleines zones internes (Fig. 9).

Du point de vue tectonique on peut considérer deux grands ensembles dans les terrains métamorphiques qui composent le domaine étudié.

Le premier ensemble correspond à toutes les séquences d'âge Précambrien supérieur ou Paléozoïque qui ont subi uniquement les effets de l'orogénése hercynienne, parfois très intense.

Le second groupe correspond aux terrains inclus dans les Massifs de Morais et Bragança, et qui présentent une structure encore plus complexe que celle du premier groupe. Étant donné que l'âge de ces terrains et leur position structurale ne peuvent pas être établis par les méthodes directes, on ne peut pas exclure qu'il y ait superposition de la tectonique hercynienne à des deformations plus anciennes, d'age précambrien ou hercynien plus précoce, ce qui expliquerait justement la complexité de la structure de ces Massifs.

Dans ces conditions il est plus logique de commencer par aborder l'étude de la déformation hercynenne dans les terrains monocycliques du premier groupe.

Après avoir défini les caractères géométriques de la déformation hercynienne nous pourrons ensuite reconstituer les effets de phases de déformation anté-hercyniennes dans ces terrains. Les évènements anté-hercyniens n'ont jamais atteint l'intensité de la tectonique hercynienne, ne se traduisant donc pas par une véritable orogénese. D'autre part les effets des évènements anté-hercyniens ont été très obliterés par l'orogénèse hercynienne et on ne peut les mettre en évidence que par des méthodes indirectes.

Ensuite nous pourrons attaquer le problème de la structure des Massifs de Morais et Bragança en essayant de reconnaitre les effets de la tectonique hercynienne commune aux terrains encaissants et les reliques d'évènements tectoniques plus anciens et leur âge.

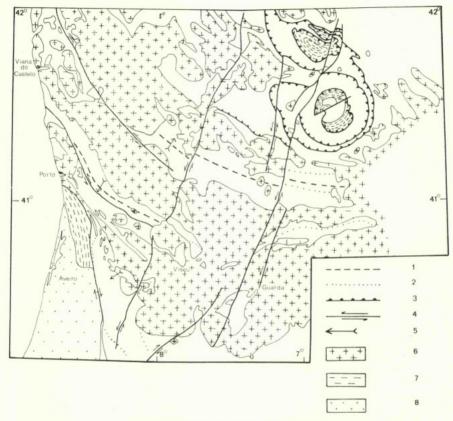


Fig. 9 - Carte Tectonique du Nord du Portugal.

1—trace d'anticlinal; 2—trace de synclinal; 3—chevauchement; 4—décrochement; 5—sens de déversement des plis de première phase; 6—granitoïdes hercyniens; 7—socle précambrien polymétamorphique; 8—ccuverture post-hercynienne.

L'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental est complétée par un aperçu des relations entre la tectonique et les autres phénomènes de dynamique interne qui constituent l'orogénèse hercynienne (métamorphisme régional et magmatisme) et par l'établissement d'une chronologie des déformations.

Nous avons réalisé des observations à toutes les échelles. En effet dans une région intensément déformée comme celle de Trás-os-Montes oriental les méthodes classiques

de la tectonique doivent être accompagnées par l'aplication de l'Analyse structurale à l'échelle mésoscopique, macroscopique et microscopique (Turner et Weiss, 1963). D'autre part dans une region qui se révéle si riche en accidents tectoniques à l'échelle mésoscopique, ceux-ci jouent un rôle essentiel dans l'interprétation cinématique des structures (RAMSAY, 1967, PATERSON et Weiss, 1961). Ainsi nous avons réalisé un étude systématique des structures planaires (KNILL, 1960; RICKARD, 1961; Wilson, 1961), linéaires (CLOOS, 1952; CLIFFORD et all., 1957; TURNER et Weiss, 1963) et des plis (Fleuty, 1964; Wilson, 1967; RAMSAY, 1967). Nous avons essayé de grouper ces accidents d'après leurs relations chronologiques (RAMSAY, 1958a, b, 1960, 1961, 1962a, 1967; Weiss, 1955, 1959; MATTAUER, 1973). La nomenclature utilisé pour décrire ces accidents est celle de RAMSAY (1967).

5.2. Grandes unités structurales

La tectonique hercynienne de Trás-os-Montes oriental se caractérise par la présence de phases de déformation superposées. La structure que l'on observe actuellement intègre donc les effets de chacune des phases. Les caractères géomètriques et cinématiques des structures de chaque phase dépendent ainsi de la position des surfaces de référence avant chaque phase et ces mêmes structures ont été ensuite modifiés par des phases postérieures.

Pour reconstituer la situation à la fin de chaque phase de déformation il faut donc éliminer l'influence des phases postérieures; dans ces conditions il faut considérer d'abord les effets des phases plus récentes et procéder donc a une annalyse regréssive en partant des stades d'évolution plus récents vers les plus anciens.

Comme nous verrons par la suite, on constate que le clivage primaire est la structure plus pénétrative dans le domaine étudié. On peut donc s'en servir comme surface repère pour étudier les effets des déformations postérieures à la première phase, qui a justement produit le clivage primaire.

La simple cartographie du clivage primaire montre que cette surface a subi une série d'ondulations, généralement à grand rayon de courbure. On peut ainsi mettre en évidence l'existence de antiformes et synformes du clivage primaire. L'atribution des différents accidents aux différentes phases résulte de l'application de critères chronologiques aux figures d'interférence à l'échelle macroscopique et mésoscopique (Turner et Weiss, 1963; Ramsay, 1967).

Il résulte des considèrations antérieures que la distinction des structures de chaque phase ne peut être purement descriptive, mais implique déjà une interprétation de l'ensemble de la tectonique du secteur étudié. On peut distinguer les phases suivantes:

La première phase, qui est la plus importante, engendre l'essentiel de la structure; elle a atteint tous les sédiments du cycle hercynien (Précambrien superieur et Paléozoïque) et s'accompagne de la formation du clivage primaire qui correspond à une réorganisation structurale intime.

La deuxième phase se traduit par un plissement du clivage primaire produit pendant la première phase, qui dessine des cuvettes épousant les contours des massif de Morais et Bragança; en même temps se produisent des chevauchements de style cassant et des structures mésoscopiques localment très pénétratives.

La troisième phase se traduit par la formation de plis à plan axial subvertical qui dessinent une virgation plus ou moins parallélle à celle de la première phase; la déformation qui l'accompagne est moins intense et moins pénétrative que celle des phases antérieures.

Les phases tardives se traduisent par un serrage encore moins intense et trés localisé.

Dans la région étudiée on peut considérer plusieurs unités structurales (consulter carte des structures macroscopiques). Ainsi du Nord ou Sud on distingue:

1) - Antiforme de la bande de l'Ollo de Sapo.

La bande de l'Ollo de Sapo correspond a un antiforme F_3 qui se suit depuis la côte galicienne jusqu'à la région de Sanabria. Il affecte des plis couchés F_1 de grande amplitude au N mais quand on se déplace vers le SW cette tectonique tangentielle devient beaucoup moins intense (MATTE, 1968).

Toute la région au Nord de Trás-os-Montes apartient au flanc SW de cet antiforme, la couverture paléozoïque de l'Ollo de Sapo montre une série de plis F₁, deversés au NE, le plan axial de ces plis a été basculé pendant la formation de l'antiforme mais les plis étaient généralement déversés et non pas couchés.

2) — Bassin de Gragança — Synforme de Alcañices.

La structure de cette unité varie de pert et d'autre d'un grand accident que nous nommerons décrochement de Gimonde-Santa Comba de Rossas.

À l'W de l'accident on trouve le Bassin de Bragança. Il est limité au Nord-Est par une série d'accidents chevauchants qui aménent en superposition anormale les terrains du Domaine transmontain sur la couverture paléozoïque de l'Ollo de sapo, qui appartiennent encore à la zone de Galice orientale. Il s'agit donc d'une branche du chevauchement transmontain. Dans le secteur compris entre Mofreita et Aveleda ce chevauchement correspond à une zone de mélange tectonique, avec des lambeaux de série transmontaine, de terrains du Massif de Bragança et flasergabbros et péridotites hercyniennes. Le Bassin de Bragança est affecté par une série de plis F₃; on peut distinguer du NE au SW, parmi les plus importants: le synforme occupé par le massif Parâmio-Baçal; l'antiforme de Monte Ladeiro, qui fait apparaître la série transmontaine; le synforme occupé par le massif de Bragança-Vinhais.

L'effet de ce plissement se traduit par la forme, allongée dans la direction NW--SE, du Bassin.

Le Bassin est limité au SW par un chevauchement de l'unité centro-transmontaine sur l'unité péritransmontaine.

 \Breve{A} l'E du décrochement de Gimonde-Santa Comba on distingue le synforme de Rio Frio-Alcañices, l'antiforme de Avelanoso et le synforme de Angueira. Ce sont des plis \Breve{F}_3 qui affectent le chevauchement péritransmontain sur son passage, ainsi que divers plis couchés \Breve{F}_1 , dont le flanc inverse ne dépasse pas géneralment 1 km, de direction NW-SE à W-E et déversés vers le Nord.

3) - Antiforme de Chaves-Miranda do Douro.

Il s'agit d'un pli F_a qui sépare les Bassins de Bragança au NE et Morais au SW. Le coeur de la structure est occupé par des massifs de granite variés qui deviennent plus étendus vers le NW.

Dans sa partie NW le pli effecte les plis couchés F_1 , dans les terrains de l'unité péritransmontaine, de direction moyenne NW-SE, déversé au NE; le flanc inverse de ces plis ne dépasse pas géneralement $1 \, \mathrm{km}$.

Dans la partie SE le pli affecte le chevauchement péritransmontain puis les terrains du domaine du Douro inferieur en faisant apparaître le socle précambrien dans la région de Miranda do Douro.

4) - Bassin de Morais.

Le centre du bassin de Morais est occupé par le Massif de Morais. Autour de ce massif se succèdent trois unités separées par des chevauchements dus à la deuxième

phase de déformation; ce sont, de l'intérieur vers l'extérieur les unités centro-transmontaine, intermédiaire et péritransmontaine.

Le chevauchement le plus extérieur — péritransmontain sépare toutes ces unités, qui appartiennent a la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes, du domaine du Douro inférieur.

Comme nous verrons par la suite à l'intérieur du chevauchement péritransmontain les plis sont toujours couchés, dessinant des virgations à déversements divergents à partir du Massif de Morais. Quand on s'éloigne de ce massif les plis reprennent progressivement la direction moyenne NW-SE et le déversement vers le NE qui caractérisent ce secteur de la virgation.

Le bord W du Bassin de Morais est affecté par le synforme F_3 de Mascarenhas. Encore plus à l'W on trouve, dans l'unité péritransmontaine, un empilement de plis couchés courbes recoupés par des chevauchements. Cet ensemble chevauche à son tour la zone du Douro inférieur.

Au Sud et à l'Est du chevauchement péritransmontain on trouve du Sud au Nord un domaine de plis à plan axial subvertical, un domaine à plis déversés et un domaine à plis couchés; l'ensemble est affecté par des plis F_a dont l'amplitude augmente vers le SE. La direction des plis F_1 est variable: dans le domaine des plis déversés et couchés, ils dessinent une virgation; ainsi ils passent de la direction E-W, à déversement vers le Nord à la direction NE-SW, paralléle au bord du bassin de Morais, et à déversement vers le NW, pour reprendre la direction E-W dans le domaine de plis droits. La structure la plus importante dans ce domaine correspond a un anticlinorium de première phase dont le coeur est occupé par le granite de Carviçais-Larinho, qui constitue la limite S de la région étudiée.

6. DÉFORMATION HERCYNIENNE DANS LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE

6.1. Sur la notion de phase tectonique

La notion de phase de déformation a été introduite en tectonique sur des bases factuelles établies dans deux domaines bien distincts. D'une part on droit considérer les resultats obtenus par les tectoniciens qui travaillaient dans les niveaux structuraux supérieurs, largement representés dans les zones externes des chaînes de montagnes. Dans ces domaines la sédimentation a été presque continue pendant la tectogénèse, celle-ci étant enregistrée par de nombreuses discordances. Le problème central consistait à situer ces discordances dans l'échelle stratigraphique, problème que STILLE et ses disciples ont essayé de résoudre, en dégageant ainsi les périodes successives de construction d'une chaîne.

D'autre parte on doit considérer les données accumulées par les tectoniciens qui travaillaient dans les niveaux structuraux plus profonds, qui se situent généralement dans les zones internes des segments déformés. Ici manquaient les repères stratigraphiques, mais se developpaient, par contre, dans toute sa richesse et sa variété, les marques de la déformation intime des roches. Trés tôt (1850/1900) quelques générations de géologues dans différents pays apprirent à interpréter ces marques (SHARPE, SORBY, VAN HISE, etc.) et a les relier aux structures majeures qui ressortaient non seulement des panoramas dans le chaînes sculptées avec plus de vigueur par l'érosion mais aussi de la cartographie des chaînes arrasées (ARGAND, WEGMANN, 1910/30). Presque ensuite on a reconnu (CLOUGH et ses successeurs, 1890-1915) que les structures (plis, clivage associé) appartenant àà un systhème pouvaient être déformés par

un épisode posterieur, qui s'accompagnait de la création de nouvelles structures. On arrivait ainsi à la conclusion qu'un cycle tectonique pouvait être decomposé en une séquence de déformations spasmodiques. Le point de vue géométrique et cinématique confirmait la perspective histórique dans l'étude des chaînes de montagne et chaque épisode de la déformation responsable pour la génèse d'un sous-ensemble de structures était dénommée «phase tectonique».

Dans quelques secteurs privilégiés des chaînes, on arrivait même à établir la corrélation entre la chronologie des structures déduite de leur géométrie et la chronologie des mêmes structures déduite des rapport stratigraphiques: c'est à dire, à dater les phases. La détermination des âges isotopiques des évènements métamorphiques et magmatiques, quand on peut les relier aux évènements tectoniques, s'est revélée trés utile de ce point de vue et sera sans coute un outil de travail encore plus précieux dans l'avenir.

La conception «catastrophique» sous jacente à la définition de «phase tectonique» a été soutenue par l'école de Stille et synthetisée par la publication du catalogue des phases tectoniques. L'aplication de ce catalogue à la chaîne hercynienne du Portugal a été proposée surtout par Carrington da Costa et a donné lieu à de maintes discussions entre les géologues portugais (Teixeira, Cotelo Neiva) dans les années 1940-1950.

Cependant cette conception de phases tectoniques discontinues et universelles a été sérieusement ébranlée à partir justement de la révision des données histofiques et géométriques sur lesquelles elle se basait.

Beaucoup d'auteurs ont repris le problème de la datation des phases tectoniques à partir des discordances et ont conclu que «orogeny... is neither, sharply spasmodic, the spasm being separated by longer periods of calm, nor smoothly continuous but is a sort of random walk produced by forces deeper in the Earth» (RODGERS, 1971, pag. 1171).

Cette conception d'orogénie s'accorde beaucoup mieux avec les données récentes obtenues à partir de la Tectonique de Plaques; selon cette théorie les épisodes orogéniques résultent de discontinuités locales, dans le temps et l'espace, de champs de vecteurs — vitesse de déplacement des plaques — qui évoluent par ailleurs de façon continue.

En même temps l'introduction des méthodes quantitatives rigoureuses en annalvse structurale, couronée par l'ouevre de J. Ramsay (1967), permettait d'établir les critères d'interprétation des plissements superposés (RAMSAY, 1967, pag. 518-20). En effet on peut se demander si la séquence de phases tectoniques, établie dans un secteur restreint, et habituellemente notée F1, ..., Fn résulte de periodes de compression separés par periodes de relaxation de contraintes ou si elle résulte de plissement successifs pendant une déromation progressive unique. D'autre part le problème de corrélation de cette séquence avec d'autres établies dans des régions voisines comporte souvent beaucoup d'incertitudes et d'ambiguités, car les phases tectoniques migrent dans le temps, changent de style et de nature et peuvent ainsi interferer d'une façon très complexe. Ainsi, par similitude avec les pratiques lithostratigraphiques, certains auteurs préfèrent donner des nons locaux, chacun indiquant un secteur ou la phase en question et bien mise en évidence (Tobisch et all., 1970). Pour d'autres auteurs la notion de «régime de déformation» (HARLAND and BAYLY, 1958; DEWEY, 1969) permet de saisir mieux la complexité des déformations superposées: celles-ci résultent d'une multitude de trajectoires possibles par raports à un systhème de tensions avec des compossantes verticale, longitudinale, c'est à dire paralléle aux strutures régionales, et transversales. Ainsi «Although the D₁ Dn notation is a convenient form for describing the sequence of visible bulk strains in any one region the writer suggest that these designations represent nodal points in a stress-strain continuum in logical sequence depending mainly on structural level. For this reason, strain regines may be diachronous, depending on the local vertical, horizontal and lateral stress» (Dewey, 1969, pag. 331).

C'est en tenant compte de toutes ces limitations que nous emploierons la sucession F_1 ... Fn pour exprimer le caractère polyphasé de la déformation hercynienne.

6.2. Première phase de déformation

La première phase hercynienne représente l'évenement tectonique principal pour le chaîne. Elle affecte tous les terrains qui occupent l'emplacement des zones internes et est responsable, en grande partie de la structure actuelle de la chaîne, notamment de la virgation qui dessinent les plis (MATTE, 1968).

Dans le secteur en étude la déformation s'effectue comme nous le verrons ensuite dans les conditions qui caractérisent le niveau structural inférieur (MATTAUER, 1967, 1973), c'est ce qui explique le style de la déformation, qui est pénétrative, souple et s'effectue à toutes les échelles, en se différenciant ainsi des phases postérieures, qui au contraire, peuvent épargner certains domaines et s'accompagner de discontinuités.

En effet, dans les conditions de pression et température qui régnent dans le niveau structural inférieur les roches fluent, et la déformation s'accompagnent de métamorphisme, il se produit une réorganization structurale intime.

La première phase de déformation se traduit par la formation de plis à plusieur échelles. La surface plissée, c'est à dire la stratification, montre plusieurs ordres de taille de plis (RAMSAY, 1967, pag. 354/5).

Ainsi par ordre descendant on peut distinguer les plis de premieur ordre, d'amplitude kilométrique ou supérieure, visibles seulement à l'échelle de la carte; les plis de deuxième ordre, d'amplitude hectométrique, visibles dans les affleurements continus et mieux exposés; les plis d'amplitude métrique et au dessus visibles dans les affleurements plus réduits ou dans les échantillons, finalement les plis d'amplitude millimètrique on au dessus, visibles au microscope.

Les plis s'ordonnent suivant le schéma bien connu: le pli d'un ordre donné peut être consideré comme un repli de l'ordre immédiatement au dessus. En annalysant les plis d'ordre successifs dans le sens ascendant on arrive donc à localiser les plis de premier ordre.

Les plis de première phase sont à toutes les échelles, accompagnés d'un clivage de plan axial ou en éventail, qui devient dans de larges secteurs, la surface la plus visible sur le terrain.

6.2.1. Structures macroscopiques

Les plis macroscopiques montrent des variations de style et d'orientation qui permettent de les grouper en 3 Domaines principaux, compte tenu de l'effet des phases postérieures (voir Carte des Structures Mésoscopiques S₁, Figure annexe):

— Domaine des plis à plan axial subvertical. Dans ce domaine les plis macroscopiques sont cylindriques (Wegmann, 1929; Wilson, 1967), à plan axial subvertical, assez serrés et à symétrie orthorrombique; l'amplitude du plissement de premier ordre est généralement kilométrique.

- Domaine de plis couchés.

Dans ce domaine les plis, isoclinaux et très serrés, ont un plan axial subhorizontal, l'amplitude du plissement de premier ordre est généralement kilométrique. Les charnières des plis peuvent devenir courbes à plusieurs échelles.

- Domaine de plis déversés.

Ce domaine fait la transition entre les deux types précédents; les plis ont un plan axial incliné; ils sont déversés, avec un flanc normal long et un flanc court inverse. Si l'on regarde maintenant la position des différents domaines par rapport aux

zones définies précédemment on constate que:

- La zone Transmontaine est intégralement comprise dans le domaine des plis couchés;
- 2) Dans la zone du Douro inférieur se succèdent du Sud vers le Nord: un domaine de plis à plan axial subvertical, un domaine de transition avec plis déversés, un domaine de plis couchés dans le prolongement de la zone Transmontaine et un domaine de plis déversés.

En tenant compte de l'allure générale des macrostructures dans le NW Péninsulaire on peut se rendre compte que la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes et les secteurs situés dans leur proximité immédiate sont caracterisés par l'existence de plis majeurs difficiles à suivre sur de longues distances et montrent une variation de leur géométrie le long des axes. Ils s'opposent ainsi à d'autres zones (Ouest- Asturienne-Léonienne, de Galice Orientale et Centro-Ibérique) où les plis majeurs, cylindriques, peuvent se suivre sur des dizaines et parfois des centaines de kilométres.

6.2.2. Structures mesoscopiques

La première phase de déformation se traduit à léchelle mésoscopique par la formation de:

- Plis mésoscopiques;
- Clivage primaire;
- Structures linèaires.

6.2.2.1. Plis mésoscopiques et clivage associé

Les plis de la première phase montrent des styles variés, mais avec une caractéristique commune qui permet de les distinguer des plis dûs aux autres phases; c'est la présence d'un clivage primaire de plan axial ou disposé en éventail par rapport aux plis (Pl. 5/Pl. 11; Pl. 49-1, 53-3, 54-1; 61-2, 61-4, 69-1).

L'aspect de ce clivage primaire est variable et on peut distinguer plusieurs types:

- Clivage schisteux (slaty cleavage): il y a une orientation preférentielle des contours des grains en général et en particulier des cristaux tabulaires des phylossilicates, il se forme ainsi un fabric planaire uniformément developpé à travers tout le matériel rocheux (RAMSAY, 1967, pag. 177).
- Clivage schisteux incipient la roche est divisée en microlithons (DE SITTER, 1954) où les minéraux ne présentent pas d'orientation préferentielle, séparés par des fractures où par des zones de dislocation où les minéraux sont réorientés. Ce type de clivage se trouve dans les roches incompétentes, où il représente un stade initial du développement du clivage schisteux, développement qui s'est arrêté avant que les roches recristalisent complètement (BOSCHMA, 1963, pag. 107). Si la roche déformée est également fissile le long de la stratification et du clivage elle donne un débit en crayons (pencil cleavage) caractéristique.

Clivage de fracture — la roche est divisée en microlithons où les minéraux ne sont pas réorientés, séparés par des plans de clivage où se trouve la majeure partie des phylossilicates. Ce type se trouve dans les roches compétentes, qui contiennent peu ou pas de micas.

Clivage de crénulation primaire—la roche est divisée en microlithons à l'intérieur desquels on trouve un clivage paralléle à la stratification qui dessine des microplis, admettant le clivage comme plan axial (Helm, 1969, pag. 589; Pl. 13-1; 62-1). Ce clivage paralléle à la stratification (bedding cleavage) a pu être originé pendant les stades précoces du plissement quand le mécanisme de la déformation correspond au glissement par flexion.

Le clivage schisteux est caractéristique des roches qui ont subi une recristalisation faible, ardoises, phyllades, si le degré de métamorphisme augmente on passe graduellement à la schistosité des micaschistes et à la foliation des gneiss, qui ont donc la même signification mécanique que le clivage schisteux.

La variabilité de style du clivage primaire peut s'expliquer par les considerations suivantes: Supposons qu'une pile de sédiments soit comprimée pour la première fois. Nous pouvons trouver à différents niveaux de la colonne sédimentaire des roches dans les stades variables de diagénèse, depuis des membres déjà indurés jusqu'aux sédiments mous encore gorgés d'eau.

D'autre part nous savons que le clivage schisteux n'apparait que quand la déformation dépasse un seuil estimé à 30 % de raccourcissement (Cloos, 1947; RAMSAY. 1967). Dans un matériel comprenant des strates de viscosité différente tout pli à clivage de plan axial passe donc d'abord par un stade primitif de flexion. Nous savons aussi que la Pression et Température s'élevent quand on descend dans la colonne de sédiments, et influencent donc différemment la cristalisation de minéraux néoformés. Dans ces conditions le clivage primaire peut suivre deux lignées fondamentalement différentes (Maxwell, 1962). Dans les sédiments peu évolués des zones plus elevées de la colonne l'application rapide de la contrainte technique induit probablement des pression d'eau dans les pores anormalement élevées, qui s'approchent de la pression lithostatique. La friction interne est donc drastiquement réduite, et la rotation des grains de minéraux, accompagnée par un transport en masse parallèlement aux plan axiaux des plis qui se developpent, produit le haut degré de orientation preférentielle de minéraux qui caractérise les roches à clivage schisteux. L'échappement de l'eau des pores dans un stade ultérieur de la déformation, facilité par l'orientation paralléle des minéraux, aide probablement la recristalisation des minéraux argileux (MAXWELL, 1962, pag. 281). Ce processus d'origine du clivage schisteux est donc purement mécanique, sans intervention de métamorphisme régional, et étroitement lié à la deshydratation des sédiments. Il est prouvé par l'injection de filons de grés parallélement au clivage schisteux et par la composition des minéraux qui matérialisent le clivage schisteux (illite, chlorite) indiquent une température dans le domaine de la diagénèse (MAXWELL, 1962).

Dans les roches sédimentaires plus évoluées et déjá deshidratées au moment de la compression, situées à des niveaux plus profonds, les conditions de pression et température plus sévères impliquent que la recristalisation des minéraux, s'est realisé dés le début de la déformation. Pendant le stade flexural de la déformation la recristalisation est mimétique de la stratification produisant donc un clivage paralléle à celle-ci. Au fur et à mesure que la flexion devient bloquée la déformation s'accomplit par mouvement le long des plans de clivage, et on obtient une crénulation primaire, accompagnée de différentiation métamorphique. La stade ultime peut être representé par un clivage schisteux qui oblitère presque complêtement de clivage parallèle à la stratification, sauf dans les secteurs qui correspondent à des zones de charnières isolées où le clivage parallèle à la stratification peut encore être observé (Helm, 1969, pag. 589).

Dans ce cas l'origine du clivage schisteux est étroitement liée au métamorphisme régional, résultant à la fois d'une réorientation des particules cristalines et d'une recristalisation des phylossilicates.

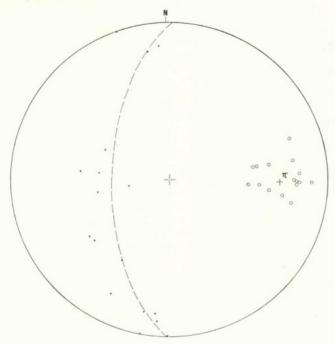


Fig. 10 — Diagramme π de l'anticlinal dans la formation quartzitique de l'Ordovicien à l'W de Ferradosa.

La linéation d'intersection du clivage primaire et de la stratification (petits cercles) est statistiquement parallèle à l'axe du pli macroscopique (π), determiné à partir des pôles de la stratification (points).

6.2.2.2. Linéations et structures linéaires

En adoptant la terminologie de Turner et Weiss (1963, pag. 101-104) on trouve des types suivants de linéations et structures linéaires.

1 — Linéations d'intersection

Il s'agit des linéations d'intersections de la stratification (S_0) et du clivage primaire (S_1) , qu'on peut noter L_1 $(S_0 \, S_1)$.

L'aspect de ces linéations dépend du rôle relatif de la stratification et du clivage primaire comme plans de fissilité de la roche. Si le clivage primaire est plus effectif, la linéation se présente comme la trace de la stratification dans ce clivage et elle est d'autant plus visible que la lamination sédimentaire est plus nette, c'est à dire,

qu'elle correspond à deux types lithológiques plus distints (schistes et grés, par exemple). Si le clivage et la stratification sont des plans de fissilité a peu prés égaux, la roche se débite en crayons comme dans ce cas des roches presentant un clivage schisteux incipient, par exemple les phyllites de l'ordovicien moyen et ceux de complexe de schistes et grauvackes; ceux-ci donnent des crayons qui peuvent atteindre $200~\rm cm \times 2~cm \times 4~cm$ et qui sont utilisés comme supports de vignes dans le vignoble de Haut-Douro. Enfin si la stratification est le plan de fissilité maximum, parce que la roche est compétente et le clivage fruste on obtient des meneaux de stratification. Étant donné que le clivage primaire est de plan axial des plis ou dessine un éventail par rapport à ce plan axial la linéation d'intersection est paralléle à l'axe du pli (Fig. 10).

Dans les séries qui ont subi une transposition de la stratification, la linéation d'intersection s'observe beaucoup plus fréquemment que les charnières eux-mêmes et on devine donc l'interêt tectonique de ce type de linéation.

La stratification peut être plissée à une échelle microscopique et l'aspect mésoscopique qui en résulte est alors celui d'une corrugation mineure de la stratification, donc l'axe est évidement paralléle à la linéation d'intersection.

2) - Linéation d'étirement des objects anté-tectoniques.

Les objects anté-tectoniques montrent souvent une tendance à l'orientation préferentielle de leur plus grande dimension ou à l'alignement selon une direction préférentielle. Il en résulte une linéation d'étirement.

Les objects qui définissent cette linéation sont de plusieures types:

- Tâches de rédution (Pl. 14-1; Pl. 14-4);
- Pisolites dans les types volcanique du type chaladoizite («bird's-eye tuffs»);
- Fragments de roches dans les conglomérats, les aglomérats et tufs volcaniques et les grauwackes (Pl. 15-1);
- Porphyroclastes de minéraux ou agrégats de minéraux résiduels dans certaines roches volcaniques (porphyroïdes, schistes verts, métadiabases);
- Fibrosité d'étirement («stretching fiber- ou longrain) qui est due à l'élongation ou à l'alignement des grains qui composent la matrice des roches (Pl. 16-4).

3) - Linéation d'alignement des minéraux néoformés.

Les minéraux néoformés pendant le métamorphisme régional peuvent aussi montrer une tendance à l'orientation preferentielle de leur plus grande dimension ou à l'alignement selon une direction preferentielle.

Dans le cas de minéraux syntectoniques l'orientation preferentielle est due à la cristalisation sous contrainte. Cependant étant donné que les minéraux ne sont pas antérieurs à la totalité de la déformation mais à une partie seulement de celle-ci la linéation résultante sera parallèle à la lineation d'étirement des minéraux anté-tectoniques uniquement dans le cas d'une déformation de symmétrie non-triclinique.

Dans le cas de minéraux post-tectoniques l'orientation preferentielle est due à la cristalisation mimétique d'une structure linéaire dont la nature doit être determinée par ailleurs.

L'interprétation des linéations minérales necéssite donc d'une bonne connaissance des relations métamorphisme-déformation.

6.2.2.3. Aspect des structures mésoscopiques dans les différents types lithologiques

La structure planaire (clivage primaire) et les structures linéaires cinématiquement actives (linéation d'étirement et linéation d'alignement) correspondent à des effets de la déformation sur la structure originelle des roches, c'est à dire le fabric des tectonites. On doit les considerer comme deux aspects d'un seul phénomène et c'est pourquoi beaucoup d'auteurs (FLINN, 1965, 1967; RAMSAY, 1967) les groupent ensemble dans le systhème L-S.

Ainsi les différents types lithologiques présentent une structure qui résulte de l'empreinte de la déformation et du métamorphisme qui l'accompagne sur une texture originelle plus ou moins conservée et qui réflète la genèse de chaque type.

Nous décrirons brièvement les différents aspects du fabric tectonique dans les divers types lithologiques.

Les roches de la séquence pélitique (ardoise, phyllades, micaschistes) presentent un clivage primaire défini par les phyllosilicates; le quartz peut présenter une orientation préfèrentielle dimensionelle et ou réticulaire. Dans certains secteurs se manifeste une fibrosité d'étirement dans les facies de bas degré de métamorphisme, si celui-ci augmente une linéation d'alignement de minéraux, biotite surtout, se manifeste, qui est mimétique de la linéation d'étirement.

Les roches détritiques à grain plus grossier (grauwackes, psammites) présentent un clivage primaire défini par les phyllosillicates de la matrice et l'aplatissement des porphyroclastes de minéraux ou agrégats détritiques; au fur et à mesure qu'augmente l'intensité de la réformation augmente aussi la contribution pour la matrice des fragments à grain très fin provenant du broyage des bords porphiroclastes, la texture détritique originelle est progressivement détruite et on passe au groupe des semischistes des auteurs de langue anglaise. Les fragments détritiques définissent souvent une linéation d'étirement visible dans le plan de clivage.

Les grès et les quartzites présentent un clivage primaire du l'aplatissement du quartz et à l'orientaition planaire de la séricite, quand celle-ci existe. Une orientation linéaire des dimensions des grains peut aussi se manifester.

Les roches volcaniques acides et intermédiaires présentent des textures résiduelles variées. Dans les porphyroïdes le clivage primaire est défini par l'orientation préferentielle des phyllosilicates et du quartz à grain fin de la matrice, qui se moule aux contours des porphyroclastes; la linéation d'étirement est définie par l'alignement des porphyroclastes feldspathiques, tandis que les quartz rhyolitiques conservent les formes arrondies par corrosion (Pl. 55-1 et 55-2). Dans les felsites le clivage primaire est défini par l'orientation preférentielle des minéraux de la mésostase et la linéation d'étirement par ces mêmes minéraux et parfois par des phénocristaux de biotite.

Les roches peralcalines et alcalines présentent une structure planaire due surtout à l'orientation dimensionelle et reticulaire du quartz; la linéation d'alignement est définie par la riebeckite et parfois par les agrégats quartzo-feldspathiques dans la matrice.

Les schistes verts possédent un clivage défini par l'orientation planaire preférentielle de chlorite, amphibole et parfois d'épidote. Une orientation linéaire preférentielle des aiguilles d'amphibole est souvent visible dans le plan de clivage, ainsi qu'une étirement des amygdales de chlorite et calcite dans les faciés spilitiques; dans les métadiabases le clynopyroxène résiduel est souvent étiré avec des queues de pression de chlorite.

Les gneiss possèdent une foliation définie par l'orientation planaire preférentielle des phylossilicates, du feldspath et du quartz. Les facies oeillés présentent aussi une linéation d'étirement des porphyroclastes de feldspath (Pl. 14-3).

6.2.2.4. Style et orientation des structures mésoscopiques

Le style et l'orientation des structures mésoscopiques varie spatialement dans le domaine étudié; ce fait a été également constaté dans presque tous les segments déformés du globe, et les facteurs qui contrôlent cette variation sont:

- le gradient tectonique (pression confinante + taux de déformation);
- le gradient thermique;
- le lithologie du matériel plissée;
- nature de l'environnement chimique.

La lithologie dépend de l'échelle stratigraphique locale, mais les autres facteurs montrent généralement une évolution en fonction de la profondeur de même type pour toutes les chaînes. Ceci a conduit les tectoniciens à introduire la notion d'étage tectonique (WEGMANN, 1947, 1956, 1963), ou niveau structural (ARTHAUD et MATTAUER, 1969, a, b; MATTAUER, 1967, 1973), pour intégrer l'évolution de la déformation en fonction de la profondeur independamment de la succession lithologique locale.

Tous les terrains déformés par la première phase hercynienne présentent un clivage de fracture ou schisteux. Ils sont donc dans le niveau structural inférieur d'aprés la classification de MATTAUER. Cependant il faut nuancer la notion de front supérieur de clivage schisteux si l'on admet la formation de ce clivage par le mécanisme de déshydratation tectonique invoqué ci-dessus; en effet dans ce cas le front supérieur de clivage schisteux peut coincider avec la surface topographique au moment de la première phase de déformation hercynienne, car la charge lithostatique n'est pas nécéssaire à la formation du clivage schisteux.

On peut considerer l'existence dans le Trás-os-Montes oriental, de 3 niveaux structuraux, A. B. et C., de haut en bas (voir Figure annexe à la Carte des Structures mésoscopiques L_1):

Dans le niveau A les plis sont semblables dans les roches incompétentes, avec un clivage de plan axial du type clivage schisteux ou clivage schisteux incipient; dans les roches compétentes (grés, quartzites, calcaires) les plis sont fleuraux aplatis avec clivage de fracture en éventail. La combinaison des deux processus (flexion et aplatissement) dans les séquences multi-stratifiées où alternent les bancs compétents et incompétents provoque l'apparition des phénomènes habituels dans ce type de déformation: disharmonies, discontinuités associées au plissement, réfraction du clivage, cisaillements tardifs le long des plans de clivages, zones de déformation par contact (RAMSAY, 1967). Les plis sont cylindriques à toutes les échelles et le plan axial est subvertical (plis orthorrombiques) ou incliné (plis dissymétriques). Les lentilles de ségrégation sont rares, recoupent la stratification sous des angles variés; elles sont modérément plissées, ayant le clivage primaire comme plan axial et les charnières sont obliques à l'axe des plis de la stratification. Les lentilles ont donc été introduites pendant la déformation, en subissant unniquement une partie de celle-ci.

Dans le niveau B le plissement devient plus serré, subisoclinal et la stratification commence à devenir transposée par le clivage primaire (Pl. 15-2; 16-1; 16-3; 17-1). Les plis sont semblables dans presque tous les types de roches avec clivage schisteux ou clivage de crénulation primaire de plan axial et fluxuraux trés aplatis seulement dans les roches les plus compétentes (quartzites, grés) avec clivage de fracture évoluant vers le clivage schisteux en éventail trés rapproché du plan axial des plis.

Les charnières des plis deviennent courbes surtout dans les roches incompétentes et le plan axial est subhorizontal. Les cisaillements tardifs le long des plans de clivage, accompagnés de solution par pression, deviennent de plus en plus fréquents et peuvent engendrer une pseudostratification.

Les lentilles de ségrégation sont subparallèles au clivage primaire avec transposition; cependant on peut reconnaitre encore des charnières plus ou moins isolées admettant le clivage de plan axial, et évoluant vers des rods avec des axes subparallèles aux axes de plis de la stratification.

Dans le niveau C la transposition est complète; les plis sont encore plus serrés que dans le niveau B, avec clivage de crénulation primaire, clivage schisteux ou schistosité de plan axial; les plis deviennent semblables dans touts les types lithologiques; les cisaillements tardifs le long des plans de clivage, accompagnés de solution par pression, sont très fréquents. En vertu de la transposition il devient de plus en plus dificile de mettre les charnières en évidence.

Les charnières de plis deviennent courbes même dans les roches les plus compétentes; les plans axiaux sont subhorizontaux.

Les lentilles de ségrégation sont trés aplaties, strictement parallèles au clivage primaire, et ne subsistent que quelques rods, correspondant à des fantômes de plis dans les lentilles. Il est fréquent de trouver des affleurements où la stratification a été si complétement transposée que le seul critère qui permet reconnaitre l'origine tectonique de la surface S₁ est justement la présence des rods (Pl. 15-4). Ceci s'explique aisément si l'on tient compte du fait que les lentilles de ségrégation, étant introduites pendant la déformation, ont subi une transposition moins complète que la stratification.

Il existe un rapport évident entre le style et l'orientation des structures de la première phase de déformation. Ainsi le niveau A correspond au Domaine des plis à plan axial vertical ou incliné et les niveaux B et C au Domaine des plis couchés. Cette relation semble se rencontrer dans plusieurs segments déformés (MATTAUER, 1973) et reflète le fait que en profondeur les roches deviennent plus ductiles, parceque la température et la charge augmentent. Pour la même contrainte tectonique le raccourcissement y doit être plus fort et le plan axial des plis ne peut que se rapprocher de l'horizontale (Fig. 11).

6.2.3. Relations entre Structures Macroscopiques et Mésoscopiques

L'examen des relations géométriques entre clivage, de plan axial ou en éventail, et stratification ou des relations entre plis macroscopiques et replis d'ordre inférieur qui, éventuellement, l'accompagnent fourni les critères purement tectoniques d'établissement de la structure d'une region determinée (WILSON, 1961; RODGERS, 1962).

Dans les cas de plis couchés ou basculés il faut déterminer auparavant le sens de déversement des plis à l'aide de critères de polarité (SHACKLETON, 1958 et op. cit.). La notion de sens de déversement permet donc de réaliser la synthèse des données stratigraphiques et structurales et constitue donc la base de l'interprétation tectonique régionale. Étant donné que les éléments structuraux de la première phase de déformation on été déformés par les phases de déformation postérieures des cas de structures en tête plongeante ont pu être decelés par l'application de la notion de sens de déversement (SHACKLETON, 1958; ARTHAUD et all., 1966; ARTHAUD, 1970; Tableau V, coupes 13 et 14).

6.2.4. Interprétation cinématique

Le clivage primaire correspond invariablement au plan d'aplatissement des objets pré-orogéniques; il s'agit donc du plan XY de l'élipsoïde de déformation.

La linéation d'étirement des objets pré-tectoniques et les linéations minérales équivalentes matérialisent l'élongation maximale, c'est à dire la direction X, dans le plan XY.

La présence d'un clivage primaire de plan axial ou en éventail dans les plis de première phase démontre que ces plis sont dus à un mécanisme d'aplatissement inhomogène pour les plis semblables (Pl. 5-4; Pl. 52-1) et une combinaison de flexion et aplatissement homogène pour les plis flexuraux aplatis (SHACKLETON, 1954; STTTER, 1958; RAMSAY, 1962, 1967).

Le sens déversement opposé des plis d'une ordre inférieur dans les deux flancs d'un pli d'ordre supérieur, qui est caractéristique des plis de première phase, s'explique alors aisément par deux mécanismes: dans le cas des plis flexuraux aplatis les plis d'ordre inférieur sont des plis parasites (de SITTER, 1958; RAMBERG, 1963a, 1964; RAMSAY,

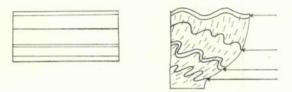


Fig. 11 — Variation de l'inclinaison du plan axial des plis de première phase avec la profondeur.

1967); dans le cas des plis semblables il s'agit de cisaillement simples rotationels de sens opposés résultant de l'aplatissement inhomogéne (Shackleton, 1954, pag. 276).

La géométrie de la surface déformée par des plis semblables peut être expliquée par le mécanisme d'aplatissement différentiel dans les 3 dimensions de l'espace (RAMSAY, 1962a, 1967) qui peut être accompagné aussi par un étirement différentiel (Dewey & Mc Manus, 1964; Dewey, 1967, 1969). Nous essayerons d'appliquer ces théories de la déformation progressive tridimensionelle (FLINN, 1962; RAMBERG, 1959; RAMSAY, 1962a, 1967) aux différents domaines structuraux que nous avons défini dans la région étudiée, en tenant compte des effets de changement de volume pendant la déformation (RAMSAY & WOOD, 1973):

6.2.4.1. Domaine des plis à plan axial vertical

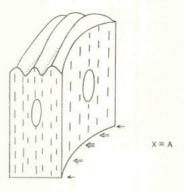
Dans ce domaine il y a des ondulations d'axes, mais le plongement axial ne depasse cependant pas 30°. Ramsay (1962a) a démontré que ce phénomène est du a un aplatissement différentiel à 3 dimensions. L'étirement apparent peut être paralléle à l'axe des plis, soit dans le cas, d'un ellipsoïde de constrictif (X \equiv a cinématique), soit dans les cas d'un ellipsoïde aplati (X \equiv b cinématique) (Ramsay & Wood, 1973, pag. 275-6).

On peut distinguer ces deux cas l'on tient compte du critère suivant: les plans de clivage schisteux convergent vers la région de déformation plus intense (RAMSAY, 1967, pag. 181); si l'étirement se fait suivant a il y aura culmination des axes de plis à cet endroit; si l'étirement se fait suivant b il y aura dépréssion (Fig. 12).

Dans le secteur situé au Sud du massif de Morais on constate l'existence d'une dépression axiale de tous les plis (anticlinorium de Carviçais-Larinho, synclinorium de Moncorvo, anticlinoruim de Freixo de Espada-à-Cinta, synclinorium de Poiares); il s'agit d'une région à déformation plus intense, puisque les plans de clivage convergent vers elle (Fig. 9). Nous en déduisons que l'ellipsoïde de déformation est aplati avec X parallèle à b.

Pour comprendre la raison de l'existence de ce type de déformation il faut tenir compte que le secteur restreint en étude est inclus dans la virgation du Nord-Ouest

Pèninsulaire; dans cette zone de plis à plan axial subvertical la courbure de la virgation est suffisante pour expliquer l'allongement parallèlement à l'axe de plis, comme nous verrons plus tard.



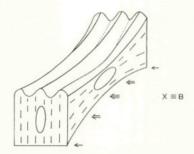


Fig. 12 — Variation du plongement des axes de plis en fonction de la variation du taux d'aplatissement, dans le cas d'étirement suivant A (en haut) et suivant B (en bas).

Le critère que nous avons énoncé plus haut est aplicable à l'ensemble de la virgation; ainsi la déformation augmentant vers le NW, puisque c'est de ce côté lá que le rayon de courbure de la virgation diminue il en résultera une dépression des axes, si X=b; c'est justement ce qu'on observe clairement dans les plis de la première phase hercynienne dans les régions de Marão et de Valongo, avec inclinaison axiale vers le NW (Fig. 9).

Dans ce domaine il y a parfois des courbures d'axes, à l'echelle mésoscopique, surtout dans les roches incompétentes. Dans les secteurs où l'on observe ce phénomène la fibrosité d'étirement devient plus évidente. On doit donc atribuer la courbure des axes à un étirement différentiel (voir 6.2.4.3.).

6.2.4.2. Domaine des plis déversés

Le domaine de plis déversés fait transition entre celui des plis à plan axial vertical et celui des plis couchés. Le passage d'un régime à l'autre peut se faire latéralment ou transversalement par rapport à la direction axiale (Fig. 13).

Dans le premier cas on passe latéralement de plis droits à plis couchés; la géo-

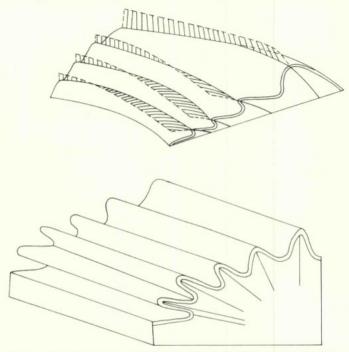


Fig. 13 — Géométrie des plis déversés, dans les cas de passage latéral (en haut) ou transversal (en bas) de plis droits à plis couchés.

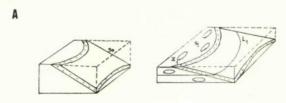
metrie du plissement devient non-cylindrique et on a des plis courbes à l'échelle mésoscopique. L'étirement semble moins dispersé que les plis, mais il faut faire des observations plus détaillées pour établir de façon plus précise les relations entre étirement, aplatissement et géometrie des plis.

Dans le second cas la géometrie est cylindrique et les relations entre aplatissement, étirement et axes de plis sont les mêmes que pour les plis à plan axial subvertical.

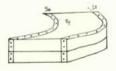
6.2.4.3. Domaine des plis couchés

Dans ce domaine les axes de plis sont courbes; on peut vérifier ce phénomène par la présence de charnières courbes. Cependant l'état de transposition des séries empêche généralement l'observation directe des charnières; on arrive quand même à cette conclusion en constatant que les linéations d'intersection l' (s₀ s₁) sont dispersées dans le

clivage primaire plan. Les axes de plis se dévient donc fréquemment de la direction régionale. D'une façon générale les déviations sont plus fréquentes plus marquées dans les roches plus ductiles (phyllades); cependant même les roches moins ductiles (quartzites) peuvent montrer des courbures d'axe.







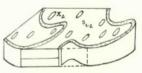


Fig. 14 — Genèse des plis courbes.

A) - Présence de plis antérieurs au clivage.

B) - Aplatissement inhomogène au cours d'une seule phase de plissement.

C) - Rejeu du clivage primaire.

On constate aussi que les linéations d'étirement montrent une dispersion plus faible que les axes de plis, dans le clivage primaire à orientation constante.

Ce phénomène (plis courbes et linéations d'étirement de direction constante) a été constaté dans plusieurs orogènes, surtout dans les secteurs les plus déformés (VOLL, 1960, ARTHAUD, 1969).

On peut l'expliquer par (Fig. 14):

 a) — presence de plis ou flexures antérieurs au clivage: la stratification est plissée avant la formation du clivage primaire, qui recoupe donc les plis; d'autre

- part, l'étirement contenu dans le plan du clivage primaire, a une direction constante et indépendante des axes de plis (RAMSAY, 1963);
- b) aplatissement inhomogène au cours d'une seule phase de plissement; ceci peut être du à une déformation rotationelle avec changement des axes de l'ellipsoïde de déformation infinitésimale, l'ellipsoïde fini pouvant être aplati (RAMSAY, 1967, pag. 171 et 520) ou constrictif (RAMSAY, 1967, pag. 161 et 520);
- c) rejeu du clivage primaire.

Le clivage primaire constitue un plan d'anisotropie qui peut être utilisé comme plan de cisaillement par une déformation postérieure, dont l'axe cinématique a_2 est contenu dans le plan de S_1 (Ramsay, 1960). Les plis de première phase peuvent être détachés et subir des rotations différentielles.

On ne peut distinguer le cas b) du cas c) que quand l'axe cinématique a_2 est distinct de a_1 . Quand les deux axes sont confondus on considère le rejeu comme un stade tardif d'un seul épisode de déformation progressive.

Essayons de déterminer quel est le modèle applicable à Trás-os-Montes.

Le cas a) peut être exclu pour les raisons suivantes:

- On n'a pas trouvé la trace de plis antérieurs au clivage, le clivage primaire recoupant les deux flancs d'un pli;
- 2) Les plis antérieurs au clivage n'affecteraient que les series incompétentes les couches compétentes dememant horizontales, ce qui est manifestement impossible:
- 3) L'étirement L₁ est de ligne axiale des courbures des axes; autrement dit, on ne trouve jamais un axe de pli coupant et recoupant une ligne paralléle à L₁ e, ce qui devait se produite dans le cas d'un pli antérieur au clivage (Pl. 4-2; Pl. 14-2; Pl. 16-2; Pl. 57-1).

Le modéle b) permet d'expliquer les relations observées. En effet si l'on analyse les relations axe de plis-direction d'étirement à l'échelle macroscopique et mésoscopique on retrouve fondamentalement deux types de situations (Fig. 15):

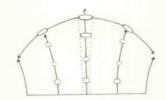
 Les axes de plis dessinent des virgations, et la direction d'étirement accompagne cette virgation; dans ce cas la virgation est généralement visible seulement à l'échelle mésoscopique.

En tenant compte du sens de déversement des structures on peut facilement expliquer ce cas; en effet dans les faisceaux de plis courbes à déversement divergents on doit s'attendre à que la direction d'allongement maximum soit paralléle à la direction des plis (Cloos, 1946).

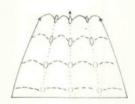
Un exemple est fourni par la virgation visible dans la Serra de Santa Comba à l'W de Mirandela.

2) — Les axes de plis dessinent des virgations et la direction d'étirement converge vers la zone de courbure maximum de la virgation, à l'échelle macroscopique on trouve des secteurs à plis droits avec étirement paralléle ou légèrement oblique à l'axe des plis et des secteurs à charnières courbes, admettant la linéation d'étirement de ligne axiale (Fig. 16).

A



В



C

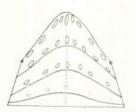


Fig. 15 — Relation entre la direction des axes de plis et d'étirement.

- A £tirement parallèle à l'axe des plis, flux divergent (d'après CLOOS, 1946).
- B—Étirement selon l'axe cinématique a, flux convergent (d'après CLOOS, 1946).
- C Modèle mixte, avec étirement à la fois parallèle à l'axe des plis et selon l'axe cinématique A, flux convergent.

Le fait que la linéation d'étirement soit convergente démontre que la virgation est due à un étirement différentiel (Dewey et Mc Manus, 1964; Dewey, 1967, 1969), acompagné par un aplatissement différentiel. Le déformation est constritive, puisque le flux est convergent; dans les secteurs à plis droits de la virgation l'allongement apparent peut se faire parallélement aux axes de plis (Ramsay & Wood, 1973) mais dans les secteurs à charnières courbes l'étirement se fait suivant l'axe cinématique a.

On peut citer comme exemple les visibles autour des Massifs de Morais et Bragança.

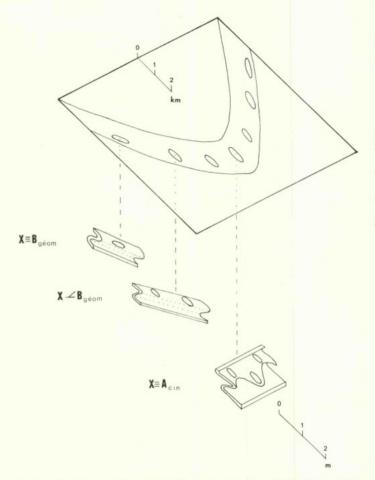


Fig. 16 — Virgation avec étirement parallèle à l'axe des plis ($X \equiv B$ géom.), oblique à l'axe des plis ($X \subseteq B$ géom.) et selon l'axe cinématique A ($X \equiv A$ cin.).

Si l'on examine les relations étirement-chevauchements on constate que ces accidents séparent des compartiments dont la direction et, ou le taux de étirement sont trés différents. Le mécanisme d'aplatissement et étirement différentiels a donc été determinant dans l'emplacement des chevauchements.

6.2.5. Anomalies de style structural et son interprétation cinématique

Dans le domaine des plis de plan axial vertical on a pu metre en évidence l'existence de certaines anomalies de style structural. Pour expliquer ces anomalies il faut tenir compte des considérations théoriques suivantes:

Une poutre isolée peut subir une déformation par deux mécanismes essentiellement différents: tension compressive longitudinale qui produit une flexion (buckling, de la poutre et tension compressive normale qui produit un flambage (bending, de la poutre (RAMBERG, 1963; RAMSAY, 1967; UEMURA et SHIMOHATA, 1972; MATTAUER, 1973).

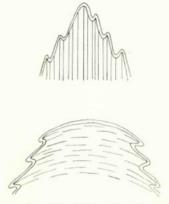


Fig. 17 — Plis d'ordre supérieur montrant dissimétrie normale (en haut) et inverse (en bas) par rapport à des plis d'ordre inférieur (d'après HANSEN, 1971).

Ainsi dans le premier cas il y a racourcissement, tandis que dans le second il n'y en pas. On devine donc l'intéret pour l'interprétation des structures géologiques de posséder les critéres qui permettent de distinguer entre les deux mécanismes de déformation. Un de ces critéres est fourni par l'allure de l'ellipsoïde de déformation à l'intérieur de la poutre déformée, l'autre par les variations d'épaisseur à l'intérieur d'un complexe multistratifié déformé par l'un ou l'autre de ces mecanismes. Dans le cas de la flexion il y aura une surface neutre séparant un arc externe étiré d'un arc interne comprimé; l'épaisseur sera donc conservée le long de ce surface neutre, réduite dans l'arc externe et augmentée dans l'arc interne. Dans le cas du flambage le profil du pli dépendra de la position du point d'application de la tension compressive normale à la stratification.

Si nous considérons maintenant le cas plus complexe d'une séquence multistratifiée les relations entre les différentes ordres de plis permetront de distinguer la déformation par flexion et par flambage (Fig. 17).

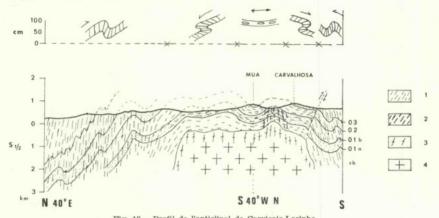
Ainsi, dans le cas de la flexion les plis d'ordre mineur seront deversés vers les charnières des anticlinaux d'ordre supérieur, selon le mecanisme usuel de formation de plis parasites; on aura une dissimétrie normale, dans la nomenclature proposée par HANSEN (1971, pag. 23-5). Dans le cas de flambage les plis d'ordre mineur montreront des déversements qui divergent à partir des zones étirées provenant de l'aplication des tensions compressives normales à la stratification (RAMSAY, 1969, pag. 66-7).

Il en résulte une dissymétrie inverse, selon Hansen. Étant donné que le déversemant se fait des points hauts vers les points bas la gravité aura un rôle determinant dans le style des plis, qui auront des profils en cascade.

Un profil de l'anticlinal de Carviçais-Larinho montre clairement les deux méca-

nismes de déformation dans la genèse de la structure (Fig. 18).

Ainsi dans les flancs du pli de premier ordre se forment des plis de deuxième ordre flexuraux aplatis ou semblables, avec plan axial subvertical; ceci démontre qu'il s'agit d'un mécanisme de flexion et aplatisement combinés. Dans le coeur du pli on peut mettre en évidence une zone étirée bordée, des deux côtés, par une zone dont les plis sont divergents par rapport à la charnière anticlinale; ici le mécanisme générateur a été le flambage, accompagné d'aplatissement.



La zone à déversements convergents vers l'intérieur de l'anticlinal est separée de la zone à déversements divergents par une faille inverse on par un synclinal très étroit et profond.

L'apparition d'une zone à déformation par flambage et aplatissement subhorizontal à l'interieur d'un secteur ou la déformation s'effectue par flexion et aplatissement subvertical constitue donc une anomalie tectonique que nous essayerons d'expliquer plus tard.

6.2.6. Décollements antérieurs au clivage primaire

Les structures décrites jusqu'à present resultent de la première phase de déformation qu'on a pu mettre en évidence à Trás-os-Montes et sont syngénétiques de la formation du clivage primaire.

Cependant dans le secteur de Vilarinho (au NW de Bragança) on a pu constater l'existence de décollements antérieurs à la formation du clivage (Fig. 19). En effet on y trouve des bandes alternantes de lydiennes renferment des formes de graptolites du Llandovery moyen, et de schistes et grauwackes culminants à végétaux; chaque bande a une structure monoclinale et chevauche celle qui se trouve au Nord; l'ensemble est

affecté par un plissement avec production de clivage primaire. Cette unité est ensuite chevauchée par le zone de Mélange tectonique de Mofreita-Aveleda.

Les plans de décollement sont paralléles à la stratification, comme dans le cas de nappes de décollement de la zone Cantabrique.

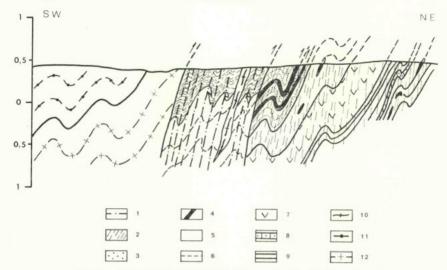


Fig. 19 — Profil dans la région de Vilarinho, montrant les décollements.

La présence de fragments de lydiennes, pouvant atteindre 20 cm de dimension maxima, dans les grauwackes suggère qu'il s'agit d'une Tectonique synsédimentaire.

C'est le seul exemple connu, jusqu'à présent, de déformation antérieure au clivage primaire; nous essayerons d'expliquer dans les chapitres suivants les facteurs locaux qui seront responsables par la présence de ces acidents tectoniques.

6.3 La deuxième phase de déformation

Les phases de plissement postérieures à la première sont caracterisées par le fait que la déformation est moins intense, moins pénétrative et moins souple. Elles modifient la structure acquise pendant la première phase, mais de façon limitée.

La deuxième phase se traduit par un plissement du clivage primaire, qui dessine des cuvettes épousant les contours des Massifs de Morais et Bragança; en même temps se produisent des chevauchements de style cassant et des structures mésoscopiques localement trés pénétratives.

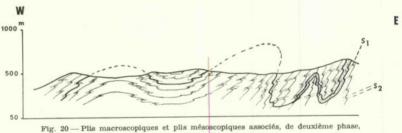
6.3.1. Structures macroscopiques

La deuxième phase de déformation se traduit par la formation de structures en bassin limitées par des chevauchements. Ainsi le Domaine transmontain correspond à une zone déprimée, délimitée par le chevauchement péritransmontain, qui le sépare du Domaine du Douro inférieur. Les Massifs de Morais et Bragança occupent le centre d'un bassin et d'un brachysinforme, respectivement, et sont limités par les chevauchements; autour de ces massifs se succédent les chevauchements concentriques.

La deuxième phase ne se traduit généralement pas par des plis d'ordre intermé-

diaire entre les bassins et les plis mésoscopiques.

Seulement dans le secteur compris entre Algoso et Santulhão on a pu déceler des plis d'amplitude kilométrique sur le bord E du Bassin de Morais (Fig. 20 et Carte des Structures Macroscopiques).



dans le secteur au Sud de Algoso.

6.3.2. Structures mésoscopiques

La deuxième phase de déformation se traduit à l'échelle mésoscopique par la formation de:

- plis mésoscopiques;
- clivages associés aux plis;
- structures linéaires.

6.3.2.1. Plis mésoscopiques et clivages associés

Les plis de deuxième phase montrent des styles variés et sont associés à des clivages de crénulation secondaires (Pl. 18/28; Pl. 50-1; 50-2, 51-1, 53-1; Pl. 59, 61-3, 70-3, 71-1).

Ces clivages résultent de la déformation du clivage primaire et ils se distinguent donc du clivage de crénulation primaire qui résulte de la déformation du clivage parallèle a la stratification. En effet celui-ci ne s'accompagne jamais d'orientation preférentielle, dimensionelle ou recticulaire, des grains de quartz ni de différenciation métamorphique (alternance de bandes monominérales de chlorite et mica blanc) au contraire de ce qui se passe avec le clivage primaire.

L'aspect du clivage de crénulation secondaire est variable suivant l'intensité de la deuxième phase de déformation, mais dans tous les cas il y a cisaillement du clivage primaire, potentiel ou effectif.

Dans la plupart des affleurements un trouve un seul systhème de plis mésoscopiques avec clivage de crénulation secondaire de plan axial; cependant dans certains sec-

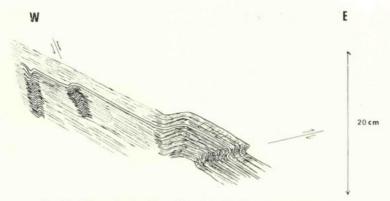


Fig. 21 — Plis conjugués mésoscopiques de la deuxième phase de déformation. (F. 76; 350 m NNW de Chelas-Mirandela).

teurs on trouve des plis mésoscopiques conjugués (Ramsay, 1962; 1967), chaque système possédant un clivage de crénulation associé (Fig. 21; Pl. 19-4, 21-4; 60/4, 68/3, 68/4). Dans ces cas un des deux systhèmes est généralement plus effectif que l'autre,



Fig. 22 — Phylonitisation de grauwackes, le long de plans de cisaillement de la deuxième phase de déformation.

(F. 90; 400 m au N de l'église de Lamas de Orelhão).

mais on trouve aussi des cas ou les deux systhèmes se développent également, avec symmétrie orthorhombique, monoclinique ou triclinique.

Les plis mésoscopiques sont souvent polyclinaux et parfois à charnières courbes. La géométrie des plis dépend de la lithologie; dans les niveaux compètents (quartzites, vulcanites massifs), ils s'agit de plis sinusoidaux dissymètriques, à charnières arrondies; dans les niveaux incompétents les plis sont plus proches de types spéciaux de kink-bands, «pelitic strain band» et «shear kink band», définis par DEWEY (1965,

p. 486). Il y a cependant toutes les transitions entre ces deux types extrêmes de déformation. Dans les roches compétentes, surtout grauwackeuses, il y a phyllonitisation le long des plans de cisaillement accompagné de solution par pression (Fig. 22).

6.3.2.2. Linéations; linéation d'intersection du clivage de crenulation secondaire avec le clivage primaire (1°s₃/s₁) et linéation de crénulation

L'aspect de ces linéations dépend de l'importance relative de S_1 et S_2 ; si S_1 est plus effectif 1^2 s'exprime comme une linéation de crénulation, fine ou grossière du fonction de l'espacement des plans S_2 ; si S_2 est plus effectif que S_1 on peut toujours observer la trace de S_1 sur ce plan. Dans tout les cas $1^2s_2/s_1$ est parallèle aux axes de plis mésoscopiques ou microscopiques.

Dans le cas de plis conjugués à symmétrie plus basse qu'orthorrombique on observe deux systhèmes de $1^2s_2/s_1$, chaque systhème étant parallèle au systhème de plis auquel

il est associé.

La linéation d'intersection du clivage de crénulation et de la stratification, $1^2s_2/s_0$ ne diffère des deux autres que dans le cas ou s_0 et s_1 ne sont pas confondus. Étant donné qu'il y a presque partout transposition de s_0 suivant s_1 on peut négliger ce type de linéation.

Linéation d'étirement (12e).

Parfois on observe sur S_2 une fibrosité (stretching fiber), surtout dans les secteurs où les plis mésoscopiques ont des charnières courbes.

6.3.2.3. Variations de style et d'orientation des structures

Le style des plis mésoscopiques et du clivage de crénulation secondaire associé dépend de la lithologie, du niveau structural où s'effectue la déformation et de la position du segment déformé par rapport aux discontinuités majeures (chevauchements) qui accompagnent la déformation.

L'influence de la lithologie a déjà été considerée.

En ce qui concerne l'influence du niveau structural on peut distinguer un niveau supérieur, avec plis mésoscopiques assez ouverts et un niveau inférieur, où les plis mésoscopiques sont assez serrés et deviennent subisoclinaux. Nous verons plus tard, dans le chapitre des relations entre déformation et métamorphisme régional, que la deuxième phase de plissement est contemporaine du pic de métamorphisme; son style reflète fidèlement les variations du degré de métamorphisme.

Toutes choses égales d'ailleurs on remarque que les structures de deuxième phase deviennent plus pénétratives quand on s'approche des chevauchements, pouvant même retransposer complètement le clivage primaire. Ceci prouve que plis et chevauchements sont genétiquement liés (voir Figure annexe à la Carte des Structures Mésoscopiques S₂).

Les variations d'orientation des structures de deuxième phase peuvent être établies avec plus de précision dans la région autour du Massif de Morais, parce que les phases postérieures y sont moins intenses et les relations originales y sont donc mieux conservées. On y remarque les faits suivants (Fig. 23):

Dans le pourtour immédiat du Massif de Morais des axes de plis mésoscopiques, quoique variables, tendent à être parallèles aux contours du Massif et donc parallèles à la direction du clivage primaire; des déversements se font vers le Massif, c'est à dire, vers le côté où plonge le clivage primaire («down dip» des auteurs auteurs anglais). Cependant dans les secteurs alignés suivant une direction NNE-SSW, de part et d'autre du Massif on a un dispositif différent. Au NNE les plis ont une direction moyenne proche de NNE-SSW, et sont donc parallèles à l'inclinaison, assez faible, du clivage primaire, avec des déversements tantôt vers l'E, tantôt vers l'W. Il s'agit donc de plis

conjugués à symmétrie proche de l'orthorrombique. Au SSE, le pendage du clivage primaire est beaucoup plus fort et on peut définir deux familles de plis, avec des axes moyens de direction NE-SW et NW-SE et à déversements respectivement vers le NW et vers le NE. Il s'agit donc de plis conjugués à symmètrie monoclinique (Tableau III).

Plus loin du Massif de Morais on peut mettre en évidence l'existence de plis mésoscopiques, avec les mêmes caractéristiques géométriques et chronologiques que ceux que

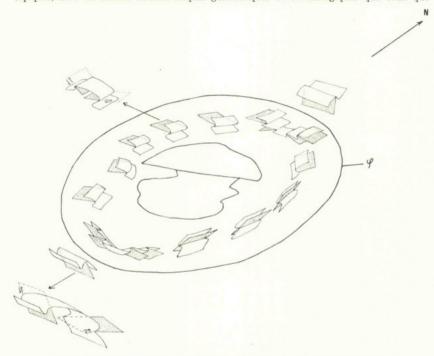


Fig. 23 — Bloc-diagramme des structures de la deuxième phase de déformation autour du Massif de Morais.

l'on vient de décrire mais de direction moyenne proche d'E-W et dont les axes accompagnent la courbure du bord sud du Bassin de Morais, au sud du chevauchement péritransmontain. Le déversement de ces plis se fait tantôt à composante vers le N, tantôt à composante vers le S (Figure annexe à la Carte des Structures Mésoscopiques L₂).

[6.3.2.4.] [Figures d'interférence des structures résultant de la première et deuxièmes phases de déformation

On démontre aisément que la deuxième phase de déformation est superposée à la première si l'on tient compte des faits suivants:

— les plis mésoscopiques F₂ déforment le clivage primaire (S₁) et parfois les linéations 1¹ contenues dans celui-ci (Pl. 33-2; Pl. 33-4; Pl. 34);

— les clivages de crénulation associés aux plis F₂ résultent de la déformation du

clivage primaire (S1);

— les plis mésoscopiques F₂ déforment parfois des plis mésoscopiques F₁; d'après les caractéristiques géométriques des deux types de plis on obtient des figures des types 2 et 3 de RAMSAY (1962b; 1967); (Fig. 24; Pl. 35-1; Pl. 64-1, 65-1).

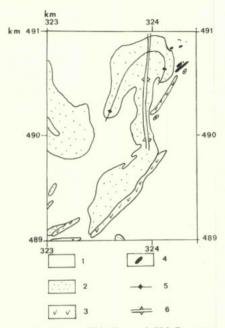


Fig. 24 — Figures d'interférence, à l'échelle macroscopique, de structures de la première et deuxième phases de déformation (6 km au NE de Mogadouro).
1 — Complexe volcano-siliceux; 2 — Schistes verts;
2 — Tufs rhyolitiques; 4 — Cherts à hématite;
5 — Trace d'anticlinal F;
6 — Trace d'antiforme F₂.

6,3,3. Analyse cinématique

Quand on observe une linéation due à la première phase de déformation déformée par un pli mésoscopique de deuxième phase on se rend compte que la linéation déformée est contenue dans un plan (Fig. 25). Ceci implique que les plis de deuxième phase sont des plis semblables et qu'on y peut définir des axes cinématiques a, b et c, dont l'orientation peut être définie justement à l'aide de linéations déformées (RAMSAY, 1960; 1967).

L'étirement X2, quand il existe, se fait suivant a2.

Un pli semblable peut être engendré par deux mécanismes fondamentaux: aplatissement différentiel et cisaillement simple hétérogène (Fig. 26). Nous avons constaté que les plis semblables de première phase étaient dûs à un aplatissement différentiel,

mais nous verrons que ce mécanisme ne peut pas expliquer les caractéristiques des plis de deuxième phase. En effet, nous commencerons pour essayer d'expliquer le profil des plis mésoscopiques en tenant compte de faites suivants:

La déformation s'initie par des zones de cisaillement (RAMSAY & GRAHAM, 1970) du clivage primaire (Pl. 25-1); au fur et à mesure que la déformation cisaillante

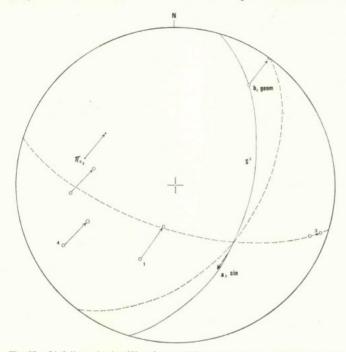


Fig. 25 — Linéation primaire déformée par pli F₂, contenue à peu près dans un plan.
Linéation primaire — petit cercle; S₂ — plan axial du pli F₂; b₂ géom. — axe du pli F₂; a₂ cin. — axe cinématique a de la phase 2. On constate que b₂ géom. et a₂ cin. sont a peu près perpendiculaires.

F. 106; 750 m N de Sendim da Ribeira.

augmente on passe à des plis cisillants; c'est à dire le cisaillement devient hétérogène; ces plis cisaillants évoluent vers des plis de plus en plus aplatis et l'angle entre le plan axial et le clivage primaire se réduit progressivement. En mêmes temps peuvent se former de nouvelles zones de cisaillement qui font des angles plus forts avec le clivage primaire (Fig. 27; Pl. 29/31; Pl. 58-1). Ain s'explique le caractère polyclinal des plis mésoscopiques; exceptionellement les plis cisaillants plus récents peuvent affecter les plis cisaillants plus anciens.

Les plis cisaillants montrent, dans de larges secteurs, des sens de déversement constants; ils on un flanc long où le clivage primaire est conservé et un flanc court à déformation intime du clivage primaire, souvent très intense et accompagnée de

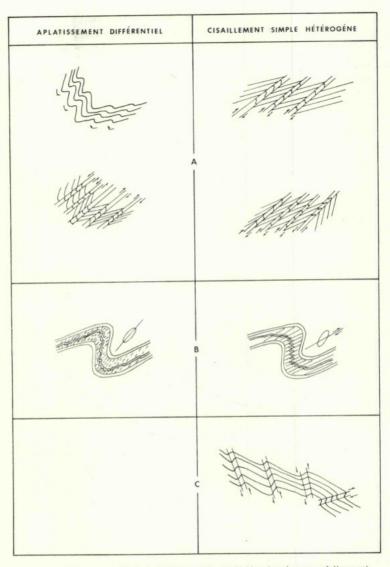


Fig. 26 — Critères permettant de distinguer plis semblables formés par aplatissement différentiel et par cisaillement simple hétérogène.

- ${\tt A-L'aplatissement~pr\'ec\`ede~le~cisa {\tt illement~ou~le~cisa {\tt illement~pr\'ec\`ede~l'aplatissement}}.$
- B-Le sens de déversement des plis mineurs varie dans les deux flancs d'un pli majeur; le sens de déversement des plis mineurs est constant dans les deux flancs d'un pli majeur.
- C Absence ou présence de plis conjugués.

modifications texturales, par le mécanisme de solution par pression, qui peuvent conduire à un «Tectonic banding» (de SITTER, 1694, p. 313-314).

Dans les premiers stades de la déformation il n'y a pas d'épaississement des strates dans la zone de charnière et si l'on regarde le sens de déplacement du clivage

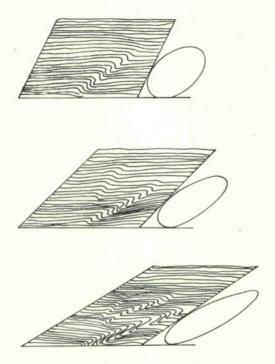


Fig. 27 — Figure de mouvement, bidimensionelle, de la déformation de deuxième phase.

primaire le long des plans de cisaillement on constate qu'il est constant dans ces deux flancs d'un pli mésoscopique.

Il s'agit donc «de plis cisaillants résultant du mécanisme de gleitbretter de Schmidt, où le sens de cisaillement rotationel est uniforme à travers le pli, qui doit donc provenir directement d'une tension externe affectant l'ensemble de la roche» (SHACKLETON, 1954, pag. 276) ou de plis à clivage oblique (de SITTER, 1964, pag. 169).

Nous avons vu aussi que les plis et clivages associés appartenant à la deuxième phase de déformation se disposent parfois en deux systhèmes conjugués, mais que l'un des deux systhèmes est toujours plus effectif que l'autre.

Tous ces faits démontrent que l'on peut considérer la déformation en deux dimensions de la deuxième phase comme résultant de cisaillements hétérogènes pendant une déformation progréssive rotationelle (RAMSAY & GRAHAM, 1970, pag. 802-3). Le figure de

mouvement (movement picture) est donc entièrement differente de celle de la première phase de déformation.

Pour définir la déformation à 3 dimensions nous tiendrons compte des observations effectuées ci-dessus dans le Bassin de Morais, qui démontrent l'existence de deux paires de zones de cisaillement conjugués, avec des plans de mouvement, qui contiennet les axes cinématiques a et c—a peu peu prés perpendiculaires. Il s'agit donc de tectonites $B_{/}B'$; en effet «quelques types de plis cisaillants conjugués peuvent montrer des axes de plis croisés» (RAMSAY, 1962b, p. 479). Nous verrons plus tard les raisons qui conditionnent l'occurence de ce type de déformation assez inhabituel.

Dans ce type de déformation il y a rotation à la fois autour de l'axe B et de l'axe B'. Pour acomoder la déformation globale il faut donc que dans certains secteurs la surface déformée montre le developpement simultané de plis dans plusieurs directions et avec des plans axiaux ayant des orientations variables. Ceci explique la dispersion originale des axes (charnières courbes) et des plan axiaux (style polyclinal) qui caractérisent la deuxième phase de déformation.

Ayant proposé un mécanisme pour la déformation due à la deuxième phase hercynienne nous allons nous ocuper maintenant d'un autre facteur qui conditionne le nature de cette déformation. C'est la présence d'une anisotropie, donnée par le clivage primaire, avant la deuxième phase de déformation. L'orientation de cette anisotropie et du systhème de contraintes régnant pendant la deuxième phase de déformation va conditionner le type de structure qui se developpera.

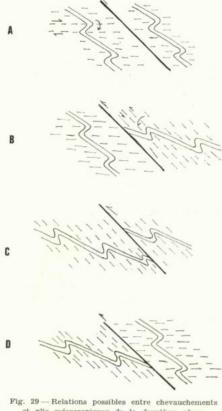
Pour analyser ce problème on doit se baser sur la théorie de la déformation d'une matériel statistiquement homogène et anisotrope (Cobbold, Cosgrove & Summers, 1971). Cette théorie prédit que la propriété rhéologique qui gouverne le type de structure qui va se developper est le degré d'anisotropie, du clivage primaire dans ces cas; l'angle que fait la direction de compression et la surface d'anisotropie sera un facteur déterminant du type de structure qui va naître. Si le degré d'anisotropie est assez bas on aura successivement, pour des angles croissants entre la direction de compression et le clivage primaire: des flexions sinusoidales, des plis dissymétriques et des boudins internes; si le degré d'anisotropie est elevé on aura successivement: kinks conjugués inverses, un seul systhème de kinks et kinks conjugués normaux. Il y aura évidemment toutes les formes de transition entre ces deux types extrêmes pour toutes ces valeurs possibles du degré d'anisotropie (Pl. 32-1).

Étant donné que dans notre cas la déformation est rotationele, l'orientation reative de la direction de compression et de la surface d'anisotropie va être variable pendant la déformation. Certains auteurs (VOLL, 1960; TALBOT, 1965; J. ROBERTS, 1966; MATTAUER, 1973) ont introduit le concept de cisaillements synthètiques et antithètiques, suivant que le sens de déplacement dans ces fractures est le même ou l'inverse du sens de la rotation externe.

Cependant l'existence de deux mécanismes générateurs de plissement (flexion et flambage) introduit une complication suplémentaire car dans le cas de la flexion la rotation externe et interne sont de sens opposés; dans le cas de flambage ils sont de même sens. Il y a donc quatre situations possibles en rapport avec les chevauchements de la deuxième phase hercynenne, qui toutes ont été réalisées à Trás-os-Montes (Fig. 28 et 29; Pl. 23-1, 23-2):

On arrive donc à la conclusion qu'il y a deux facteurs qui conditionnent le type de structure qui va se developper:

- La position du clivage primaire avant la deuxième phase de déformation;
- Le mécanisme de déformation pendant la deuxième phase.



et plis mésoscopiques de la deuxième phase de déformation.

- A) Plis antithétiques dans les deux compartiments.
- B) Plis antithétiques dans le compartiment chevauché et synthétiques dans le compartiment chevauchant.
- C) Plis synthètiques dans les deux compartiments.
- D) Plis antithètiques dans le compartiment chevauchant et synthètiques dans le compartiment chevauché.

Ainsi des deux plans de cisaillement se developpera plus facilement celui qui recoupe le clivage primaire sous l'angle plus fort, tandis que l'autre est tellement proche du clivage primaire que le cisaillement se fera par glissement du clivage primaire (RAMSAY, 1962, pag. 521-3). Étant donné que le clivage primaire est subvertical dans le Domaine des plis à plan axial subvertical il y aura tendance au developpement du systhème antithètique; dans le domaine des plis couchés la deuxième phase de défor-

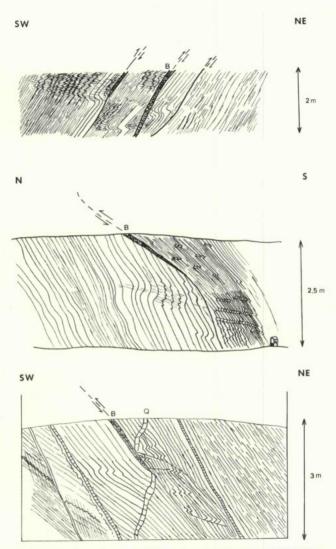


Fig. 29 — Plis mésoscopiques antithétiques, de la deuxième phase de déformation, liés aux chevauchements.

en haut: F. 26; 3,5 km au NNE de Deilão.

au milieu: F. 66; 350 m au NW de Vimioso. en bas: F. 89; le km 151,41 de la Route Murça-Mirandela.

B-Zone brechifiée; Q-filon de quartz à clivage de fracture.

mation va provoquer elle même la rotation du clivage primaire et il y aura aussi tendance au developpement du systhème plus proche de l'horizontale, c'est à dire du systhème antithètique. D'autre part la flexion favorise le développement du systhème synthètique tandis que le flambage favorise le systhème antithètique.

La figure de mouvement adoptée pour les plis de deuxième phase, avec rédution progressive de l'angle entre le plan axial et le clivage primaire au fur et à mesure que celui-ci tourne nous montre que la rotation externe et interne sont de même sens, donc qu'il s'agit de flambage. Ceci est confirmé par la dissymmétrie inverse des plis mésoscópiques par rapport aux plis macroscopiques, bien exprimée dans le cas des macrostructures entre Algoso et Santulhão (Fig. 20).

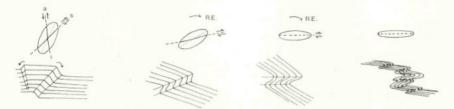


Fig. 30 — Relations entre rotation externe (R. E.) et rotation interne de plans de cisaillements conjugués.
1er stade: formation de plans conjugués, synthétiques (s) et antithétiques (a).
2ème stade: élimination du cisaillement antithétique; le plan de cisaillement synthètique

se rapproche de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation. 3ème stade: le plan de cisaillement synthètique devient parallèle a l'axe X.

4ème stade: aplatissement tardif des plis cisaillants.

On peut donc expliquer la prédominance du systhème antithètique par une convergence de facteurs qui jouent en même sens.

Étant donné que les cisaillements antithètiques subissent une rotation plus forte que les cisaillements synthètiques (Voll, 1960, pag. 546) ils peuvent se rapprocher de l'axe X de l'éllipse de déformation de telle façon que les plis cisaillants subissent un aplatissement suivant leur plan axial et des replis de flanc inverse peuvent naître dans les flancs courts. Quand ce stade est atteint ou ne peut plus distinguer un pli semblable formé par cisaillement héterogène ou par aplatissement différentiel; pour celá il faut disposer d'une séquence où les stades moins evolués soient encore conservés (Fig. 30).

Il faut remarquer que la déformation due à la deuxième phase de déformation étant rotationelle, les axes de l'éllipse globale de déformation ne bissectent pas les deux zones de cisaillement (RAMSAY & GRAHAM, 1970, p. 802), car l'amplitude de déplacement par cisaillement n'est pas équivalente dans les deux zones. On ne peut donc pas determiner la position de l'ellipsoïde de déformation, mais uniquement le plan de mouvement ac.

Ce n'est que quand on atteint le stade d'aplatissement suivant le plan axial du pli que l'on peut determiner le position finale de l'ellipsoïde de déformation.

6.3.4. Chronologie du mouvement dans les chevauchements

Comme nous verons par la suite (p. 124) on peut démontrer que dans plusieurs chevauchements le mouvement a cessé vers la fin du plissement F_2 . D'autre part on peut conclure que tous les chevauchements ne sont pas synchrones en tenant compte des observations suivantes:

Certains chevauchements sont en rapport direct avec les plis F_1 , car on peut observer qu'il sont dus au laminage des flancs inverses de ces plis (Fig. 31). C'est le cas de quelques accidents qu'on observe dans la région au S et à l'W de Mirandela; dans certains de ces accidents le mouvement a du se continuer pendant F_2 , car on trouve des plis F_2 associés au plan de chevauchement, mais dans d'autres le mouvement a cessé avant F_2 .

D'autre part, comme nous avons remarqué ci-dessus l'étirement F_1 est variable de part et d'autre de certains chevauchements, ce qui implique que le mouvement dans ces chevauchements a débuté pendant F_1 .

Fig. 31 — Coupe synthètique dans le secteur au SW de Mirandela, depuis la Serra de Santa Comba, au Nord, jusqu'au Domaine du Douro inférieur au Sud.

- chevauchement transmontain majeur.

La preuve directe du non synchronisme est fournie par le fait que certains chevauchements recoupent d'autres. C'est le cas du chevauchement péritransmontain qui recoupe celui qui sépare l'unité péri-transmontaine de l'unité intermédiaire au SW de Alfândega da Fé.

On peut même reconnaître l'âge relatif de certains chevauchements en comparant le style des plis F_2 associés, dans des niveaux structuraux comparables. Ainsi le chevauchement de Palheiros-Navalho est accompagné par des plis F_2 beaucoup plus serrés que le chevauchement de S. Salvador-Lodões. Celui-ci doit donc être postérieur au premier.

On peut conclure que dans certains accidents de mouvement a probablement débuté vers la fin de F_1 et a cessé peu de temps aprés, tandis que dans d'autres le mouvement a continué jusque vers la fin de F_2 .

6.4. Troisième phase de déformation

6.4.1. Structures macroscopiques

La troisième phase de déformation se traduit par le formation de plis d'amplitude kilométrique à plan axial subvertical qui dessinent une virgation régulière, depuis la direction NNE-SSW prés de la côte galicienne jusqu'à la direction WNW-ESE prés de

la frontière hispano-portugaise. Les axes de ce plis plongent, presque toujours, faiblement.

Dans la région étudiée on constate que l'intensité de la déformation augmente parallélement au structures quand on se déplace vers le NW, c'est à dire vers la zone de courbure maximum de la virgation; et augmente perpendiculairament aux structures quand on se déplace vers le NE (voir Figure annexe à la Carte des Structures mésoscopiques S_3).

Ainsi le bassin de Morais conserve sa forme originale, arrondie, acquise pendant la deuxième phase, tandis que le bassin de Bragança, beaucoup plus affecté par la deuxième phase, s'allonge dans la direction NW-SE.

Les noyaux des antiformes de cette phase sont occupés par des granites variés; les rapports entre la mise en place des granites et la troisième phase de déformation seront examinés plus tard.

6.4.2. Structures mésoscopiques

Les structures mésoscopiques de cette phase correspondent à:

- plis mésoscopique F₃;
- clivave associé aux plis S₃;
- linéations.

6.4.2.1. Plis mésoscopiques et clivages associés

Les plis de deuxième phase montrent des styles variés et sont associés à des clivages de crénulation secondaires (Pl. 36/44; Pl. 51-2, 52-2, 53-2, 54-2; 60-3; 62-2; 62-4, 67-1, 2, 3; 68-1; 69-2; 70-1, 2, 4; 71-3, 4). L'aspect du clivage de crénulation est variable; dans les secteurs où la déformation est peu intense il y a simplement des ondulations des surfaces antérieures (S_1 et S_2), S_3 n'étant pas encore matérialisé. Lorsque la déformation devient plus intense il y a successivement étirement de flancs des microplis puis cisaillement, avec formation de microlithons, à l'intérieur desquels les surfaces antérieures sont plissés de façon sigmoïde. L'évolution est donc diférente de celle que l'on observe pour S_2 où le cisaillement précède le microplissement.

Dans les roches plus compètentes S_3 se présente comme un clivage de fracture, généralement assez fruste.

La géométrie des plis dépend de la lithologie; dans les niveaux compétents les plis sont flexuraux ou flexuraux aplatis, à charnières arrondies, dans les niveaux incompétents il y a deux types extrêmes avec tous les intermédiaires (voir Figure annexe à la Carte des Structures mésoscopiques L_a):

- plis sinusoïdaux du type semblable;
- plis en chevron ou kinks, parfois avec fracturation soit dans la charnière soit dans les flancs; ces plis sont souvent conjugués et parfois policlinaux.

Les plis sont généralement symmétriques ou légèrement déversés; les charnières sont droites.

6.4.2.2. Linéations

Linéation de crénulation et linéation d'intersection du clivage de crénulation (S_3) avec les clivages antérieurs L^s $(s_1, s_2 \land s_3)$ (Pl. 41-2).

L'aspect de ces linéations obéit aux mêmes règles que pour la deuxième phase.

Linéation d'étirement (L3).

Dans les secteurs où F₃ est plus intense on observe parfois un étirement des minéraux anté-S₃, notamment des minéraux des auréoles thermométamorphiques de granites antérieurs à F₃.

6.4 2.3. Variations de style et d'orientation des structures

Le style des plis mésoscopiques et du clivage de crénulation secondaire associé dépend de la lithologie, du niveau structural où s'effectue la déformation et de son intensité.

Nous avons déjà décrit le style du plissement en fonction de la lithologie. Du point de vue du niveau structural on peut différencier grosso modo un niveau structural supérieur, où les plis sont flexuraux dans les roches compétentes et un niveau inférieur où les plis sont flexuraux aplatis. D'autre part on peut relier l'étagement en niveaux structuraux avec l'intensité de la déformation en constatant que dans les secteurs où \mathbf{F}_3 est plus intense il y a relévement de la limite entre les deux niveaux.

Si le plissement F₃ est peu intense les surfaces antérieures sont seulement ondulées, et il n'y a que microplissement qui se traduit à l'échelle mésoscopique que par une linéation de crénulation très fine et par une clivage de crénulation très incipient.

Ce n'est que quand F_3 est moderé ou assez fort que l'on peut observer des plis mésoscopiques plus ou moins serrés et que le clivage de crénulation S_3 devient plus pénétratif; dans des secteurs très restreints S_3 obliterè ou retranspose les surfaces antérieures (voir Figure annexe à la Carte des Structures mésoscopiques S_3).

L'orientation des structures de troisième phase est fonction de la position relative de S₃ et de la surface déformée (S₁ et S₂). Étant donné que S₃ est peu ou pas déformée par les phases tardives, subverticale et de direction assez constante il en resulte que la direction axiale des plis de la troisième phase est plus stable (RAMSAY, 1967, pag. 540) que pour les phases antérieures. Ce fait ressort trés nettement de la comparaison des cartes des structures mésoscopiques pour les différentes phases. Du point de vue de l'influence de l'orientation de la surface déformée on peut distinguer grosso modo deux situations extrêmes:

- Dans les secteurs où S₁ et S₂ sont subhorizontales les axes des plis mésoscopiques sont proches de NW-SE et peu dispersés;
- 2) Dans les secteurs où S₁ et ou S₂ sont subverticaux les axes des plis mésoscopiques sont trés dispersés mais contenus dans une guirlande proche d'un plan vertical et de direction NW-SE.

Figures d'interférence des structures résultant de la troisième phase avec les phases antérieures.

Dans la plupart des cas on démontre aisément que la troisième phase est superposée à la deuxième et, a fortiori, à la première (Pl. 45 et 46). En effet:

- les plis mésoscopiques F₃ déforment S₁ et S₂ et parfois les linéations L₁ et plus rarement, L₂ (Fig. 32; Pl. 56-1);
- les clivages de crénulation associés aux plis F₃ résultent de la déformation soit de S₁, soit de S₂;
- les plis mésoscopiques F₂ déforment parfois les plis mésoscopiques F₁ et F₂, en produissant des figures d'interférence des types 2 et 3 de RAMSAY (1962b; 1967; Pl. 49-2; 71-2).

Cependant dans certains secteurs les relations entre les structures de la deuxième phase et de la troisième phase sont ambigues, pouvant conduire à des inférences de chronologie relative opposées. Ainsi dans la terminaison périsynforme à l'W de Mascarenhas on observe deux systhèmes de clivages de crénulation: un de direction NW-SE, subvertical, qui donne lieu à des plis mésoscopiques dont le style les fait ranger les structures de troisième phase; l'autre de direction moyenne N-S, plus variable, et qui correspond à des plis cisaillants déversés à l'E, donc assimilable aux plis de deuxième phase. Dans certains affleurements F_3 est nettement superposé dans F_2 (Fig. 33), mais dans d'autres affleurements S_3 et S_2 et les linéations respectives se déforment mutuellement. Ces relations peuvent être interpretées de deux façons (Fig. 34):

- Le passage du systhéme de contraintes de la deuxième phase au systhéme de la troisième phase se fait de mode progressif et la structure fine de cette période correspond a une alternance plusieurs fois repétée d'intervales de temps ou règne soit le systhème de contraintes caractéristique de F₂ soit le systhème de contraintes caractéristique de F₃. Ainsi peuvent se produire des tectonites B / B'.
- Le systhème de plis F_3 est définitivement postérieur à F_2 , mais il y a réactivation des plis cisaillants F_2 par effet du plissement induit pendant F_3 . Cette réactivation se traduit par un glissement le long du plan axial du pli cisaillant qui peut donc déformer la surface S_3 et la linéation L_3 qui commençaient à se former en même temps.

Dans la première hypothèse il y aurait continuité entre F₂ et F₃, mais pas dans la deuxième. Le problème de la continuité ou discontinuité des phases orogéniques est soulevé, mais nous ne possédons pas, en ce moment, des critéres permettant de choisir entre les deux hypothèses critées.

6.4.3. Analyse cinématique

La figure de mouvement de la troisième phase de déformation peut être facilement déduite de la géométrie du plissement: la composante de cisaillement inhomogène responsable de la formation des plis résulte d'une compression horizontale de direction SW-NE et d'une extension subverticale; une composante homogène peut s'ajouter après (plis flexuraux aplatis) ou pendant (plis semblables) la formation des plis, et correspond à une compression de même orientation, une extension dans la direction NW-SE horizontale et une direction intermédiaire verticale.

Les relations entre plis d'ordres successifs montrent que le mécanisme générateur du plissement est toujours la flexion.

On obtient ainsi des structures qui obéissent à une figure de mouvement très proche de celle qui a donné lieu aux plis de première phase dans le domaine des plis à plan axial vertical. La seule différence consiste dans le fait que avant la première phase de déformation les matériaux qui ont subi la déformation étaient isotropes, tandis que avant la troisième phase la surface qui va être déformée sera s, ou s₂, le long de laquelle il y aura donc une anisotropie plus ou moins marquée, qui résulte des déformations antérieures (Fig. 35).

Pour expliquer les variations de style des structures de la troisième phase de déformation, malgré l'uniformité de la figure de mouvement il faut donc appliquer la théorie de la déformation d'un matériel statistiquement homogène et anisotrope, déjà invoquée pour la deuxième phase.

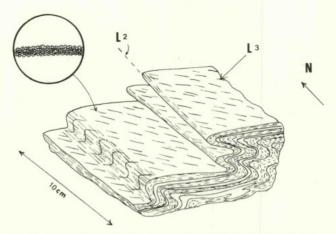


Fig. 32 — Crénulation microscopique F_1 superposée à des plis mésoscopiques F_2 . (F. 91; 1,1 km au SSE de Vila Verde).

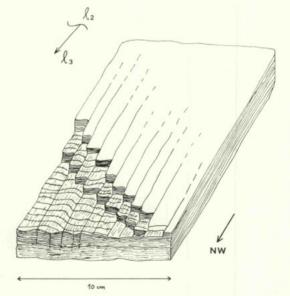
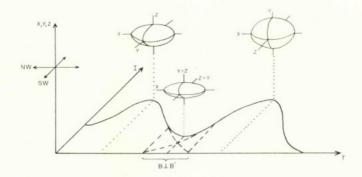
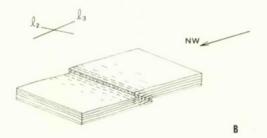


Fig. 33 — Linéation de crénulation L_{b} superposée a linéation de crénulation L_{b} .

F. 77, 250 m à l'ESE de Freixedinha.





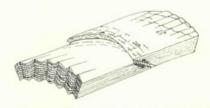


Fig. 34 — Hypothèses sur l'origine des tectonites B/B'.

A — Interférence synchrone des systhèmes de contraintes correspondant à \mathbf{F}_i et \mathbf{F}_i pendant la période de transition entre les deux régimes.

B-Réactivation des plis F2 induite par effet du plissement F3.

Pour une vitesse de déformation constante on peut considérer deux types extrêmes de structures:

— Dans les roches moins anisotropes se forment des flexions sinusoïdales par compression parallèle à la surface s₁ ou s₂; dans les roches compétentes la géométrie est concentrique, tandis que dans les roches incompétentes on s'approche de la géométrie du pli semblable; si l'aplatissement augmente les plis deviennent plus serrés et on peut avoir des cisaillements parallèles aux plans

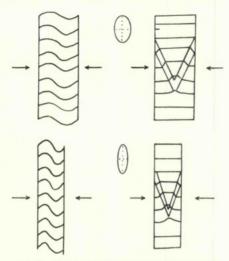


Fig. 35 — Figure de mouvement de la troisième phase de déformation, dans le cas d'un fabric antérieur à bas degré (à gauche) et à haut degré (à droite) d'anisotropie.

axiaux des plis. On est dans des conditions proches de celles de plis de première phase produits par aplatissement inhomogène ou superposition d'un aplatissement homogène à une flexion et on peut appliquer les mêmes règles pour les sens de déversement des plis de différents ordres. On arrive à avoir des structures qui évoquent la déformation de sédiments encore gorgés d'eau, avec solution par pression et formation de dykes clastiques injectés suivant s_s, mais il s'agit d'un cas exceptionnel que nous avons observé uniquement dans la région de Bruçó (Pl. 43-1).

— Dans les roches plus anisotropes se forment des Kinkbands conjugués dans les roches incompétentes et des flexions dans les roches compétentes. En fonction des conditions locales et de la déformation progressive on obtient des formes plus complexes, telles que des plis en caisse, plis en chevron, plis en mitre, des failles qui font des angles obtus avec la compression maxima, des plis polyclinaux. Tous ces accidents ont été produits expérimentalement par différents auteurs (Weiss, 1968; Cobbold et all., 1971) avec des formes qui miment très exactement leurs modèles naturels.

Il y a évidemment des formes intermédiaires entre ces deux types extrêmes et on peut même trouver des plis dont la charnière passe en quelques centimètres d'une forme arrondie à une forme angulaire.

Les deux types extrêmes de structures se répartissent dans des domaines distincts: dans les zones moins métamorphiques où le clivage primaire est du type clivage schisteux on a des structures de troisième phase du premier type; dans les zones plus méta-

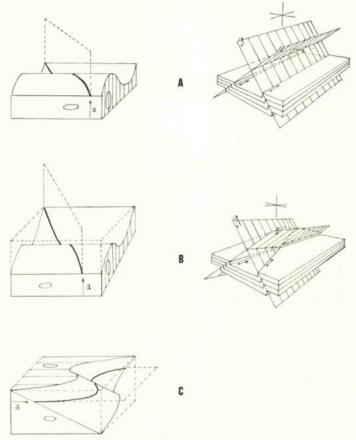


Fig. 36 — Annalyse cinématique tridimensionelle des plis de la troisième phase de déformation, dans le cas de plis semblables sinusoïdaux (à gauche) et de plis conjugués cisaillants (à droite, d'après RAMSAY, 1962).

- A La surface déformée est perpendiculaire a l'axe cinématique a (pli orthorrombique).
- B—La surface déformée est oblique a l'axe cinématique a, mais contient l'axe cinématique b (pli monoclinique).
- C La surface déformée est oblique à tous les axes (pli triclinique).

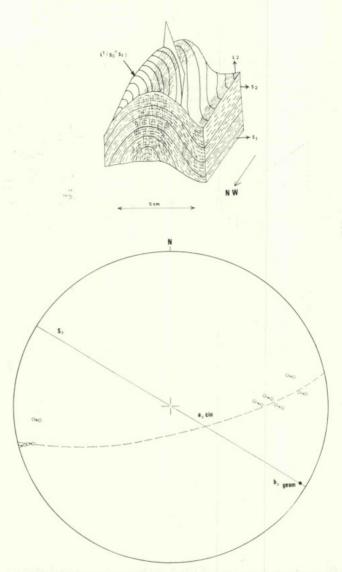


Fig. 37 — Linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification, l' $(s_0 \land s_1)$, déformée par un pli F_2 . La linéation déformée (petits cercles) est contenue dans un plan (traits interrompus).

S,—plan axial du pli F_5 ; b_3 géom—axe du pli F_5 ; a_3 cin—axe cinématique a de la troisième phase de déformation. F. 105; 500 m à l'W de Santa Justa. morphiques correspondant à des phyllites ou à des micaschistes avec des clivages plus évolués du point de vue de la recristallisation on a des structures du deuxième type. Ceci implique une corrélation très étroite entre le style des structures de troisième phase et le degré de métamorphisme régional dans les secteurs où le pic de celui-ci est antérieur à la troisième phase.

Dans d'autres secteurs il y a eu cependant des conditions de métamorphisme assez sévères pendant la troisième phase de déformation et dans ces cas le style des structures est influencé par ces conditions.

Après cette analyse bidimensionnelle nous essaierons de passer à la cinématique tridimensionnelle (Fig. 36).

Le type de structures que l'on trouve est fonction de:

- Nature du plissement de troisième phase (plis semblables sinusoïdaux ou plis conjugués angulaires);
- Position relative des surfaces S₃ par rapport à la surface déformée (S₁ et ou S₂).

Ainsi nous distinguerons les cas suivants:

1) — Plis semblabes sinusoīdaux

Dans ce cas les linéations antérieures au plissement sont déformées de telle façon qu'elles sont contenues dans un plan après la déformation (Fig. 37). On peut donc définir le système d'axes cinématiques a_a b_a c_a . D'autre part il se forme un seul système de plis, dont l'axe est contenu dans l'intersection de la surface plissée S_a .

- a) La surface plissée est subhorizontale avant la déformation. Dans ce cas en déterminant l'axe a_3 à l'aide des linéations déformées on se rend compte que celui-ci se situe dans la ligne de plus grande pente de S_3 , subvertical. D'autre part on vérifie que X_3 , b_3 et l'axe des plis sont coı̈ncidents. On peut considérer x_3 comme l'étirement réel et non simplement l'étirement apparent, car le changement de volume dû à la troisième phase de déformation est négligeable parce que les roches étaient déjà métamorphiques avant la déformation. Dans ce cas l'amplitude du plissement de troisième phase est maxima.
 - b) La surface plissée est oblique à l'axe a, mais parallèle à l'axe b,

On constate les mêmes relations que pour le cas antérieur mais l'amplitude du plissement est plus faible et il y a dissimétrie des plis de troisième phase à cause de l'inclinaison originale de la surface plisée (TURNER et WEISS, 1963).

c) — La surface plissée est oblique à tous les axes cinématiques. Dans ce cas on constate, d'après l'étude des linéations déformées que l'axe cinématique a₃ change de position et se rapproche de l'horizontale; parfois a₃ est matérialisés par une fibrosité dans le plan de s₃ (Fig. 38).

On peut expliquer ce phénomène si l'on admet que le plissement résulte d'aplatissement avec étirement subhorizontal. C'est-à-dire que X_3 serait toujours subhorizontal et de direction NW-SE. Suivant une autre hypothèse on peut supposer qu'il s'agit d'un cas de plissement d'une structure linéaire cinématiquement active (WATKINSON et COBBOLD, 1973).

En connaissant l'angle entre l'axe du pli et l'axe cinématique on peut déterminer le rapport X/Y (RAMSAY, 1967, p. 480-2).

Une partie de la dispersion de la linéation d'intersection du clivage primaire et de la stratification dans la surface du clivage primaire résultera de la déformation F₃ (Fig. 39).

2) - Plis conjugués

RAMSAY (1962, 1967) a démontré que la symétrie des structures dépend de la position relative de la surface plissée par rapport à l'ellipsoïde de déformation globale de la troisième phase.

Si l'axe X_3 ou l'axe Z_3 est normal à la surface plissée on obtient des structures orthorrombiques.

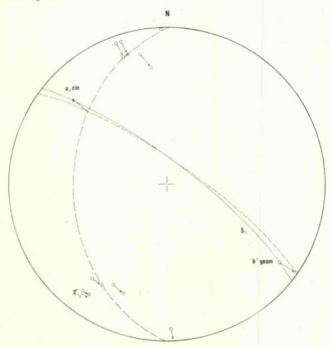


Fig. 38 — Linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification, déformée par un pli F_s. Même légende que la Fig. 37. Sur le terrain on s'aperçoit que l'axe cinématique F_s est matérialisé par une fibrosité dans le plan de S_s.

F. 64; 350 m SSE de Arrifana.

Si l'axe \mathbf{Z}_a est contenu dans la surface plissée mais X_a n'est pas normal à cette surface, on obtient des structures monocliniques.

Si aucun axe est contenu dans la surface plissée, on obtient des structures tricliniques.

Étant donné que la surface plissée dessinait déjà les Bassins de Morais et de Bragança avant la troisième phase de plissement on s'attendrait que le cas des structures tricliniques soit de loin le plus fréquent, celui des structures monocliniques plus rare et celui des structures orthorrombiques exceptionnel.

L'observation démontre que c'est justement l'inverse qui se produit, ce qui s'explique par le fait que la surface plissée contient Z_5 , c'est-à-dire qu'elle transmet la tension maximale, σ_5 (RAMSAY, 1962, p. 521). La réorientation du système de tensions

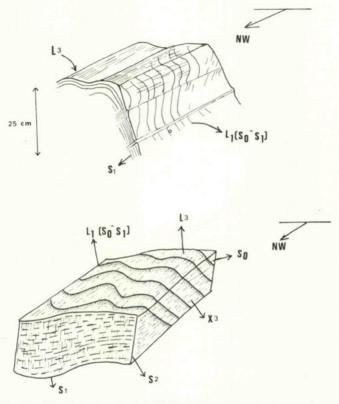


Fig. 39 — Plis F_{s} et dispersion de la linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification.

- en haut: la disposition de la linéation est antérieure au plissement F₃, quoique la ligne axiale des courbures de la linéation d'intersection soit confondue avec les plis F₃.
- en bas: la dispersion de la linéation est due au plissement F₁; l'axe cinématique F₂ est subhorizontal, coîncident avec X₃, car la dispersion de la linéation est beaucoup plus forte que la courbure de S₁.

entraıne alors des tensions cisaillantes le long de la surface plissée et des plis en échelon de deuxième ordre peuvent se former (RAMSAY, 1962, p. 523-5), parfois coexistant avec des plis de premier ordre (Fig. 40; Pl. 42-1).

6.5. Phases tardives

Les phases tardives, c'est-à-dire postérieures à la troisième phase de déformation dans notre cas, sont généralement peu intenses et non pénétratives, comme dans la plupart des segments déformés. La style des accidents mésoscopiques correspond toujours à celui des kink-bands. Étant donné que ces phases n'ont que très peu influencé la structure d'ensemble acquise lors des phases antérieures nous ne les avons pas étudiées de façon systématique. D'autre part la chronologie de ces déformations est difficile à établir, car les accidents correspondants ne donnent pas des figures d'interfé-

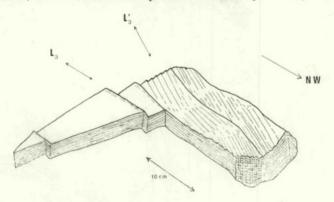


Fig. 40 — Plis mésoscopiques de la troisième phase de déformation (L_s) accompagnés de plis en échelon de deuxième ordre.

(F. 90; 1,6 km à l'ENE de Rego de Vide).

rence, parce qu'ils sont généralement localisés à certains domaines très restreints.

Une de ces phases correspond à des kinks symétriques en chevron ou kink conjugués qui traduisent une compression modérés dans la direction NW-SE à W-E (Pl. 33-1). Ils sont plus fréquents et plus serrés dans le secteur de Matela, à l'E de Morais.

D'autres générations de kink-bands sont en relation soit avec les décrochements tardi-hercyniens soit avec des phases de distension d'âge inconnu (Pl. 33-3).

6.6. Fractures

Le socle hercynien de Trás-os-Montes est intensément fracturé, à l'échelle de la carte et de l'affleurement. Nous avons étudié surtout les macrofractures, en laissant de côté, sauf incidentellement, les fractures observables à l'échelle mésoscopique (mésofractures et diaclases). Celles-ci sont en effet beaucoup plus difficiles à interpréter (PRICE, 1966) et se révèlent, dans l'état actuel de nos connaissances, inutilisables pour l'interprétation de la tectonique régionale dans la plupart des cas.

6.6.1. Analyse géométrique

Les caractères géométriques des principales fractures sont indiqués dans la carte des macrostructures.

6.6.2. Analyse chronologique

L'analyse chronologique des fractures se révèle extrêmement difficile. Ceci est dû au fait que si un champ de contraintes est appliqué à un matériel dèjà fracturé, la création de fractures nouvelles absorbe beaucoup plus d'énergie que le rejeu des fractures anciennes. Étant donné qu'une fracture pré-existante peut avoir n'importe quelle direction par rapport à un système de tensions donné il peut avoir mouvement le long de la fracture mais, dans le cas général, il s'agira d'un glissement oblique (Bott, 1959).

Le rejet actuellement visible dans une fracture est ainsi la résultante de tous les rejets qui se sont produits le long des temps géologiques et pour décomposer ce rejet il faudrait avoir des repères échelonnées le long de tout le temps pendant lequel ces fractures ont rejoué. De ce point de vue on peut considérer, dans notre cas, les repè-

res chronologiques suivants:

Pendant la sédimentation du Paléozoïque inférieur il y a eu certainement un jeu de fracturation au niveau du socle et de sa couverture; on peut reconnaître l'emplacement de ces fractures et ses caractéristiques par l'influence sur la sédimentation et sur l'emplacement des intrusions anté-hercyniennes et du volcanisme contemporain de la sédimentation.

Au moment des phases de sédimentation hercyniennes, surtout des plus tardives, se produisent des réseaux de fractures nouvelles et il y a rejeu des fractures anciennes. Les structures produites lors d'une phase de plissement peuvent être utilisées comme repères géométriques pour l'étude des fracturations postérieures. D'autre part comme les différentes phases de déformation s'accompagnent de métamorphisme et d'intrusions, ces phénomènes produisent aussi des structures qui peuvent être utilisées comme repères (contacts intrusifs, filons, isogrades de métamorphisme),

Finalement pour les temps récents on trouve les repères fournis par les surfaces d'érosion et les dépôts discordants, tertiaires et quaternaires. Ceux-ci permettent de reconnaître les failles à activité récente et qui sont donc géomorphologiquement significatives.

Il faut remarquer que pour la période comprise entre les phases tardives hercyniennes et l'élaboration des surfaces d'érosion les plus anciennes (paléogènes probablement) on manque totalement de repères. Ce fait introduit un hiatus dans l'interprétation de la fracturation dans la région étudiée, séparant nettement l'évolution liée au cycle hercynien de l'évolution récente. Le hiatus sera peut être réduit quand on disposera des âges isotopiques de filons basiques et des minéralisations de plomb et d'uranium qui son liées à certaines fractures.

6.6.2.1. Fractures anté-tectoniques

Les fractures antérieures à la déformation hercynienne peuvent être reconnues par des raisonnements indirects, comme nous l'avons vu ci-dessus. Pendant les mouvements hercyniens ces fractures peuvent subir une évolution variable. Si les fractures sont superficielles, recoupant uniquement la couverture sédimentaire assez uniforme du point de vue rhéologique, elles sont soudées par le plissement et par le métamorphisme au début de l'orogenèse hercynenne et deviennent cinématiquement passives. C'est le cas de la plupart des failles normales contemporaines de la sedimentation, difficilement reconnaissables dans la structure actuelle.

Si les fractures sont profondes, pénétrant dans le substractum et si elles séparent des compartiments à propriétés rhéologiques suffisamment différenciées dans ce substractum, il y a des chances pour qu'elles continuent à rejouer pendant les phases hercyniennes.

L'étude des fractures anté-tectoniques ne peut être que très spéculative et nous l'aborderons dans le chapitre dédié à l'interprétation structurale.

6.6.2.2. Fractures hercyniennes

Pendant la déformation hercynienne le matériel se comporte d'abord souplement, comme nous l'avons vu; ensuite il y a tendance de plus en plus accusée vers un comportement fragile, qui est dû à l'induration du matériel par le métamorphisme général et par la mise en place des granites. C'est donc vers la fin de la déformation qui se forme le réseau fondamental de fractures, qui sont, de ce fait tardi-hercynennes.

Cependant, même pendant la première et deuxième phases de déformations, on a des preuves que la déformation souple a été accompagnée par des discontinuités autres que les chevauchements. Ainsi à l'échelle mésoscopique on reconnaît, tout au moins dans les niveaux structuraux les plus superficiels, des fentes de traction des plis de première phase.

À l'échelle macroscopique on constate que parfois quelques macrostructures montrent des profils différents de part et d'autre des accidents qui les décalent. Ceci implique que plis et décrochements sont en partie contemporains. Un exemple de ce phénomène peut s'observer dans la région de Campo de Víboras-Algoso pour des plis F_z ; on doit donc conclure que les décrochements de cette région ont joué pendant la deuxième phase hercynienne.

Certains décrochements sont recoupés par le système de décrochements tardihercyniens et sont donc plus anciens. Un système comprend le décrochement du Bairro de Carvalhal, sénestre, de direction ENE-WSW à E-W et le décrochement de Morais, sénestre, de direction ENE-WSW; les deux présentent certains caractères communs; en effet ils contrôlent la mise en place de flasergabbros et péridotites hercyniens, ce qui suggère qu'il s'agit d'accidents qui ont commencé à jouer dès la première phase de déformation hercynienne; d'autre part il y a eu injections de serpentines le long des plans de faille, ce qui suggère une ductilité de l'encaissant plus élevée que pendant la formation des décrochements tardi-hercyniens.

Un autre systhème correspond au décrochement dextre de Gimonde-Santa Comba de Rossas, de direction NNE-SSW.

Les deux systhèmes sont probablement conjugués et le champs de contraintes qui les a engendré, avec σ_3 horizontal et proche de SW-NE et σ_2 vertical, est compatible avec celui de la troisième phase de déformation. Il est donc probable que ce système a rejoué jusqu'à la fin de cette phase.

6.6.2.3 Décrochements tardi-hercyniens

Dans la région étudiée on trouve un système de décrochements sénestres, de direction moyenne NNE-SSW. Ce système est très bien représenté dans tout le Nord du Portugal (Delgado, 1905; Choffat, 1907; Schermerhorn, 1956).

 $\rm \mathring{A}$ Trás-os-Montes oriental on constate que le système de décrochements est postérieur aux macrostructures $\rm F_3$ et aux granites alcalins spatialement liés à ces structures.

L'amplitude du rejet horizontal peut être évalué en utilisant comme repères les plans axiaux subverticaux, des plis de troisième phase et les bords, subverticaux, des batholites de granite alcalins, ou encore les plans axiaux des plis de première phase quand ceux-ci s'approchent de la verticale.

L'amplitude du rejet horizontal est variable suivant les accidents, depois quelques centaines de mètres jusqu'à 7 km.

Le conjugué dextre de direction NNW-SSE existe mais il est beaucoup moins fréquent que le conjugué sénestre. Ceci est peut être dû à un certain degré de caractère rotationnel pendant la formation des décrochements; le système de tensions qui a originé ces décrochements devait avoir l'orientation suivante: σ_3 N-S, horizontal; σ_2 vertical σ_3 E-W, horizontal.

Les décrochements sénestres plus importants sont parfois accompagnés par des décrochements de deuxième ordre-sénestres et de direction ENE-WSW.

Dans certains secteurs les décrochements sénestres NNE-SSW montrent un espacement assez constant, de l'ordre de $1\,\mathrm{km}$; ceci suggère que ces décrochements résultent de la réactivation de fentes de traction formées en rapport avec les macrostructures F_3 . Le fait que la plupart des filons de quartz accompagne les décrochements et que ces filons ont été eux-mêmes brèchifiés et striés semble confirmer ce point de vue.

La décrochement de Longroiva-Vilariça-Portelo mérite un traitement spécial, parce qu'il montre une évolution complexe.

Dans sa partie sud l'amplitude du rejet horizontal est de l'ordre de 7 km, quand il coupe le batholite de Moncorvo-Vila Real, formé par des granites alcalins à deux micas (p. 124).

A la latitude de Vilares da Vilariça le décrochement se dédouble; une branche de direction NE-SW produit un rejet sénestre de 3 km sur le bord Sud-Est du petit batholite de granite alcalin à deux micas et mégacristaux de Santa Comba-Vilares, qui, comme nous verrons plus tard (p. 124), est postérieur au batholite de Moncorvo-Vila Real. La branche principale se prolonge vers le Nord; elle provoque un rejet de 4 km dans le massif de granite alcalin à deux micas et mégacristaux de Rebordaínhos et un rejet de 4 km dans le Massif de Bragança. Ensuite, encore plus au Nord, le rejet s'attenue progressivement et passe latéralement à une flexure à axe vertical dans la région au SW de Puebla de Sanabria. Signalons aussi la présence du petit massif de de granite alcalin à deux micas et mégacristaux de Bornes, allongé suivant l'accident et greffé sur lui.

En tenant compte de tous ces faits, nous proposons l'évolution suivante pour le décrochement de Vilariça-Portelo (Fig. 41).

L'accident se propage du Sud vers le Nord. Dans sa partie Nord il recoupe des décrochements sénestres de direction ENE-WSW, d'âge tardi-F₅, qui ont pu contrôler la mise en place des granites alcalins à deux micas et migacristaux, aussi d'âge tardi-F₅. Une partie du rejet est absorbée par rejeu de même sens dans ces décrochements, une autre partie est absorbée dans la propagation de l'accident principal vers le Nord. Ainsi le rejet total est du même ordre de grandeur que plus au Sud, quand l'accident coupe le batholite de Vila Real-Moncorvo.

Signalons aussi que l'accident change de direction; quand il recoupe les macrostructures $F_{\scriptscriptstyle 3}$ sous un angle proche de 90° il a une direction constante NNE-SSW. Mais quand il recoupe le bord Ouest du bassin $F_{\scriptscriptstyle 3}$ de Morais, dans le secteur compris entre Burga et Podence, il change de direction et se rapproche de la direction de la schistosité régionale, qui est NE-SW.

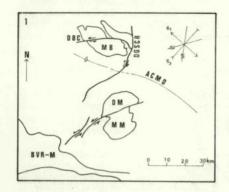
Ceci s'explique par l'influence de l'orientaton de l'anisotropie pré-existant sur l'orientation du cisaillement (Donath, 1961): si l'anisotropie est à 90° de σ_3 le matériel suit le critère de rupture de Navier-Coulomb, avec θ proche de 30°; en effet σ_3 était proche de N-S, donc le décrochement sénestre doit être proche de N 30° E; si l'anisotropie est orientée à moins de 30° de σ_3 le cisaillement se produit suivant une orientation proche de celle de l'anisotropie pré-existente.

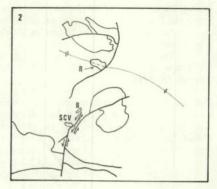
On peut conclure que le décrochement de Vilariça-Longroiva à commencé à jouer à la fin de la troisième phase de déformation mais que le mouvement a cessé bien après.

6.6.2.4. Fracturation alpine

Si l'on utilise comme repères les surfaces d'érosion et les dépôts discordants tertiaires et quaternaires on arrive à la conclusion qu'une partie des fractures de Trás-os-Montes oriental ont rejoué récemment. C'est le cas notamment du décrochement de

Vilariça-Portelo, le long duquel s'installent une série de grabens où les dépôts récents sont conservés et qui limite les demi-horst des Serras de Montezinho, Nogueira et Bornes. Parfois on peut démontrer que le rejet morphologique est de sens opposé au rejet vertical total, que l'on peut déduire de la structure géologique.





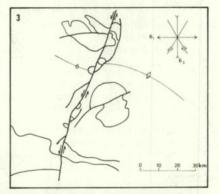


Fig. 41 - Evolution du décrochement de Vilarica-Portelo.

- 1 Situation au début de la troisième phase de déformation.
- 2 Situation à la fin de la troisième phase de déformation (au moment de l'intrusion des granites alcalins à deux micas et mégacristaux).
- 3 Situation pendant les phases tardives.

MB — Massif de Bragança; MM — Massif de Morais; BVR-M — Batholite de Vila Real-Moncorvo; DM — Décrochement de Morais; DBC — Décrochement du Bairro de Carvalhal; DGSCR — Décrochement de Gimonde — Santa Comba de Rossas; R — Granite de Rebordainhos; B — Granite de Bornes; SCV — Granite de Santa Comba de Vilariça.

Ceci veut dire que le jeu de blocs est complexe et variable suivant les époques, un bloc déterminé pouvant être alternativement soulevé ou affaissé.

Nous n'avons pas trouvé des fractures d'âge intégralement alpin; il semble qu'il y ait seulement réactivation des fractures fini-hercyniennes.

La fracturation alpine sera étudiée en détail dans une publication postérieure, relative à l'évolution du reliefs et de la tectonique récente de Trás-os-Montes oriental.

6.7. Déformations anté-hercyniennes dans la couverture paléozoïque

Les phases de déformations anté-hercyniennes peuvent être mises en évidence par l'application de différents critères. Il faut d'abord distinguer les mouvements épéirogéniques des phases de plissement.

Les mouvements épéirogéniques, à grand rayon de courbure, sont dénoncés par l'existence de discordances cartographiques, accompagnées de lacunes d'érosion et sou-

vent jalonnées par des conglomérats.

Les mouvements orogéniques qui se traduisent par un plissement des couches sont mis en évidence par la présence de discordances angulaires, accompagnées ou non de conglomérats de base et par la dispersion des linéations d'intersection du clivage primaire avec la stratification (l¹s₀/s₁) dans le clivage plan.

6.7.1. La phase de plissement sarde

 ${\tt \~A}$ Trás-os-Montes oriental l'Ordovicien débute localement par un conglomérat de base et son contact avec les séries sous jacentes correspond à une discordance angulaire.

Cette discordance n'est visible que dans les secteurs où la déformation hercynienne est modérée. Si celle-ci devient très intense, la discordance est effacée (RAMSAY, 1967).

Cette discordance est attribuée par tous les auteurs aux mouvements sardes (TEIXEIRA, 1955). Si, comme nous le pensons, le complexe des schistes et grauwackes est cambrien, l'attribution est immédiate et évidente. Mais même si l'on pense que le complexe est plus ancien, la présence d'un conglomérat poligénique à la base de l'Ordovicien fait pencher pour des mouvements immédiatement antérieurs au dépôt de ce conglomérat, donc d'âge sarde.

Dans les secteurs faiblement déformés ont peut prouver l'existence de la discordance par des arguments indirects. En effet, dans ces secteurs les plis hercyniens sont cylindriques, ce qui se traduit par le fait que la linéation d'intersection clivage primaire-stratification doit être une droite dans le clivage primaire à orientation constante. S'il y a des plis anté-schisteux la linéation en question doit être dispersée, parce que le clivage hercynien, plan, recoupe la stratification déjà plissée; ou, ce qui revient au même, les axes de plis sont courbes. Or si l'on compare les axes de plis et les linéations 1^1 ($\mathbf{s}_1/\mathbf{s}_0$) dans l'Ordovicien inférieur et le complexe de schistes et grauwackes on se rend compte qu'ils ont une orientation constante dans l'Ordovicien inférieur, tandis que dans le complexe ils montrent une dispersion dans le clivage primaire plan.

Ce raisonnement n'est pas évidemment applicable dans les secteurs très déformés, où les axes de plis hercyniens sont eux-mêmes courbes dans le clivage primaire plan.

Essayons maintenant de reconstituer la géométrie de la déformation sarde. On constate que:

- 1) Dans les complexes des schistes et grauwackes le clivage dû à la première phase hercynienne a toujours un caractère de clivage schisteux plus ou moins évolué et on ne trouve jamais la trace de clivages antérieurs. Ceci démontre que la déformation sarde n'était pas accompagnée de clivage schisteux;
- Si l'on compare les structures au niveau du complexe des schistes et grauwackes et au niveau de l'Ordovicien on constate qu'il y a une alternance de

couloirs où la discordance angulaire existe, et de zones plus larges où on ne peut pas le mettre en évidence, même si le conglomérat de base de l'Ordovicien est présent.

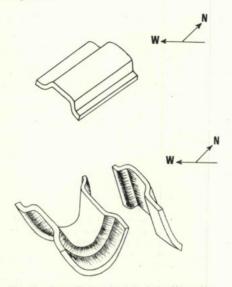


Fig. 42 — Reconstitution du style de la déformation sarde, d'après la géométrie résultant de la superposition des plis hercyniens dans le complexe des schistes et grauwackes.

Ceci peut s'expliquer par le fait que les plis sardes devaient avoir des directions très obliques aux plis hercyniens (E-W à NE-SW) et des inclinaisons axiales faibles ou nulles; les profils seraient d'un type très spécial, où alternaient des zones assez larges où les couches étaient subhorizontales et des pincées ou des flexures à flancs abrupts.

Si l'on replisse ensuite ces plis, suivant la direction des plis hercyniens, on arrive à la disposition qu'on peut observer sur le terrain: dans les flancs raides la discordance angulaire est bien marquée, dans les larges zones où les couches étaient sub-horizontales au moment du dépôt de conglomérats de base la discordance angulaire est faible ou nulle (Fig. 42).

On peut donc conclure que la déformation sarde correspond soit à un plissement modéré, résultant d'une compression faible, parce que les plis n'ont pas de clivage de plan axial, même dans les étages structuraux plus profonds; soit à des ondulations du type «box-fold» qui peuvent épouser un système de horst et graben au niveau du socle antérieur au complexe des schistes et grauwackes, en régime d'extension. Ces déformations ont pu être accompagnées par des phénomènes de glissement synsédimentaires, mais on n'a pas trouvé la trace de tels phénomènes.

Signalons que le style de la déformation sarde ici reconstituée n'est valable que pour le secteur étudié et qu'il peut varier quand on se déplace vers d'autres secteurs de la zone Centro-Iberique.

6.7.2. Les mouvements épéirogéniques calédoniens

Les phases de déformation que l'on peut mettre en évidence dans les séries postcambriennes sont de nature épéirogénique. En effet à l'intérieur de ces séries on ne trouve que des discordances cartographiques.

Ces discordances se situent à plusieurs niveaux, comme nous l'avons vu dans le chapitre dédié à la stratigraphie:

- limite Ordovicien-Silurien:
- base du niveau des quartzites du Llandovery.
 - Il y a regréssion à ce niveau, plus ancienne à l'E où se situe la zone d'alimentation, qu'à l'Ouest. Ceci suggère l'existence d'un bombement qui se déplace vers l'Ouest;
- base du Flysch Dévonien supérieur.

7. DÉFORMATION DANS LES MASSIFS DE MORAIS ET BRAGANÇA

Comme nous avons vu précédement on trouve, dans les Massifs de Morais et Bragança, la trace de déformations qu'on ne retrouve pas dans le Paleozoïque qui entoure les Massifs (Ferreira, 1965; Anthonioz, 1969, 1972). D'autre part les formations métamorphiques qui composent les massifs peuvent être divisées en deux grands groupes: formations monométamorphiques et polymétamorphiques. On se trouve donc en présence de problèmes de corrélations des évènements tectoniques dans les terrains monométamorphiques, polymétamorphiques et encaissant paléozoïque. Nous étudierons d'abord le Massif de Morais, parce qu'on y trouve des formations monométamorphiques plus étendues et plus variées qu'à Bragança.

7.1. Massif de Morais

7.1.1. Première et deuxième phases de déformation

Les structures mésoscopiques les plus évidentes dans les amphibolites correspondent à une foliation, souvent soulignée par des bandes de composition différente, et à une linéation d'alignement des aiguilles d'amphiboles parfois très nette, parfois inexistante, parallèle à des charnières isoclinales. Dans ces charnières on peut se rendre compte qu'il y a retransposition d'une foliation antérieure, tellement avancée qu'on ne retrouve plus les charnières de plis qui devraient accompagner la première foliation (Pl. 47-3).

Les structures les plus évidentes résultent donc de la superposition d'une phase de plissement plus récente (F_2) à une phase de déformation plus ancienne (F_1) , sur laquelle on ne possède pas des données au point de vue du type et orientation des structures qui en résultèrent.

Les plis F_2 ont des charnières variables, mais la direction moyenne ENE-WSW est bien marquée; les plis sont isoclinaux, très aplatis, et couchés. Le déversement des structures est inconnu, faute de critères de polarité dans les amphibolites.

Cette phase s'accompagne peut être de macrostructures qui doivent correspondre à des grands plis couchés, car la zonéographie métamorphique est inverse pour toute la séquence basique du Massif de Morais. Cependant la géométrie de ces macrostructures ne peut pas être élucidée, puisque les niveaux repères cartographables manquent dans les amphibolites de Morais.

Les phases 1 et 2 n'affectent que les formations polymétamorphiques qui se situent sous les gneiss oeillés.

Les formations catazonales blastomylonitiques du Massif de Morais sont charriées sur les amphibolites du même massif; le plan de charriage est recoupé par le contact de base des gneiss oeillés de Lagoa.

7.1.2. Troisième phase de déformation

Cette phase se traduit au point de vue des mésostructures par la création d'un fabric plano-linéaire dans les formations monométamorphiques.

Ainsi on observe dans les différents types lithologiques:

Les gneiss oeillés de Lagoa ont une foliation très développée dans la matrice, qui se moule autour des porphyroclastes de quartz et feldspath, eux-mêmes très aplatis. Dans le plan de la foliation on remarque souvent une linéation d'étirement des porphyroclastes, parfois soulignée par une fibrosité de la matrice.

Les micaschistes de Lagoa ont une schistosité nette, définie par l'aplatissement des minéraux phylliteux et du quartz. Dans le plan de la schistosité on observe une linéation d'alignement des biotites, mimétique de la fibrosité de la matrice quartzo-phylliteuse et parallèle à la linéation d'étirement dans les gneiss. On déduit donc que cette linéation d'alignement de minéraux est mimétique de l'étirement dans les micaschistes.

Les péridotites et les flasergabbros des Massifs de Morais et Azinhoso présentent aussi des structures plano-linéaires, mieux développées dans les zones de contact entre les deux types de roches et dans les contacts avec l'encaissant.

Dans toutes ces roches on ne trouve pas de fabric tectonique antérieur à celui qui a donné le fabric S_3/L_3 qu'on vient de décrire.

La schistosité des micaschistes et la foliation des gneiss, péridotites et flasergabbros étaient partout horizontales, si l'on tient compte des déformations postérieures. Cependant dans les péridotites des Massifs de Morais on peut mettre en évidence une réfraction de la foliation, qui était subhorizontale dans les bords du massif, mais qui devient plus inclinée et de direction NW-SE à l'intérieur du corps ultrabasique; il y a donc réfraction de $\rm S_1$ quand on passe des bords du massif, plus déformés, à l'intérieur, moins ductile.

Les linéations d'étirement L₃ sont subparallèles dans toutes les formations monométamorphiques et de direction movenne NNW-SSE.

On trouve quelques rares plis admettant S₁ comme plan axial dans les péridotites, les flasergabbros et les micaschistes. La rareté de ces plis peut s'expliquer si l'on admet qu'ils ne se forment que dans les endroits où la déformation agit sur des matériaux avec des hétérogenéités de composition. Ainsi ils ne se formeraient que dans les cas où il y a une stratification originelle (sédimentaire dans les micaschistes et «magmatique» dans les péridotites et gabbros). Son absence dans les gneiss oeillés s'expliquerait parce que ces gneiss ne possèdent qu'une lamination très grossière et à grande échelle.

Dans les péridotites et les flasergabbros les rares charnières qu'on a observées sont parallèles aux linéations d'étirement des minéraux, tandis que dans les micaschistes les charnières et les linéations d'intersection de la schistosité avec la stratification $l^{a}(s_{0}/s_{0})$ sont beaucoup plus dispersées que la linéation d'étirement; on essayera d'expliquer ces faits plus tard.

Au point de vue des macrostructures dues à la troisième phase de déformation on doit remarquer la conservation de la polarité normale des formations (micaschistes sur gneiss et gabbros sur péridotites), qui contraste fortement avec le renversement des formations monométamorphiques. Si l'on essaye de comparer les structures F_3 dans les formations monométamorphiques et les structures S_2 dans les formations polymétamorphiques on arrive à des conclusions importantes.

En effet:

- 1) Les structures mésoscopiques dans les formations monométamorphiques sont comparables au point de vue style et orientation; en particulier la linéation d'étirement, X_s , est parallèle dans les micaschistes et gneiss oeillés de Lagoa d'une part et dans les péridotites et flasergabbros des Massifs de Morais et Azinhoso d'autre part. Etant donné que ceux-ci sont encaissés dans l'unité polymétamorphique inférieure, tandis que les micaschistes et gneiss de Lagoa forment une unité monométamorphique supérieure on peut conclure que la position relative originale entre les deux unités a été conservée; autrement dit le contact gneiss oeillés-amphibolites ne peut correspondre qu'à une discordance d'une couverture monométamorphique sur un socle polymétamorphique, et on peut donc écarter l'hypothèse d'un charriage séparant les deux unités.
- 2) Si l'on compare maintenant la structure des formations mono et polymétamorphiques on remarque qu'il n'y a aucune similitude entre elles malgré l'accordance réalisée au contact (massifs de péridotites et flasergabbros et encaissant d'amphibolites et contact gneiss oeillés sur amphibolites). On est forcé d'admetre que la troisième phase de déformation n'a donné des mésostructures que dans l'unité monométamorphique, tandis que dans le complexe polymétamorphique il y a eu simplement rotation de \mathbf{S}_2 et de \mathbf{L}_2 sans formation de nouvelles structures. On devrait donc considérer ces structures comme \mathbf{S}_{2+3} et \mathbf{L}_{2+3} .

Ce comportement du complexe polymétamorphique, très inhabituel, sera expliqué plus tard.

3) — Etant donné l'âge précambrien supérieur probable des gneiss oeillés de Lagoa on doit admettre que les déformations de première et deuxième phases qu'on ne trouve que dans les complexes polymétamorphiques sont d'âge précambrien; et que le charriage des formations catazonales blastomylonitiques sur les amphibolites est aussi antérieur au dépôt du Précambrien supérieur.

7.1.3. La quatrième phase de déformation

Pendant la quatrième phase de déformation le Massif de Morais va acquérir sa structure en bassin limité par des chevauchements raides. La configuration générale en bassin est compliquée dans le détail par l'existance de plis radiaux dont l'axe plonge vers le centre du bassin (Fig. 43). Le chevauchement bordier du Massif recoupe nettement la foliation S₂ des amphibolites, ce qui empêche l'établissement de la surface de contour structural de la base du Massif à partir de la géométrie de la surface S₂, suivant le procédé adopté par Anthonioz (1972, p. 145-9).

Les structures mésoscopiques engendrées pendant cette phase correspondent à des plis cisaillants, parfois conjugués que l'on peut grouper en deux systèmes:

- un système est radial, avec des axes proches des macroplis radiaux signalés plus haut;
- un système est «concentrique», avec direction subparallèle au pendage de S₂ et déversement prédominant vers l'intérieur du bassin, mais qui localement se fait aussi vers l'extérieur.

Les plis montrent généralement un déversement assez net; dans le flanc court et dans la zone de charnière il peut avoir une réorientation des aiguilles d'amphibole qui

deviennent parallèles à l'axe des plis. Ceci implique que la déformation interne est beaucoup plus intense dans le flanc court que dans le flanc long (Pl. 48-1/48-3; Pl. 55-3).

On constate aussi que le sens de déversement des plis mésoscopiques est souvent constant dans les deux flancs d'un pli majeur.

Tous ces faits incitent à admettre un modèle cinématique pour cette phase de déformation assez proche de celui que nous avons proposé pour la deuxième phase dans le Paléozoïque.

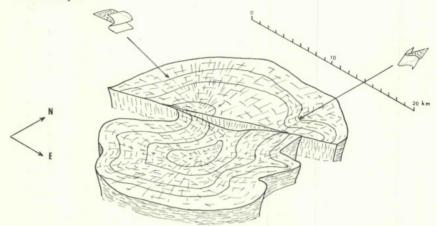


Fig. 43 — Bloc-diagramme du Massif de Morais, montrant la macrostructure résultante de la quatrième phase de déformation et les plis mésoscopiques, radiaux et concentriques, appartenant à la même phase de déformation.

7.1.4. Cinquième phase de déformation

Cette phase n'a pas donné de macrostructures ni de mésostructures dans le Massif de Morais, au contraire de ce qui se passe pour le Massif de Bragança.

7.1.5. Sixième phase de déformation

Les micaschistes et les gneiss de Lagoa dessinent une cuvette à grand rayon de courbure, allongée dans la direction NE-SW; des plis en chevron, assez ouverts, se développent localement en résultat d'une compression dans la direction NW-SE, qui doit être syngénétique de la formation de la cuvette. Dans les péridotites les plus schistosées du bord du Massif de Montes de Morais se développent localement les plis en chevron de ce système.

7.2. Massif de Bragança

7.2.1. Première phase de déformation

Les structures plus anciennes que l'on peut mettre en évidence dans le Massif de Bragança correspondent à de très rares plis isoclinaux très aplatis, avec des charnières de direction proche de E-W (FERREIRA, 1965).

Ces plis ont des caractéristiques de plis d'écoulement.

7.2.2. Deuxième phase de déformation

Dans toutes les formations du Massif de Bragança la foliation la plus évidente correspond à une rétransposition des structures de la première phase, qui ne subsiste donc que dans quelques domaines très restreints. Les plis correspondant à cette phase ont une direction proche de N-S qui graduellement à une direction NNE-SSW quand on se déplace vers l'Est; dans la charnière de ces plis on peut toujours se rendre compte qu'il y a déformation d'une foliation antérieure au pli et qui tourne autour de la charnière. Le plan axial des plis est subhorizontal, si l'on tient compte des déformations postérieures.

Pendant cette phase il y a eu certainement formation de grands plis couchés, car on trouve des séquences à zonéographie métamorphique renversée sur de larges étendues, à côté des séquences normales.

7.2.3. Troisième phase de déformation

Étant donné l'absence de formations monométamorphiques, autres que les rares péridotites appartenant au cycle hercynien, on ne peut pas mettre en évidence de façon sûre les effets de cette phase. Par analogie avec le Massif de Morais on peut supposer qu'il y a eu simplement rotation de S₂ et L₂; ce n'est que dans l'unité de Soeira que l'on peut mettre en évidence le plissement correspondant à cette phase de déformation.

L'unité de Soeira forme l'élément structural le plus inférieur dans le Massif de Bragança-Vinhais.

Le contact supérieur de l'unité correspond à un charriage des Blastomylonites basiques et Amphibolites sur les schistes amphiboliques qui la composent. Dans ceux-ci on peut mettre en évidence que la schistosité régionale correspond à des stades divers de la transposition d'une schistosité antérieure; dans le stade moins évolué on peut reconnaître la surface plus ancienne définie surtout par l'alignement des amphiboles déformée par des plis isoclinaux et réorientée suivant le plan axial de ces plis; dans un stade ultérieur la surface plus ancienne ne subsiste que dans quelques microlithons et à l'intérieur porphyroclastes d'amphibole résiduelle; finalement elle ne subsiste que dans ces porphyroclastes.

Les conditions de métamorphisme régional qui accompagnent cette phase de déformation sont celles du sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite, comparables à celles qui régnaient pendant la troisième phase de déformation dans le Massif de Morais. C'est l'argument qui nous permet d'attribuer à cette phase de déformation les structures observées dans l'unité de Soeira.

7.2.4. Quatrième phase de déformation

Pendant cette phase de déformation les Massifs de Bragança-Vinhais et de Parâmio-Baçal vont acquérir une structure en bassin limité par des chevauchements raides.

Les structures mésoscopiques engendrées pendant cette phase ont les mêmes caratères que les phases de même âge dans le Massif de Morais. Cependant elles sont beaucoup moins fréquentes et pénétratives que dans ce Massif-là et se réduisent pratiquement à l'unité de Soeira et au contact supérieur de cette unité. Ceci peut être dû à la conjonction de deux facteurs: cette phase est moins intense qu'à Morais et les formations du Massif de Bragança et de Parâmio-Baçal sont moins ductiles que celles du Massif de Morais, parce que de degré métamorphique plus élevé.

Dans la fenêtre de Nogueira les plis ont des plans axiaux subhorizontaux et des charnières de direction NW-SE déversés vers le NE (Pl. 47-1; Pl. 47-2).

Les roches de l'unité de Soeira sont phyllonitisées le long du contact supérieur de l'unité, avec formation de nombreuses charnières en chevron d'âge F₄ et parfois formations de Brèches dans les amphibolites qui se situent immédiatement au dessus du contact.

7.2.5. Cinquième phase de déformation

Pendant cette phase la structure en bassin résultant de la phase antérieure tend à être marquée, parce que les bassins originaux deviennent allongés dans la direction NW-SE, en résultat d'une compression NE-SW.

Les plis mésoscopiques de cette phase ont des plans axiaux subverticaux, de direction NW-SE et des axes subhorizontaux. Le style de ces plis dépend beaucoup du matériel affecté par le plissement: ainsi dans les amphibolites se produisent uniquement des ondulations à grand rayon de courbure, sans plis d'ordre inférieur; dans les gneiss du Massif Parâmio-Baçal on peut avoir des plis localement assez serrés.

7.3. Essai de corrélation des différentes phases de déformation dans les Massifs de Morais et Bragança et dans la couverture Paléozoïque

Pour faire des corrélations entre les différentes phases qui affectent les différents domaines il faut tenir compte des données relatives à la géométrie de chaque phase et aux relations déformation-cristallisation, en nous rappelant que le style et l'orientation de chaque phase, en eux seuls, ont peu de signification à cause de l'influence du niveau structural où s'est effectuée la déformation et des déplacements relatifs qu'on subi les différentes unités.

La première et la deuxième phases doivent être contemporaines dans les Massifs de Morais et Bragança et sont d'âge précambrien. Cette corrélation s'appuie sur le fait que les gneiss blastomyloniques du Massif de Morais sont intensément affectés par F₂; or la formation des blastomylonites dans le Massif de Bragança est en rapport avec la déformation F₂. La différence entre les deux Massifs réside uniquement dans le fait qu'à Bragança, à cause du degré de métamorphisme plus élevé des formations, la blastomylonitisation a épargné les structures antérieures, tandis qu'à Morais les vestiges d'évènements antérieurs ont été totalement effacés par la déformation et recrisallisation pendant la phase F₂.

Le charriage des formations catazonales du Massif de Morais sur les formations mésozonales antérieur à la déposition des gneiss oeillés de Lagoa, doit être contemporain du charriage des formations catazonales du Massif de Bragança sur l'unité de Soeira; Dans les deux cas on doit considérer ces charriages comme l'effet le plus tardif d'une tectonique tangentielle qui a produit le renversement de séquences métamorphiques pendant F₃.

La troisième phase de déformation dans les Massifs de Morais et Bragança correspond à la première phase hercynienne. Cette corrélation s'appuie sur le fait que le fabric S_1/L_1 dans les péridotites et flasergabbros inclus dans le Paléozoïque est équivalent du fabric S_1/L_1 dans les péridotites et flasergabbros inclus dans les complexes précambriens; l'équivalence s'exprime tant du point de vue de la nature de la déformation que des conditions de la recristallisation qui l'accompagne.

La quatrième phase de déformation des Massifs de Morais et Bragança correspond à la deuxième phase de déformation hercynienne dans le Paléozoïque. En effet les structures en bassin s'articulent parfaitement de part et d'autre du contact chevauchant qui sépare les Massifs du Paléozoïque et la figure de mouvement est aussi strictement équivalente.

Les différences de style que l'on peut signaler entre les plis à l'intérieur du Massif et dans l'encaissant sont dues à la différence de niveau structural où s'est effectuée la déformation.

La cinquième phase de déformation dans les Massifs correspond à la troisième phase de déformation dans le Paléozoïque. Il suffit de se rendre compte que la terminaison périsynclinale NW du Massif de Parâmio-Baçal, qui correspond à un synforme $F_{\rm s}$ dans le Massif, devient un synforme $F_{\rm s}$ dans le Paléozoïque, quand on traverse le contact entre les deux formations, avec une trace commune. La similitude d'orientation et de style des accidents de part et d'autre du contact anormal confirme la corrélation.

La sixième phase de déformation correspond à la phase tardive qui a donné des kinks NW-SE. C'est dans le secteur qui prolonge, dans le Paléozoïque, l'ondulation synclinale de direction NE-SW dessinée par les gneiss et les micaschistes de Lagoa que ces structures sont plus évidentes.

8. RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET LE MAGMATISME HERCYNIENS

Du point de vue du métamorphisme régional et du magmatisme hercyniens il y a un contraste frappant entre le Domaine Transmontain et le Domaine du Douro inférieur.

Dans le Domaine Transmontain le métamorphisme régional hercynien appartient partout au faciès schistes-verts. On a pu mettre en évidence la succession de trois isogrades, dans le sens du métamorphisme croissant: chlorite, biotite, almandin. Les associations sont caractéristiques d'un type de métamorphisme Dalradien (Ferreira, 1965); la présence locale de crossite suggère que dans certains secteurs le métamorphisme devient du type intermédiaire de haute pression (L. RIBEIRO, sous presse). Les isogrades sont assez espacées et centrées sur les Massifs précambriens.

Le magmatisme hercynien dans ce Domaine est caractérisé par la présence de roches basiques et ultrabasiques (péridotites, flasergabbros) mises en place pendant la première phase hercynienne et la rareté des intrusions granitiques, qui, à une exception près, se localisent dans la zone péritransmontaine. Les massifs granitiques sont presque toujours du type circonscrit.

Dans le Domaine du Douro inférieur le métamorphisme régional est caractérisé par la présence du faciès schiste vert, du faciès amphibolite almandin et d'une migmatisation. On a pu mettre en évidence la succession des isogrades suivantes: chlorite, biotite, almandin, staurotide, andalousite et silimanite. Les associations sont caractéristiques d'un type de métamorphisme intermédiaire de basse pression. Les isogrades sont rès rapprochées et centrées sur les coeurs des antiformes de troisième phase de déformation, ou affleurent soit le socle précambrien gneissique, soit les granites hercyniens.

Le magmatisme hercynien est caractérisé par l'absence de manifestations basiques et ultrabasiques et par l'abondance et la variété des granitoïdes.

La différenciation entre les deux domaines que l'on vient de décrire dans le secteur étudié s'estompe vers le Nord-Ouest; en effet les manifestations du magmatisme granitoïde hercynien deviennent plus importantes dans la zone de Galice-moyenne-Trás-os-Montes quando on se déplace vers le Nord-Ouest, ce que nous essayerons d'expliquer plus tard.

Relations chronologiques entre déformation et cristallisation pendant le métamorphisme régional

Pour éclairer ce problème nous disposons des méthodes d'analyse microtexturale (ZWART, 1963, a; SPRY, 1969).

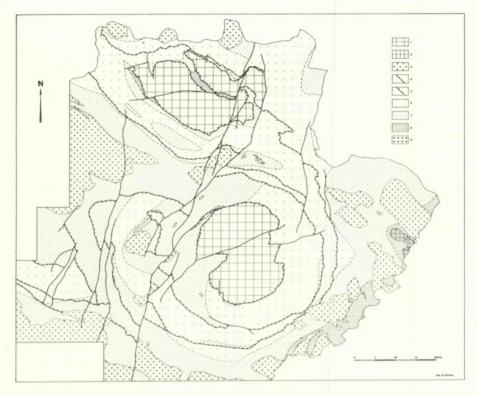


Fig. 44 — Carte schématique et provisoire des zones de métamorphisme régional hercynien (d'après M. Ferreira pour la région de Rebordelo — Vinhais et d'après les données inédites de L. Ribeiro).

A — Données de géologie regionale

- 1 Massifs de Morais et Bragança.
- 2 Complexe gneissique de Miranda do Douro.
- 3 Granitoïdes hercyniens.
- 4 Faille.
- 5 Chevauchement.

B-Zones de métamorphisme régional hercynien

- 6 Zone de la chlorite.
- 7 Zone de la biotite.
- 8 Zone de l'almandin dans le Domaine Transmontain; zones de l'almandin, staurotide et andalousite dans le Domaine du Douro inférieur.
- 9-Zone de la sillimanite.

8.1.1. À l'échelle microscopique

Nous examinerons successivement le Domaine transmontain et le Domaine du Douro inférieur.

8.1.1.1. Dans le Domaine Transmontain (Tableau IV 1)

Zone de la chlorite.

Le quartz présente une orientation préférentielle, dimensionnelle et reticulaire dans S_1 ; il est souvent réorienté suivant S_2 .

Les phyllosilicates (mica blanc, chlorite) s'orientent suivant S_1 et quand F_2 existe ils se disposent à la fois suivant S_1 et en arcs polygonaux dans les charnières des plis F_2 . La recristallisation est donc mimétique de S_1 et des structures F_2 .

La déformation F3 est toujours post-cristalline.

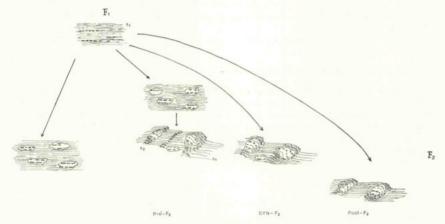


Fig. 45 — Relations cristallisation — déformation dans le cas des porphyroblastes de albite.

Zone de la biotite.

Le quartz et le mica blanc montrent les mêmes relations que dans la zone de de la chlorite.

La biotite est toujours postérieure ou contemporaine de S_2 , car on la trouve à la fois sur S_2 , en arcs polygonaux dans les charnières des plis F_2 et mimétique de S_1 , mais jamais déformée par S_2 .

L'albite en poeciloblastes microscopiques est fréquente dans toute l'étendue correspondant à la zone de la biotite, mais devient visible à l'oeil nu ou à la loupe dans le secteur de Macedo de Cavaleiros-Mascarenhas, où l'on peut donc étudier dans les meilleures conditions les relations chronologiques entre déformation et cristallisation (Fig. 45).

Quand F2 ne s'exprime pas, l'albite est post-S1.

Quand F_2 s'exprime il y a des poeciloblastes à la fois rotationnels et hélicitiques par rapport aux structures F_2 (Pl. 73-1).

Les amphiboles peuvent être antérieures à F_2 , parcequ'elles se disposent sur S_1 plissé par F_2 ou postérieures à F_2 , quand elles dessinent des arcs polygonaux des plis F_2 . Après F_3 il n'y a qu'une recristallisation locale de séricite et chloritoïde.

Zone de l'almandin

Le quartz montre les mêmes relations que dans la zone de la chlorite et de la biotite.

Le mica blanc montre des relations variées avec les différentes structures: il peut s'orienter suivant S_1 , étant déformé par S_2 ; il peut être contemporain ou postérieur à S_2 , car on le trouve à la fois sur S_2 et en arcs polygonaux dans les charnières des plis F_2 .

La biotite et l'albite montrent les mêmes relations que dans la zone de la biotite. L'almandin est postérieur à S_2 dans le secteur au SW de Freixe da (Pl. 62-3). Autour des Massifs de Bragança et Morais nous n'avons pas pu établir les relations avec S_2 , mais on peut prouver que l'almandin est anté- F_3 ; S_3 se moule autour des porphyroblastes de l'almandin, entourés par une auréole retromorphosée de chlorite (Pl. 60-1, 60-2).

Les amphiboles montrent les mêmes relations que dans la zone de la biotite.

8,1,1,2. Dans le Domaine du Douro inférieur (Tableau IV-2.)

Dans ce domaine, au contraire de ce qui passe dans le Domaine du Douro inférieur, la phase \mathbf{F}_2 n'a pas une extension régionale et se localise aux zones plus proches du chevauchement péritransmontain, qui sont en même temps les moins métamorphiques (zone de la chlorite). Dans ces conditions les relations cristallisation-déformation ne peuvent pas être établies avec la même précision que ci dessus, sauf pour la zone de la chlorite, puisqu'il manque un repère chronologique intermédiaire au point de vue déformation.

Zone de la chlorite

Le quartz présente une orientation préférentielle, dimensionnelle et reticulaire dans S₁, et il est déformé par F₂.

La séricite et la chlorite se disposent en S_1 et sont déformées par F_2 . Cependant on peut trouver quelques cristaux de séricite recoupant S_2 . L'albite forme des porphyroclastes postérieurs à S_1 .

Zone de la biotite

Le quartz recristallise après F_3 ; si F_3 est présente il montre de l'annealing sur les charnières des plis F_3 ; si le fabric F_1 n'a pas été déformé, le quartz recristallise en mosaïque indépendant de S_1 .

La muscovite et la biotite ont recristallisé après F_3 ; si F_3 est présente, ces minéraux dessinent des arcs polygonaux sur les plis F_3 ; si le fabric F_1 n'a pas été déformé les phyllosilicates cristallisent soit mimétiquement de S_1 soit obliquement à S_1 (Pl. 68-2).

L'albite recristallise après F3, puisqu'elle recoupe les plans axiaux de plis F3.

Zone de l'almandin, staurotide, andalousite, sillimanite

Le quartz et les psylossilicates présentent les mêmes relations que dans la zone de la biotite.

L'almandin forme des poeciloblastes qui englobent S_1 sans que la schistosité externe soit déformée; il est toujours postérieur à la staurotide, quand celle-ci lui est associée. On peut trouver aussi des almandins transgressifs sur des plans axiaux de plis F_3 (Pl. 63-3).

La staurotide se présente sous la forme de poeciloblastes spongieux qui incluent S_1 sous forme d'inclusions internes obliques à la schistosité externe, mais présentent souvent des queues de cristallisation. Il s'agit donc d'un mineral syn à tardi F_1 .

L'andalousite est postérieure à F_1 , puisqu'elle englobe S_1 sans que la schistosité externe soit déformée, et antérieure à F_3 , car S_3 se moule autour des cristaux d'andalousite, souvent rétromorphosés en séricite.

La sillimanite forme des agrégats fibroradiaux dont les contours sont indépendants de S₁.

8.1.2. À l'échelle mésoscopique: relations entre le style du plissement et l'intensité du métamorphisme

Le style du plissement dépend du niveau structural. Entre les facteurs qui conditionnent la différenciation en niveaux structuraux et qui reflètent en même temps les conditions de la recristallisation métamorphique on doit considérer: le charge, la pression confinante, la pression orientée et la nature de l'environnement chimique. Pour chaque phase de déformation il y a donc une corrélation entre le style de plissement et le degré de métamorphisme, corrélation d'autant plus étroite que la phase de déformation considérée est plus proche du pic de métamorphisme régional.

8.1.2.1. Dans le Domaine Transmontaine

Pendant la première phase de déformation le degré de métamorphisme ne devait pas dépasser la zone de la chlorite. Il en résulte que la subdivision en niveaux structuraux est beaucoup plus fine que la zonéographie métamorphique, puisque des subdivisions zonéographiques n'ont pas pu être établies à l'intérieur de la zone de la chlorite.

Pendant la deuxième phase de déformation le pic du métamorphisme est atteint dans les zones de la biotite et de l'almandin. Il en résulte une corrélation très étroite entre le style des plis de cette phase et le degré de métamorphisme, comme nous avons déjà signalé.

En effet dans les zones moins métamorphiques les plis F_2 sont beaucoup plus ouverts et anguleux que dans les zones plus métamorphiques, où il y a des plis subisoclinaux.

Pendant la troisième phase de déformation, essentiellement post-cristalline, le style du plissement reflète beaucoup plus l'intensité de la déformation et l'anisotropie résultante des déformation et recristallisations antérieures que les conditions qui régnaient pendant \mathbf{F}_{a} .

8.1.2.2. Domaine du Douro inférieur

Pendant la première phase de déformation le degré de métamorphisme devait être très variable, depuis la zone de la chlorite dans les niveaux supérieurs près du chevauchement péritransmontain jusqu'aux niveaux profonds du socle précambrien, dont le degré de métamorphisme est difficile à préciser pendant la première phase, puisque les isogrades ont continué à s'élever beaucoup de temps après. Le style du plissement de la première phase est très variable, avec une différenciation très marquée des niveaux structuraux, comme nous avons remarqué ci-dessus.

Le pic du métamorphisme a été atteint entre les épisodes cinématiques F_i et F_3 , mais des conditions correspondant au moins à la blastèse de l'almandin ont subsisté après F_3 . Il en résulte que le style des plis F_3 est influencé par les conditions qui régnaient pendant F_3 , bien qu'il y ait d'autres facteurs aussi déterminants, comme l'intensité de la déformation. En effet les plis deviennent plus serrés dans les zones plus métamorphiques. On peut constater qu'une partie au moins de la migmatisation est syn-phase F_3 , car les plis F_3 passent de plis formés par aplatissement à des plis d'écoulement quand on pénètre dans la zone migmatisée.

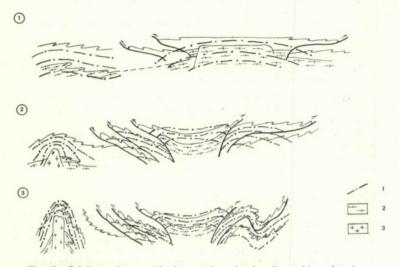


Fig. 46—Relations entre macrostructures et isogrades de métamorphisme dans le Domain Transmontain (à dorite) et dans le Domaine du Douro inférieur (à gauche). Situations pendant la première (1), deuxième (2) et troisième phases de déformation. 1—Isograde de métamorphisme; 2—Socle précambrien; 3—Granitoïdes hercyniens.

8.1.3. À l'échelle macroscopique: relations entre les macrostructures et les isogrades

Si l'on compare la carte des macrostructures et le tracé des isogrades de métamorphisme régional, on peut établir des corrélations importants entre cristallisation et déformation, qui confirment d'ailleurs les résultats obtenus pour les autres échelles (Fig. 46).

8.1.3.1. Dans le Domaine Transmontain

Les isogrades recoupent les macrostructures F_1 ; elles sont subparallèles aux macrostructures F_2 du stade de flux (bassins de Morais et Bragança) mais sont recoupées par les macrostructures de la fin de F_2 (chevauchements); dans la région autour du Massif de Bragança, où la phase F_3 est plus intense, les isogrades sont plissées par les macrostructures F_3 (Ferreira, 1965).

On arrive ainsi à la conclusion que le pic du métamorphisme est atteint pendant F_2 , mais le mouvement dans les chevauchements a continué après le pic du métamorphisme, provoquant des sauts de métamorphisme plus ou moins marqués.

D'autre part on remarque que les isogrades sont très clairement centrées sur les Massifs polymétamorphiques, ce qui peut s'expliquer par un effet de socle, dans des conditions de gradient thermique assez bas, puisque le type de métamorphisme est Dalradien ou intermédiaire de haute-pression.

8.1.3.2 Dans le Domaine du Douro inférieur

Les isogrades sont parallèles aux macrostructures F_3 , centrées sur les antiformes de la troisième phase de déformation, où affleurement soit le socle précambrien gnessique soit des granites hercyniens. Cette disposition implique que le métamorphisme régional est antérieur ou contemporain de la phase de déformation F_3 . Nous avons vu que les données de l'échelle mésoscopique et microscopique conduisent à admettre que le pic du métamorphisme a été atteint dans l'interphase 1-3; pendant la phase 3 il y a déjà eu retrait des isogrades, peut être à cause de l'érosion de la chaîne: cependant dans les parties plus profondes, des conditions sévères se sont maintenues pendant et même après la phase 3.

La disposition des isogrades peut s'expliquer par un effet de socle dans des conditions de gradient thermique assez élevé et par des effets thermiques autour des granites autochtones et parautochtones, qui, comme nous verrons par la suite, se sont mis en place pendant la phase 3.

8.2. Relations entre la tectonique et la mise en place des granites hercyniens

Le magmatisme hercynien a produit des roches basiques et ultrabasiques, dont les rapports avec la tectonique ont déjà été établis, et des roches granitoïdes, dont nous nous occuperons par la suite. Pour l'étude pétrologique des granites, que nous n'avons pas abordé, le lecteur est prié de se référer à d'autres auteurs (Ferreira, 1965; Ramos et all., 1972).

Nous essaierons seulement d'établir les relations entre les phases de déformation et la mise en phase des granitoïdes.

Dans la région de Trás-os-Montes on peut distinguer, comme d'autres auteurs ont fait pour d'autres secteurs du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (CAPDEVILA et FLOOR, 1970) une série alcaline et une série calco-alcaline, au point de vue de la composition chimique et minéralogique.

La série alcaline est liée, dans l'espace et dans le temps, aux processus métamorphiques et anatectiques régionaux; la série calco-alcaline n'est pas liée à ces processus et son origine semble plus profonde, comme le démontre la présence de précurseurs basiques.

En étudiant les rapports géométriques entre les différents types de granitoïdes et leurs âges isotopiques (MENDES, 1968) on arrive à la succession chronologique suivante, des termes plus anciens vers les plus récents:

Granodiorites calco-alcalines précoces						315 ± 10	MA
Granites alcalins à deux micas						304 ± 10	MA
Granites alcalins à deux micas et mégac	ris	tau	x			303 ± 6	MA
Granodiorites calco-alcalines tardives						975 + 10	MA

en utilisant la valeur de 1,47.10-11 par an comme constante de désintégration du siRb.

L'étude de la «tectonique du granite» (BALK, 1937; BERGER and PITCHER, 1970) et l'étude des relations cristallisation-déformation dans les minéraux de métamorphisme de l'auréole de contact des différents corps granitiques va permettre d'élucider les relations entre la mise en place des granites et les phases tectoniques (Pl. 63-1, 2, 4; 64-3; 69-4; 72-2, 3, 4).

Étant donné que les granodiorites précoces forment des massifs allongés parallèles aux macrostructures F_3 , qui elles-mêmes recoupent les structures mésoscopiques F_2 , il est probable que les granodiorites soient post- F_2 .

Les granodiorites précoces sont déformées par la phase F₃; ceci est prouvé par la déformation post-cristalline de la plupart des minéraux (feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite) qui lui confère une foliation subparallèle à S₃ de l'encaissant et par la déformation des porphyroblastes de l'andalousite dans l'auréole de métamorphisme de contact.

Les granites à deux micas forment très souvent des massifs au coeur des antiformes F₃, allongés parallèlement à ces structures. On trouve à la fois des types orientés, plus anciens, et des types non-orientés.

Dans les types orientés on peut trouver des structures planaires et plano-linéaires. La structure planaire est définie par l'orientation préférentielle des micas et des mégacristaux de feldspath, quand ils existent.

La structure linéaire, quand elle existe, est définie par l'alignement des biotites. souvent en agrégats, ou par l'alignement de la plus grande dimension des feldspaths.

La structure planaire est parallèle à S_3 de l'encaissant, c'est-à-dire, en moyenne subverticale et de direction NW-SE.

La structure linéaire est subhorizontale ou légèrement plongeante et parallèle aux axes de plis mésoscopiques F₃ dans l'encaissant.

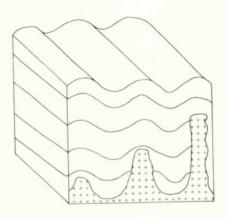
Autour des massifs de granites à deux micas orientés, on peut mettre en évidence une déformation des porphyroblastes d'andalousite appartenant à l'auréole thermométamorphique; les anciens schistes tâchetés subissent donc un aplatissement suivant S₃, toujours subvertical et de direction NW-SE, et parfois étirement qui permet de définir l'axe X₃, subhorizontal et parallèle aux axes des plis mésoscopiques et à la structure linéaire dans le granite déformé.

Les granites à deux micas non orientés accompagnent parfois les types orientés ou peuvent former des intrusions indépendantes et à caractère plus circonscrit.

Les granites à deux micas et mégacristaux forment des massifs circonscrits mais se localisent de préférence sur les noyaux antiformes. Les minéraux de l'auréole thermométamorphique sont postérieurs à S₃; cependant la minéralisation d'étain et de wolfram liée à ces granites remplit souvent les fentes de tension des antiformes F₃ (RIBEIRO, 1968).

Si on applique les idées actuelles sur la rhéologie des granites (BERGER et PITCHER, 1970) on peut proposer le schéma suivant pour la mise en place des granites à deux micas en rapport avec la troisième phase de plissement (Fig. 47):

Les granites à deux micas forment une séquence emplacée à des niveaux profonds (granites sub-autochtones), intermédiaires (granites parautochtones) et superficiels (granites allochtones); la durée de la mise en place est donc d'autant plus grande que le granite s'est plus éloignée de l'infrastructure anatectique dont il provient. En même temps se produisait la troisième phase de déformation, qui facilitait la mise en place de ces granites et les acheminait vers les noyaux anticlinaux. Si la mise en place du granite s'arrête avant le climax de la déformation F_3 il en résulte un granite orienté sur toute la masse, et dont la foliation, transgressive sur les contacts, est concordante avec S_3 de l'encaissant. Si la mise en place s'arrête pendant le climax de la déformation il



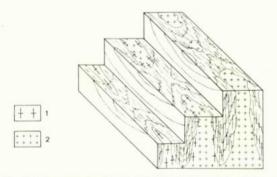


Fig. 47 — Relations entre la mise en plase des granites alcalins à deux micas et la troisième phase de déformation, dans les cas de sub-autochtonie (à gauche), parautochtonie (au milieu) et allochtonie (à droite).

1 — Granite déformé avec foliation S₃; 2 — Granite non déformé.

en résulte un granite orienté avec une foliation très bien définie sur certains secteurs, souvent les bords de l'intrusion, mais incipiente dans d'autres.

Si la mise en place du granite continue après le climax de la déformation, mais avant que le système de tension soit complètement relaxé il résulte un granite discordant sur les structures de la phase de flux de la déformation mais dont le cortège filonien peut être contrôlé par les structures de la phase cassante (fentes de tension, décrochements) qui marque la fin de la déformation.

Dans cette interprétation les granites à deux micas sont précoces à syntectoniques par rapport à la phase de déformation F_s ; et les granites à deux micas et mégacristaux sont tardi-tectoniques.

L'interprétation cinématique des structures dans les granites résulte de l'écoulement sous contrainte; la foliation correspond à XY de l'élipsoïde de déformation, commum à l'encaissant, et la linéation d'étirement des minéraux du granite correspond à X, parallèle à l'axe cinématique b de l'encaissant; autrement dit l'étirement est selon b, pour l'encaissant comme pour le granite.

Les granites calco-alcalins à biotite, jeunes, se disposent en massifs circunscrits; ils peuvent montrer des structures planaires qui déterminent une structure interne dans le pluton mais sans aucun rapport direct avec les structure de l'encaissant. Ils sont donc postérieurs à toutes les phases de déformation pénétratives; la relation des minéraux de l'auréole thermométamorphique permet cependant d'établir une corrélation avec les phases tardives; ces minéraux sont en effet postérieurs aux plans de kink N-S.

9. DATATION DES PHASES TECTONIQUES

Ayant établi une chronologie relative des déformations nous essaierons maintenant de les dater.

Pour cela nous disposons des éléments suivants, dans le cas général:

- discordances angulaires; on n'observe pas à Trás-os-Montes des discordances angulaires pouvant refléter des compresions hercyniennes, puisque toute la séquence du Paléozoïque est concordante, à l'exception de la discordance due à la phase sarde;
- recherche de fragments déformés dans des formations détritiques syntectoniques; cette méthode a été adoptée avec succès au Flysch Dévonien supérieur, qui était justement la seule formation susceptible d'être considérée comme syntectonique d'après son faciès;
- datation isotopique d'évènements métamorphiques ou magmatiques dont le rapport temporel avec les phases de déformation est connu; à Trás-os-Montes on ne dispose pas d'âges isotopiques de roches métamorphiques, mais on dispose d'éléments concernant des granites dont la mise en place par rapport aux phases de déformation est connue.

9.1. La première phase hercynienne

Les conglomérats intercalés dans le Flysch du Dévonien supérieur contiennent des galets de roches des séquences paléozoïques à faciès centro-transmontain qui présentent un clivage antérieur à sa déposition dans le conglomérat. Ce sont des phyllades, quartzophyllades, quartzites, phyllades charbonneux, phyllades composés d' \pm albite \pm séricite \pm quartz, cherts et tuffites acides appartenant moins à la zone de la chlorite dans le faciès schists-vert.

L'existence d'un clivage antérieur au dépôt est prouvée par deux sortes d'arguments (Pl. 66).

D'une part le clivage interne des galets a une orientation variable pour chaque galet et différente du clivage de la matrice, qui se moule autour des galets.

D'autre part le clivage interne des galets est beaucoup plus évolué que celui de la matrice, qui est donné par une orientation préférentielle très incipiente de la chlorite et de la séricite. On peut même trouver des galets affectés par un clivage de crénulation typiquement secondaire. Cependant ce clivage n'est peut être pas antérieur au dépôt du galet, mais résulte plutôt de la déformation externe appliquée à un galet orienté de telle façon que son clivage primaire ait pu subir un microplissement contemporain de la formation du clivage primaire dans la matrice.

On arrive ainsi à la conclusion que le Flysch du Domaine externe contient des galets affectés par le premier clivage hercynien (S_1) . L'aire de provenance de ces galets se trouvait probablement au SW de l'aire de déposition du Flysch, sur l'emplacement actuel du Massif de Bragança, puisque les conglomérats deviennent plus grossiers dans cette direction.

D'autre part on constate que le Flysch est lui-même plissé par la première phase de déformation hercynienne, occupant des synclinaux qui admettent le clivage primaire comme plan axial et eux-mêmes affectés par les phases postérieures $(F_2, F_3, \text{etc.})$.

Cette contradiction apparente, puisque le Flysch est en même temps postérieur et antérieur à S₁, peut être levée si l'on tient compte du contexte régional et de la migration des phases orogéniques (polarité orogénique).

Ainsi l'aire de déposition et l'aire d'alimentation du Flysch sont aujourd'hui séparées par la zone de mélange tectonique; celle-ci correspond à un très important chevauchement qui a joué au moins après la deuxième phase de déformation et peut-être pendant la troisième, puisqu'il provoque des sauts de métamorphisme et est accompagnée par des plis F_2 et F_3 serrés. Cet accident a produit un téléscopage important, dans une suite continue qui comprenait du SW au NE (Fig. 48):

- une zone de formations anté-Flysch, déformée par la première phase hercynienne en niveau structural déjà profond, puisqu'il faut admettre que les formations précambriennes du Massif de Bragança étaient déjà assez proches de la surface pour alimenter les conglomérats;
- une zone de passage progressif des formations déformées aux formations nondéformées;
- la zone de dépôt du Flysch qui devait correspond à une fosse assez profonde.

Au fur et à mesure que l'onde orogénique se propage vers le NE (accompagnée du déplacement d'un bombement ?) l'aire de déposition se déplace aussi vers le NE et devient à son tour une zone d'alimentation. La polarité orogénique dans le sens SW-NE est démontrée par le déversement des accidents de la première phase hercynienne et par le contexte régional de la chaîne.

Beaucoup plus tard, pendant la fin de F_1 et pendant F_2 la continuité entre les différentes zones décrites plus haut est détruite par le jeu des chevauchements et on obtient le dispositif structural actuellement visible.

Nous pouvons donc conclure que le Flysch du Dévonien supérieur est contemporain de la première phase hercynienne, qui est ainsi datée, quoique dans des limites assez imprécises.

9.2. Deuxième phase hercynienne

Elle doit être antérieure aux granites calco-alcalins anciens à 315 ± 10 MA; ceci impliquerait un âge compris entre le Dévonien supérieur et le Namurien, sans plus de précision.

9.3. Troisième phase hercynienne

Nous avons vu qu'elle soit être en gros contemporaine des granites alcalins à deux micas à 305 ± 10 MA. Elle serait donc intrawestphalienne.

9.4. Décrochements tardi-hercyniens

Les décrochements tardi-hercyniens, qui impliquent une contraction dans une direction proche de N-S sont postérieurs au Stéphanien B-C e, au moins en partie, antérieurs aux granites calco-alcalins récents (Schermerhorn, 1956). Les décrochements formés avec compression N-S semblent antérieurs aux décrochements avec compression E-W dans le centre du Portugal (Conde et Ribeiro, sous presse).

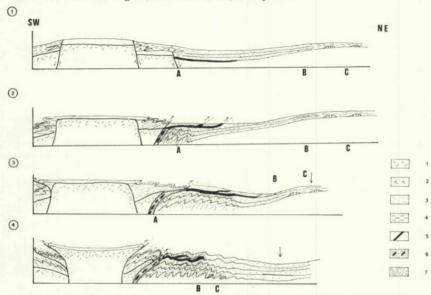


Fig. 48 — Evolution tectonique de la zone de Mélange tectonique de Mofreita-Aveleda (bord NE du Massif de Bragança).

- 1 Situation avant la tectogénèse hercynienne.
- 2 Situation au début de la première phase hercynienne (Dévonien moyen-supérieur): formation de plis synschisteux dans les bords du Massif de Bragança et mise en place de décollements au NE, contemporaine de la sédimentation du Flysch.
- 3 Situation pendant la première phase hercynienne: déplacement vers le haut et vers le NE du Front de clivage primaire et déplacement dans le même sens de l'aire de déposition du Flysch.
- 4 Situation à la fin de la première phase hercynienne: les niveaux supérieurs qui contiennent les décollements sont schistosés à leur tour; le Front de clivage de primaire et l'aire de déposition du Flysch se déplacent encore plus vers le NE.
 - 1- Socle précambrien; 2- Volcanites; 3- Flysch (Dévonien moyen et supérieur); 4- Séries schisteuses; 5- Lydiennes (Llandovery moyen); 6- Zone de mélange tectonique; 7- Clivage primaire.

9.5. Phases tardives

La phase de kink-bands impliquant une compression a peu près E-W est antérieure aux granites les plus récents à 275 ± 10 MA. Elle pourrait être contemporaine de la phase qui a donné des plis N-S dans l'Autunien de Buçaco, donc Permien inférieur, et qui est accompagné par des décrochements à compression E-W.

10. PROBLÈMES D'INTERPRÉTATION STRUTURALE

Dans les chapitres précédents nous avons réuni un ensemble de données qui vont permettre d'essayer de résoudre le problème d'interprétation structurale qui se pose avec plus d'acuité à Trás-os-Montes: faut-il interpréter les données stratigraphiques et structurales dans une perspective allochtoniste ou autochtoniste?

Ce problème résolu il faut suggérer un modèle mécanique qui puisse expliquer les relations géométriques entre les différentes unités dans la solution envisagés comme plus probable.

Ayant trouvé ce modèle le tectonicien est généralement confronté à un problème qui se pose dans toute interprétation des chaînes de montagnes: c'est le problème de l'espace. En effet dans la plupart des cas on peut démontrer que les structures de la couverture impliquent un raccourcissement crustal considérable; quelle a été la destinée du substractum sur lequel reposait cette couverture et qui généralement n'affleure que sur des aires exigues?

10.1. Allochtonie ou Autochtonie

La présence de galets de roches métamorphiques précambriennes dans les conglomérats intercalés dans le Flysch démontre que la mise en place des massifs s'est effectuée pendant le dépôt de ce Flysch (Pl. 4-1).

Les roches métamorphiques précambriennes qu'on retrouve en galets sont des gneiss rétromorphosés composés de feldspath potassique et albite sericitisés, quartz, muscovite, biotite parfois chloritisé, grenat; gneiss blastomylonitiques à quartz rubané; gneiss à plagioclase métablastique avec des inclusions de quartz aplati et de biotite brune qui définissent une schistosité interne, ainsi que des grenats en atoll (Pl. 69-3); pegmatites et amphibolites rétromorphosées à plagioclase, épidote, chlorite, amphibole vertbleuté, sphène. Les gneiss sont tout à fait comparables aux gneiss du Massif de Brasgança, avec des types pegmatitiques associés. Il faut aussi signaler que des paragneiss à grains de plagioclase métablastique incluant quartz, biotite et grenat en atoll existent dans le Fossé Blastomylonitique de Galice occidentale et ont été considérés comme précambriens (Floor, 1966).

On peut donc conclure que la mise en place des Massifs de Bragança et Morais s'est effectuée pendant le Dévonien supérieur.

D'autre part nous savons que le Flysch est contemporain de la première phase de déformation hercynienne (p. 126) et que cette phase a été précédée dans le secteur de Vilarinho par la mise en place d'écailles de décollement (p. 78), probablement synsédimentaires. Ceci suggère que la mise en place de ces écailles serait liée à la mise en place du socle précambrien. Selon l'hypothèse autochtoniste le soulèvement du socle aurait créé des pentes suffisantes, sur les bords des massifs, pour que se déclenchent des nappes de charriage par gravité. Selon l'hypothèse allochtoniste l'arrivée de la nappe de roches métamorphiques aurait refoulé la couverture sédimentaire autochtone au front de la nappe.

10.1.1. Au point de vue paléogéographique

10.1.1.1. Paléogéographie du Paléozoïque

Nous avons vu que les unités paléogéographiques, qui se différencient surtout pendant le Silurien se disposent en arcs successifs autour des Massifs de Bragança et Morais.

Dans l'hypothèse allochtoniste ces unités correspondraient à différentes lames charriées les unes sur les autres. Ainsi on aurait, du haut en bas:

N

- Massifs polymétamorphiques;
- Unité centro-transmontaine;
- Unité péri-transmontaine

S

Fig. 49 — Relations paléogéographiques entre faclès à ampélites, réducteurs (1) et faclès a schistes liede-vin, oxydants (2) dans les cas de l'allochtonie (au milieu) et de l'autochtonie (en bas).

reposant sur l'autochtone (Domaine du Douro inférieur). Les unités les plus élevées devraient provenir d'un domaine paléogéographique plus éloigné.

Si l'on examine de plus près les relations paléogéographiques entre les différentes unités on vérifie qu'il y a des passages latéraux de faciès soit entre l'unité centro-transmontaine et l'autochtone soit entre l'unité péri-transmontaine et l'autochtone.

D'autre part le passage des séries déposées en milieu oxydant (schistes lie-de-vin) au séries déposées en milieu réducteur (ampélites) d'âge Llandovery supérieur-Wenlock supérieur se fait à l'intérieur de l'autochtone, plus précisément entre le synclinal de Cabeça Velha (Deilão) qui contient encore des schistes lie-de-vin et le synclinal de Guadramil, qui contient déjà des ampélites. Ce fait est incompatible avec l'hypothèse allochtoniste, puisque dans cette hypothèse la zone de passage devrait se faire dans l'allochtone (Fig. 49).

Ces données impliquent donc une paléogéographie complexe, avec une alternance de haut-fonds, entourant les massifs polymétamorphiques, caractérisés par des faciès centro-transmontains et des sillons où se déposaient les faciés péritransmontains. Ces sillons pouvaient avoir des formes plus ou moins compliquées et se terminer en cul-de-sac.

10.1.1.2. Rapports paléogéographiques entre socle précambrien et couverture paléozoïque

Comme nous avons vu les massifs polymétamorphiques, qui comportent parfois une couverture monométamorphique, sont bordés par des chevauchements majeurs qui amènent en contact anormal le socle précambrien sur le Paléozoïque qui les entoure. Mais le niveau chevauché est le même à Bragança, à Morais et au Cabo Ortegal, ce qui soulève un certain nombre de problèmes.

En effet on serait tenté d'admettre que le Paléozoïque le plus élevé soit directement discordant sur le Précambrien pour expliquer que le niveau chevauché soit partout le même; c'est à dire que le chevauchement du Précambrien serait un accident à rejet vertical faible.

L'examen des contacts entre le Paléozoïque et les massifs satellites où affleure le socle précambrien fournit des arguments en faveur de cette hypothèse.

Ainsi le contact occidental du Massif de gneiss oeillés de Saldanha correspond à une transgression du Complexe phyllado-quartzeux sur des porphyroïdes à faciès Ollo de Sapo. Ceci nous conduit à admettre que le Llandovery inférieur était directement discordant sur le Précambrien supérieur, sans interposition de l'Ordovicien et de complexes de schistes et grauwackes. La série paléozoïque se completerait par sa base vers l'Est, où l'on trouve la couverture du massif de gneiss précambriens de Miranda do Douro et se réduirait vers l'Ouest, où l'on aurait discordance du Silurien le plus élevé ou même du Dévonien le plus bas sur le socle précambrien, dans le Massif de Morais.

Pour d'autres Massifs satellites les preuves directes de l'existence de contacts discordants manquent; il s'agit probablement de lames de socle perçant la couverture paléozoïque, avec contacts chevauchants du côté extérieur; mais la nature du contact intérieur n'a pas pu être établie avec certitude, et on peut être en présence soit d'une discordance très effacée par la tectonisation hercynienne soit d'un contact tectonique. En tout cas la couverture est superposée au socle, ce qu'on peut observer clairement dans le massif de Revelhe (FERFEIRA, 1965) et dans le massif de Vale da Porca (RIBEIRO, 1970).

Ces faits ne peuvent être expliqués que dans l'hypothèse autochtoniste.

On peut conclure que les massifs correspondaient, pendant la sédimentation du Silurien (et du Dévonien inférieur?), à des bombements de socle à couverture réduite.

10.1.2. Au point de vue tectonique

10.1.2.1. Première phase de déformation

Si l'on tient compte des structures macroscopiques et mésoscopiques qui résultent de la première phase de déformation on constate que les axes des plis se moulent autour des massifs précambriens (Fig. 50). Ceci est surtout net pour le Massif de Morais, parce que les phases postérieures y étant moins intenses, on dispose plus de données pour la première phase de déformation. Ce dispositif s'explique parfaitement dans l'hypothèse autochtoniste; en effet les reconstitutions paléogéographiques amènent à supposer que avant la première phase de déformation le contact entre le socle et la couverture était déjà irrégulier. Dans ces conditions la différence très accusée de comportement rhéologique entre le socle, qui comprenait déjà des roches métamorphisées dans des conditions profondes et la couverture, composée de sédiments peu ou pas diagénisés, est suffisante pour expliquer la déflexion des axes de plis, qui coutournent ainsi les masses rigides de Précambrien. Il s'agit, à la différence d'échelle près, du même phénomène que le moulage de la schistosité autour d'objets antétectoniques plus rigides que la matière qui les enveloppe et que l'on peut observer à l'échelle microscopique et mésoscopique (Rebeiro, 1970).

Les partisans de l'hypothèse allochtoniste ont répliqué que la déflexion des axes de plis pouvait résulter d'un plissement postérieur (RES & SHACKLETON, 1971, p. 68). Si l'on considère les relations entre axes de plis et étirement autour du Massif de Morais

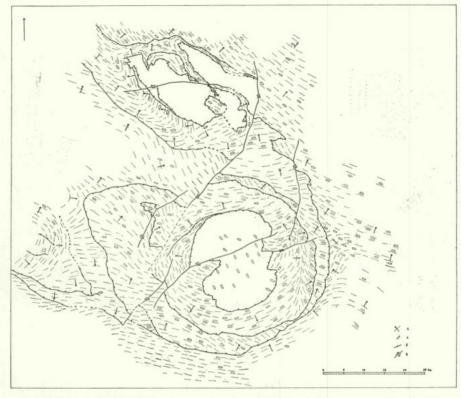


Fig. 50 — Essai de reconstitution des rapports entre axes de plis et étirement pendant la première phase de déformation.

1 — Direction d'axe de pli et sens de déversement; 2 — Direction d'étirement X1; 3 — Chevauchement; 4 — Décroicrement hercynien précoce.

on peut se rendre compte qu'il n'en est pas question. En effet l'étirement accompagne la courbure des axes sauf dans deux zones abritées, vers lesquelles il y a convergence d'étirement, et qui se disposent symétriquement par rapport au centre du Massif; dans ces deux zones où l'intensité de la déformation est maximale, l'étirement est de ligne axiale des virgations de plis couchés; l'analogie avec les zones arbitées autour d'un objet rigide anté-tectonique est frappante. Ce dispositif ne peut être dû qu'à la première phase de déformation, car s'il s'agissait d'une phase postérieure l'étirement devrait subir la même torsion que les axes de plis.

10.1.2.2. Deuxième phase de déformation

Les structures de la deuxième phase de déformation reflètent aussi la présence d'un socle plus rigide dans les Massifs; ceci est surtout évident dans le Bassin de Morais.

En effet les plans axiaux de chacun des deux systèmes conjugués se moulent autour des Massifs précambriens, sauf dans deux secteurs symétriques par rapport au centre du massif vers lesquels les deux systèmes convergent et interfèrent en donnant des plis conjugués à symétrie monoclinique. Le déversement prépondérant pour chaque système se fait vers le Massif. Nous avons interprété ce dispositif en admettant que les plis en question représentent le système antithétique, son conjugué synthétique étant représenté par le chevauchement qui borde chaque massif précambrien (RIBEIRO, 1970). Le sens de mouvement dans ce chevauchement était alors seulement compatible avec l'hypothèse autochtoniste.

Une autre interprétation a été proposée par RIES et SCHACKLETON (1971, p. 68): les structures mésoscopiques F_2 étaient associées à la dépression du Bassin de Morais. Cette dépression serait donc postérieure à la mise en place du Massif par charriage et pourrait être due à la fragmentation de la lame charriée et à l'enfoncement d'un de ces fragments dans son substractum, peut être sous la simple action de son poids plus élevé.

L'interprétation cinématique de la deuxième phase de déformation, que nous avons proposé ci-dessus est incompatible avec cette hypothèse, car nous avons démontré que la géométrie des structures \mathbf{F}_2 ne peut s'expliquer que par une combinaison de flambage, responsable par la formation du Bassin, et des cisaillements, responsables par le jeu des chevauchements et par le plissement à l'échelle mésoscopique; dans l'hypothèse avancée par Ries et Shackleton les structures \mathbf{F}_2 résulteraient d'un aplatissement différentiel sous l'influence du Massif de Morais, mais postérieur aux chevauchements. Nous avons montré que le jeu des chevauchements commence pendant \mathbf{F}_2 mais se termine après la formation des plis \mathbf{F}_2 .

On peut trouver dans la littérature des exemples de structures qui, interprétées d'abord comme étant dues à un aplatissement différentiel, ont été ensuite attribuées à des cisaillements hétérogènes (RAMBERG & GHOSH, 1968; D. ROBERTS, 1969, 1971; J. ROBERTS, 1966).

Des structures dont le style rappelle celui de la deuxième phase de déformation sont mises en relations soit avec des chevauchements (Hoeppener, 1955, 1956; Hills, 1963; Marcos, 1971, 1973), soit avec des failles normales (Freshney et all., 1972) dans d'autres secteurs de chaînes de montagnes.

Il faut remarquer que des structures F_z ont été mises en rapport avec les accidents chevauchants dans notre région même par Anthonioz (1969-72, p. 159-60 et fig. 55); cependant cet auteur en a déduit un sens mouvement erroné, puisqu'il a pris pour des plis d'entraînement les plis du système antithétique lié au chevauchement. La simple observation de la figure 29 démontre comment on doit interpréter correctement de telles structures.

La géométrie et le style de la déformation dans les chevauchements s'accorde mieux avec l'hypothèse autochtoniste. En effet les chevauchements sont souvent de style cassant, post-schisteux, recoupant parfois la foliation dans le socle et la schistosité dans la couverture; ils n'ont pas subi un replissement postérieur notable sauf quand ils sont affectés par les macrostructures \mathbf{F}_3 et se sont donc formés à l'origine avec des pendages souvent raides.

10.1.3. Au point de vue du magmatisme et métamorphisme régional hercyniens

Nous avons vu que les flasergabbros et péridotites appartenant au cycle hercynien ont été atteints par la première phase hercynienne et par le métamorphisme régional hercynien. Il s'agit très probablement des roches dont la mise en place est tectonique et s'est effectuée pendant cette première phase. On les trouve incluses soit dans les massifs précambriens soit dans l'unité centro-transmontaine ou même dans le chevauchement péri-transmontain. Ce fait s'accorde mieux avec l'hypothèse autochtoniste, car il faut admettre que la mise en place de ces roches s'est effectuée le long de fractures très profondes, qui ont probablement atteint le manteau supérieur; or on peut suivre de telles fractures recoupant les différentes unités et leurs contacts chevauchants.

La succession des isogrades définies pour le métamorphisme hercynien dans l'unité centro-transmontaine démontre que dans les séries en position normale qui composent cette unité le degré de métamorphisme augmente quand on s'approche du socle précambrien. On peut expliquer facilement ce phénomène par un «effet de socle» qui implique l'autochtonie du socle en question.

10.1.4. Au point de vue géophysique

Les documents gravimétriques disponibles (J. MARTINS, 1960) nons montrent l'existence d'anomalies positives centrées sur les Massifs de Morais et Bragança. L'anomalie sur le Massif de Morais, plus nette, atteint 30 mgal, tandis que celle de Bragança n'est pas reconnue dans toute son extension.

Une annalyse quantitative de l'anomalie de Morais a été effectué par le Serviço Meteorológico Nacional et sera l'object d'une publication future.

La très forte anomalie positive de Murça (SW de Mirandela) suggère la présence de roches denses, probablement basiques, à de faibles profondeurs dans cette région. La virgation des plis de première phase de la Serra de Santa Comba est située sur le bord E de l'anomalie en question. Ces faits suggèrent que l'anomalie et la virgation sont dues à un massif de Précambrien polymétamorphique qui n'a pas percé complètement sa couverture paleozoïque.

10,1,5, Anomalies tectoniques dans l'anticlinal de Carviçais-Larinho

Nous pouvons maintenant expliquer les anomalies observées dans l'anticlinal de Carviçais-Larinho, en replaçant cette unité dans son contexte tectonique (Fig. 51).

Vers cette macrostructure convergent les déversements de plis F_1 dans les terrains qui la bordent. En effet au Sud le déversement se fait vers le Nord depuis la zone axiale entre Marão et Valongo. Au Nord le déversement se fait vers le Sud, depuis le Massif de Morais.

En tenant compte de la déformation progressive et de la polarité orogénique des déversements on arrive à la conclusion que le plissement a dû y être le plus tardif au cours de la première phase de déformation hercynienne. Si les isogrades de métamorphisme régional avaient eu déjà le temps de s'élever suffisamment haut le socle aurait tendance à monter par dyapirisme, exerçant une contrainte compressive normale sur la couverture qui se déformerait par flambage, et on aurait la structure décrite auparavant.

La montée du socle par diapirisme continuera après la fin de la déformation, et le batholite granitique de Moncorvo-Vila Real, qui occupe le coeur de la structure anticlinale, peut provenir justement de la remobilisation du socle précambrien, de composition probablement gneissique.

10.2. Mécanisme de l'extrusion

10.2.1. Position du problème

Quand on trouve un socle en contact avec sa couverture dans une zone très déformée, l'allure du contact entre les deux éléments permet de distinguer plusieurs mo-

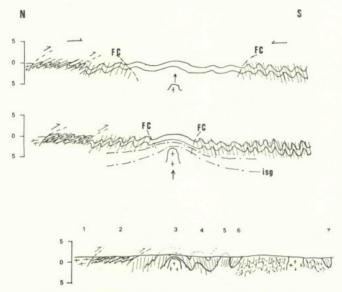


Fig. 51 - Evolution tectonique de l'anticlinal de Carviçais-Larinho.

FC — Front du clivage schisteux primaire; isg — Isograde de métamorphisme régional; 1 — Massif de Morais; 2 — Sous-domaine centro-transmontain; 3 — Anticlinal de Carviçais-Larinho; 4 — Synclinorium de Moncorvo; 5 — Anticlinal de Freixo de Espada-à-Cinta; 6 — Synclinorium de Poiares; 7 — Synclinorium de la Serra de Marofa.

dalités dans le comportement de ce socle vis-à-vis la réactivation qu'il a subi (WAT-son, 1967).

On peut distinguer quatre modalités fondamentales (Fig. 52):

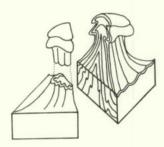
- 1) nappe pennique;
- 2) dôme de socle;
- 3) pli en champignon;
- 4) extrusion

qui peuvent se compliquer par la combinaison de ces modalités (dôme reprenant un empilement de nappes penniques, pli en champignon dégénérant en extrusion).

Deux facteurs vont conditionner le comportement du socle et de sa couverture; ce sont: le style tectonique imposé par un système de contraintes externes (style tan-







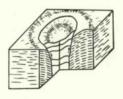


Fig. 52 — Modalités de comportement du socle dans une zone à réactivation intense, avec formation de nappes penniques, dômes de socle, plis en champignon et extrusion (du haut en bas); en partie d'après WATSON, 1967.

gentiel ou style à prédominance de mouvements verticaux) et la distribution des unités de viscosité différente à l'intérieur du socle.

Ainsi la présence d'un style tectonique tangentiel induit formation de plis penniques. La prédominance de mouvements verticaux conduit aux autres modalités. Si la viscosité du socle est plus élevée que celle de la couverture on obtient des dômes de scele (RAMSAY, 1967, p. 383-6); dans la plupart des cas le socle est de composition gneissique, tandis que la couverture est composée de métasédiments moins visqueux et on a les célèbres «mantled gneiss domes» d'Eskola.

Si une partie du socle ou de la couverture subit une migmatisation comme résultat de l'évolution métamorphique normale pendant l'orogenèse il y aura une chute de la viscosité dans les niveaux migmatisés par effet de la fusion partielle. Ceux-ci auront tendance à s'élever et percer le domaine non migmatisé, en produisant des plis en champignon dont la partie supérieure peut s'écouler plus près de la surface pour donner des nappes penniques. Ce style est caractéristique d'une partie des domaines profonds de certains orogènes.

Le simple examen de la structure des Massifs de Morais et de Bragança nous démontre que nous sommes en présence d'une extrusion. L'enracinement des massifs exclut qu'il s'agisse de nappes; la cartographie de la foliation à l'intérieur des massifs et dans l'encaissant exclut la modalité dôme; l'absence de renversement dans l'encaissant exclut la modalité pli en champignon simple; la présence d'une couverture conservée au coeur du massif mais pas dans sa périphérie empêche de les considérer comme des plis en champignon accompagnés d'extrusion.

Les extrusions simples étant beaucoup plus rares que les autres types de structures, les conditions de leur mise en place sont beaucoup moins connues.

C'est justement ce problème que nous essaierons de résoudre dans ce chapitre (Fig. 53).

10,2 2. Rôle de la tectonique précambrienne

Pour analyser le rôle de la distribution des unités de viscosité différente à l'intérieur du socle, il faut essayer de reconstituer la structure interne du socle avant le dépôt de la couverture, qui est le résultat de la tectonique précambrienne.

Nous avons constaté la présence de lambeaux assez épais et étendus où la zonéographie précambrienne est inverse et nous avons prouvé que ce renversement est antérieur au dépôt des gneiss oeillés du Précambrien supérieur. D'autre part on a pu prouver l'existence de charriages précambriens, qui ont amené en superposition des séquences à degré de métamorphisme plus élevé sur des séquences à degré plus faible (catazone sur mésozone et sur épizone). La tectonique précambrienne va donc provoquer une distribution verticale des viscosités très différenciée, puisque les formations s'échelonnent depuis la catazone jusqu'à l'épizone, et instable, puisque on peut trouver des bandes, plus ou moins continues, à viscosité assez basse sous d'autres à viscosité plus élevée.

10.2.3. Comportement du socle précambrien pendant la sédimentation de la couverture paléozoïque

Pendant le Précambrien supérieur et le Paléozoïque jusqu'au Dévonien supérieur le secteur en étude devait être soumis à une distension crustale, qui permettait la formation des bassins sédimentaires et les épanchements de magmas pendant la sédimentation.

Il est difficile de reconstituer l'évolution du socle polymétamorphique pendant l'intervalle de temps compris entre le Précambrien supérieur et le Silurien; la distri-

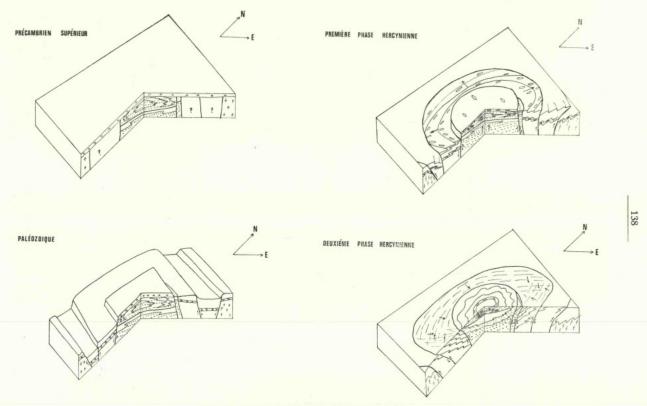


Fig. 53 — Évolution tridimensionelle d'une extrusion. Même légende que pour la figure 58. Les ellipses indiquent l'étirement F_i ; les traits et les flèches les axes et le sens de déversement des plis F_i .

bution spatiale du minerai de fer de l'Ordovicien et la paléogéographie de ce système suggèrent que les massifs de socle étaient émergés pendant l'Ordovicien. Cependant, ce n'est qu'à partir du Silurien que l'on dispose d'éléments paléogéographiques permettant de différencier les tendances locales. On constate alors que dans la proximité immédiate des massifs précambriens se déposent les séquences à faciès centro-transmontain, qui correspondent à des hauts-fonds, tandis que plus loin les séquences à faciès péritransmontain dénoncent des profondeurs plus grandes. D'autre part le domaine centro-transmontain est beaucoup plus riche en manifestations volcaniques acides et basiques contemporaines de la sédimentation; ceci suggère que les hauts-fonds étaient limités par des fractures, en régime de distension, par lesquelles ascendait le magma vers la surface. On peut donc conclure que les massifs de socle étaient préfigurés pendant la sédimentation du Paléozoïque comme des horts.

Puisque les hauts-fonds bordent les massifs de socle on doit conclure que la tendance au soulèvement de ceux-ci s'est manifestée au moins à partir du Silurien.

Il reste à établir si les massifs étaient émergés pendant le Silurien (et Dévonien inférieur?). La solution de ce problème dépend de la signification paléogéographique attribuée aux schistes lie-de-vin, qu'on ne trouve que dans les zones plus proches du massif; la haute teneur en fer de ceux-ci pourrait s'expliquer en admettant qu'ils provenaient du lessivage de paléosols ferrugineux, éventuellement latéritiques, sur les roches basiques précambriennes. Mais on ne peut confirmer cette hypothèse sans une étude géochimique très poussée, qui n'a pas encore été réalisée.

10,2,4. Comportement du socle précambrien pendant la tectogénèse hercynienne

Pendant la tectogénèse hercynienne le régime de distension crustale est substitué par un régime de compression; la tendance au soulèvement est accélérée, comme nous verrons par la suite.

Pour étudier le soulèvement d'un massif de socle nous disposons de quelques données expérimentales, quoique fragmentaires,

Ainsi les effets du soulèvement d'un massif de viscosité différente de celle de l'encaissant peuvent être étudiés à l'aide de modèles expérimentaux respectant les conditions de similitude et où l'effet de la gravité est simulé en utilisant la technique de centrifugation des modèles (RAMBERG, 1967, 1967a, 1970).

La méthode expérimentale peut être complétée par l'analyse de la dynamique d'une stratification instable (RAMBERG, 1967).

D'autre part les expériments de Lebedeva (1969) montrent que des nappes de charriage peuvent naître à partie de la zone soulevée, parce que la couverture des massifs peut y être étirée ou rompue (RAMSAY, 1969, p: 66; Fig. 54). Dans le cas de rupture de la couverture il y a dénudation tectonique du socle, partielle ou totale.

Cependant on ne dispose pas de modèle expérimental dans lequel la distribution des couches de viscosité et densité différentes corresponde à celle qui devait exister à Trás-os-Montes oriental avant la première phase de déformation hercynienne. Ce fait empêche l'application directe des modèles invoqués ci-dessus au cas étudié; il faut donc essayer de combiner différents élements de chaque modèle dans les cas où l'on se trouve dans des conditions plus proches de la réalité géologique.

La reconstitution de la distribution des différents éléments rhéologiques avant la première phase hercynienne aboutit au schéma suivant: à l'intérieur d'un socle composé essentiellement par des roches de nature granitique on trouve un domaine composé par des roches à prédominance basique, avec des bandes à degré de métamorphisme épizonal situées sous des bandes à degré méso et catazonal. Sur ce socle repose une couverture composée de sédiments et des roches diagénisées.

Si l'on compare ce schèma avec les modèles de Ramberg on retrouve des points communs mais aussi des différences.

Ainsi dans les deux cas il y a des matériaux à viscosité et densité plus basses sous des matériaux à viscosité et densité plus élevées. C'est justement ce fait qui rend le systhème mécaniquement instable. Cependant dans les modèles de Ramberg ces matériaux s'élèvent dans une colonne a viscosité toujours plus élevée du haut en bas de la colonne; dans le cas étudié, au contraire, on retrouve des matériaux a viscosité plus basse (la couverture) au dessus des matériaux qui auront tendance à s'élever (socle épizonal).

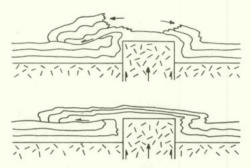


Fig. 54 — Effets de soulèvement vertical dans une zone orogénique; rupture (en haut) et étirement (en bas) des strates au dessus de la masse soulevée (d'après RAMSAY, 1969).

D'autre part la tendance au soulèvement des fragments de socle basique épizonal entraînera comme conséquence le soulèvement des fragments de socle basique méso-catazonal qui se trouve au dessus. Les effets de ce soulèvement dans la couverture se font dans des conditions proches de celles des modèles de Lebedeva.

10.2.4.1. Au cours de la première phase hercynienne

Pendant le dépôt du Flysch du Dévonien supérieur, les massifs étaient déjà émergés, au moins en partie, puisque on trouve des galets de roches polymétamorphiques dans les conglomérats intercalés dans le Flysch; les terres émergées ont dû fournir aussi les végétaux flottés présents dans le Flysch.

Le soulèvement des massifs est aussi attesté par la présence d'écailles décollées sur les bords des massifs, qui ont dû se mettre en place grâce à l'existence de pentes suffisantes pour le glissement des sédiments sur les flancs de bombements à l'emplacement des massifs.

Comme hypothèse alternative on peut supposer que par effet du soulèvement du socle la pratie plus superficielle de sa couverture a été rompue et a glissé par gravité jusqu'au sillon qui bordait le fragment de socle soulevé (dénudation tectonique).

Étant donné que ces écailles sont contemporaines du début de la tectogénèse, avec production de la première schistosité, il est probable que le soulèvement se soit accentué par effet de la compression hercynienne.

Pour étudier l'influence de l'extrusion des massifs de socle sur les structures engendrées au cours de la première phase hercynienne on doit distinguer le champ de

contraintes global, qui a donné naissance à la virgation du Nord-Ouest Péninsulaire et les perturbations locales de ce champ dues au soulèvement des massifs de socle. Ces perturbations doivent se manifester dans une aire d'influence centrée sur les massifs précambriens et reflétant les conditions de frontière sur l'interface socle-couverture.

En regardant les cartes des structures de la première phase hercynienne on se rend compte que l'élément structural le plus constant est l'étirement, X_i , au niveau du socle et de sa couverture immédiate; il accompagne le mouvement général de la virgation (Fig. 59).

Étudions maintenant les perturbations dues au soulèvement des massifs de socle. Dans les cas de Trás-os-Montes oriental nous savons qu'une partie, au moins, de la couverture, représentée par les gneiss oeillés et micaschistes de Lagoa, est restée ancrée sur le socle. Cette couverture montre les effets d'une déformation très intense, avec une schistosité et foliation presque partout coı̈ncidente avec la stratification; cependant les traces de plis sont inexisttentes dans les gneiss oeillés et très rares dans les micaschistes. Ceci suggère que la déformation a été homogène au niveau des gneiss oeillés et presque homogène dans les micaschistes, avec plissement sporadique uniquement dans des domaines très localisés où il y avait des différenciations plus marquées du point de vue du comportement rhéologique.

Dans le socle polymétamorphique on ne trouve pas des structures qui puissent être corrélées avec celles de la première phase hercynienne dans la couverture; il faut donc admettre que la foliation et linéation précambriennes ont uniquement subi un aplatissement et une rotation presque homogènes, sans plissement, ce qui s'accorde bien avec le comportement par étirement de la couverture. Mais étant donné la différence très accusée de propriétés rhéologiques entre le socle et la couverture, la surface de discordance a pu être transformée en surface de glissement, ce qui explique les traces de mouvement qu'on y observe (Anthonioz, 1972, p. 156). L'aplatissement de la couverture a dû se transmettre latéralement et explique les déversements divergents par rapport aux massifs qui caractérisent l'unité centro-transmontaine, et aussi le mouvement centrifuge dans les chevauchements qui ont pu commencer à jouer pendant la première phase hercynienne.

On peut donc conclure que l'effet local du soulèvement des massifs a été un aplatissement pur, modéré au niveau du socle et très important au niveau de la couverture.

À cet effet local il faut maintenant ajouter l'étirement global dû à la première phase hercynienne dans la virgation; la couverture a donc été étirée parallèlement à la virgation, c'est à dire dans la direction NW-SE, en même temps qu'elle subissait aplatissement pur. Ainsi s'est produit un glissement plus important de la couverture dans les bords NW et SE des massifs, et beaucoup plus réduit dans les bords SW et NE, qui fonctionnent donc comme zones abitées. Ceci se traduit par une réorientation du système de tensions dans les niveaux plus superficiels de la couverture où l'influence des conditions de la frontière socle-couverture se fait sentir le plus; on obtient ainsi un étirement se moulant sur les bords des massifs et convergeant vers les zones abritées; quand on descend vers des niveaux plus bas l'étirement doit changer graduellement de position, en se raprochant de l'orientation générale dans la virgation. C'est justement ce que l'on observe très clairement autour du Massif de Morais et de façon moins évidente autour du Massif de Bragança, parce que les phases de déformation postérieures y sont plus intenses.

La virgation q'on observe, dans la zone du Douro inférieur, au SE et à l'Est du Massif de Morais s'explique ainsi par la réorientation des contraintes due au soulèvement de ce Massif. Ainsi dans les niveaux plus profonds et plus éloignés du Massif de Morais il y a eu plissement suivant les conditions générales de la virgation, avec étirement dans b et déversement vers le Nord. Dans les niveaux plus superficiels et plus

proches du Massif l'effet de bord de celui-ci empêche le mouvement vers le Nord. Il en résulte une courbure des axes et un étirement oblique à la direction de ces axes qui résulte de la translation différentielle.

10.2.4 2. Au cours de la deuxième phase hercynienne

Nous continuerons à essayer d'expliquer la déformation observée par l'intégration des deux champs de contraintes, global et local.

Etudions d'abord les phénomènes d'ordre local. Par effet du soulèvement progressif du socle il se produira forcément un stade où les niveaux moins métamorphiques, donc moins visqueux, arriveront en contact avec la couverture qui enveloppe les massifs. À ce moment-là il y a une modification radicale du système de contraintes. En effet ces niveaux vont subir une évolution semblable à celle du sel dans les diapirs: ils convergent d'abord vers le «tronc» et sont donc en régime de constriction; mais ils peuvent ensuite s'échapper latéralement; c'est alors que les failles normales qui bordent les massifs vont être transformées en failles inverses, et se forme le «chapeau» de l'extrusion.

On peut ainsi expliquer les structures de la deuxième phase hercynienne que nous avons pu mettre en évidence dans le Massif de Morais; la constriction dans le tronc explique la formation des plis radiaux et concentriques au niveau des amphibolites et schistes amphiboliques et son absence dans la couverture de gneiss oeillés et micaschistes qui a subi un étirement continu.

Dans le Massif de Bragança la déformation hercynienne est beaucoup moins intense, ce que nous avons expliqué par la prédominance de faciès plus métamorphiques, donc moins visqueux, que dans le Massif de Morais.

Cependant l'unité de Soeira et les formations bordières moins métamorphiques (amphibolites non blastomylonitiques) ont pu jouer un rôle comparable à celui des amphibolites et schistes amphiboliques du Massif de Morais. La rigidité plus élevée du Massif de Bragança s'exprime nettement par le caractère plus cassant des chevauchements bordiers, qui sont souvent relayés par des failles.

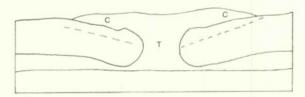


Fig. 55 — Production, par voie expérimentale, d'une extrusion, avec tronc (T), chapeau (C), et dépression marginale, mais sans synclinal marginal (d'après RAMBERG, 1967, Fig. 30 A, p. 88).

Le comportement du socle peut aussi expliquer certaines structures qui se sont développées dans l'encaissant. À proximité immédiate du massif se forme une dépression simple ou un synclinal marginal («rim syncline»), suivant que l'entraînement par les parois de l'extrusion est négligeable ou important (RAMBERG, 1967, p. 104-5). L'absence de renversement de la couverture près des massifs de socle ne peut pas être utilisée comme argument contre l'hypothèse autochtoniste (RIES & SHACKLETON, 1971, p. 68); en effet si les massifs correspondaient à des horst limités par des failles au moment de la sédimentation l'effet d'entraînement serait négligeable et il se formerait une dépression simple, sans synclinal marginal (Fig. 55).

La formation de la dépression marginale peut être uniquement due à des mouvements verticaux, sans intervention de contraction crustale. Le clivage primaire va donc subir un phénomène du type flambage, plus accentué près du massif, ce qui a été démontré par RAMBERG (1967, p. 102-105).

Dans ces conditions il y aura tendance à la formation de plis cisaillants antithétiques; c'est précisément ce que nous avons observé dans la formation du bassin de Morais.

Cependant les mouvements uniquement verticaux ne peuvent pas expliquer la totalité des phénomènes observés. En particulier ils ne peuvent pas être responsables du mouvement dans le chevauchement transmontain, qui, comme nous avons montré, a continué après la formation des plis F_2 et se prolonge bien au delà de l'aire d'influence des massifs de socle. Ils n'expliquent pas non plus le caractère global de la déformation F_2 : nous avons souligné qu'il y a eu formation de tectonites $B \mid B'$, ce qui implique une déformation constrictive, avec X subvertical. Il faut donc faire intervenir une contraction crustale dans une direction proche de N-S pour rendre compte de la formation du système synthétique dans certains secteurs, quand le clivage primaire est convenablement orienté. Cette contraction reflète le système global de contraintes responsable de la structure générale de la virgation.

La combinaison de mouvements verticaux dus à l'effet local de soulèvement des massifs de socle et de la compression tangentielle à l'échelle de la virgation peuvent donc rendre compte de tous les aspects des structures observées.

10.2.4.3. Au cours de la troisième phase hercynienne

Pendant la troisième phase hercynienne, plus intense autour du Massif de Bragança, les structures de la deuxième phase vont s'accentuer par effet du serrage dans la direction NE-SW et de l'allongement, parallèle aux axes de plis, dans la direction NW-SE. Il est probable que l'aplatissement différentiel, suivant la lithologie affectée, ait pu provoquer des rejeux dans les chevauchements qui bordent les massifs.

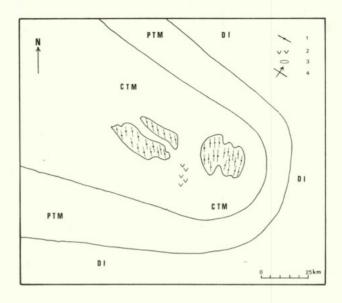
10.3. Le problème de l'espace

Jusqu'à présent nous avons essayé d'interpréter la tectonique de Trás-os-Montes oriental en employant uniquement une méthode déductive.

Nous allons maintenant aborder une question qui ne peut pas être résolue par des raisonnements déductifs: c'est le problème de l'emplacement originel des différentes unités. Etant donné que la structure actuelle peut s'expliquer par une multitude d'itinéraires de déformation possibles, on ne peut que proposer des solutions hypothétiques et provisoides, qui devront être réexaminées dans une optique toujours renouvelable.

Si l'on compare la géologie des Massifs de Bragança et Morais dans le but d'établir des rapports possibles entre eux, on constate que la plupart des terrains qui composent le Massif de Bragança ont subi une blastomylonitisation intense à laquelle ont échappé les terrains qui composent le Massif de Morais. D'autre part le Massif de Bragança est recoupé à l'Est par un important accident, la faille de Gimonde-Santa Comba et que le massif satellite de Vale da Porca, qui occupe le bord NW du massif de Morais est composé de blastomylonites basiques et acides.

Tous ces faits suggèrent que les deux massifs étaient originellement dans le prolongement l'un de l'autre et que c'est le jeu en décrochement dans la faille de Gimonde-Santa Comba qui les a décalés; le massif de Vale da Porca par sa constitution pétrographique se rattache au complexe de Bragança, mais par sa position fait partie du complexe de Morais et sert donc de témoin de la continuité primitive entre les deux complexes (Fig. 56).



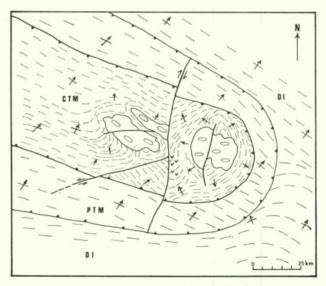


Fig. 56 — Essai de reconstitution cinématique dans l'hypothèse de l'existence d'un décrochement dextre entre les Massifs de Bragança et Morais.

En haut: situation avant la tectogénèse hercynienne.

En bas: situation à la fin de la première phase hercynienne.

1—Axes des plis de la deuxième phase précambrienne dans les complexes polymétamorphiques; 2—Volcanisme peralcalin; 3—£tirement de la première phase hercynienne dans les complexes polymétamorphiques; 4—Axes plis et sens de déversement de la première phase hercynienne.

CTM — Sous-domaine centrotransmontain; PTM — Sous-domaine péritransmontain; DI — Domaine du Douro inférieur.

Si l'on examine la paléogéographie et la tectonique de Trás-os-Montes oriental en tenant compte de cette hypothèse on se rend compte qu'elle éclaire d'un jour nouveau certains aspects qui restent obscurs.

Ainsi la faille de Gimonde-Santa Comba met en contact, dans le secteur compris entre Gimonde et Valverde, la formation des schistes verts et quartzophyllites culminants à l'Ouest et des schistes et grauwackes culminants à l'Est. Bien que ces formations soient contemporaines, au moins en partie, on ne trouve pas la moindre trace de passage latéral de faciès entre elles. Ce fait suggère que les deux formations appartenaient à deux domaines paléogéographiques très éloignés et qu'elles ont été rapprochées grâce au jeu dans la faille de Gimonde-Santa Comba.

Le volcanisme peralcalin du Silurien à faciès centro-transmontain suggère aussi l'existence d'un très important accident qui a commencé à jouer dès cette époque. En effet la genèse de ce type de roches implique une fracturation jusqu'à des niveaux profonds de la litosphère (Bailey, 1964) et si l'on examine la distribution de ce type de volcanisme on constante qu'il se greffe curieusement sur l'emplacement de la faille de Gimonde-Santa Comba. C'est peu être plus qu'un hasard.

Au point de vue tectonique il faut remarquer que la faille de Gimonde-Santa Comba sépare, dans le secteur au SE de Bragança, des secteurs à déversements opposés de plis de première phase hercynienne. Ainsi à l'Ouest, dans l'unité centro-transmontaine les déversements sont à composant vers le S, et à l'E, dans l'unité péritransmontaine ils sont vers le N. Ceci suggère aussi que la faille a joué en décrochement dextre, et que les secteurs des unités centro-transmontaines qui se trouvent au Sud du Massif de Morais et de Bragança étaient originellement en continuité.

Examinons maintenant l'étirement de la première phase hercynienne dans la couverture monométamorphique du Massif de Morais; on constate que sa direction est un peu aberrante par rapport à l'ensemble de la virgation.

Si l'on admet qu'il y a eu décrochement dextre le long de la faille de Gimonde-Santa Comba, l'influence de l'entraînement dû au jeu de la faille est suffisant pour expliquer une rotation dextre de 30° environ, et qui a tourné la direction de l'étirement vers sa position actuelle. Le comportement du massif de Bragança a été différent, car, étant beaucoup plus rigide que le massif de Morais il a uniquement subi une fracturation dans son bord E, sans rotation.

Si l'on admet cette rotation dextre du Massif de Morais on obtient un raccord beaucoup plus satisfaisant aussi pour les structures précambriennes de deuxième phase entre ce massif et celui de Bragança.

Le tracé des accidents chevauchants montre aussi des anomalies qui peuvent être expliquées par le mouvement relatif, vers le SSW, du Massif de Morais. Ainsi les terrains de faciès centro-transmontain qui se situent à l'W du Massif de Morais ont pu être refoulés vers l'W au fur et à mesure qu'ils se déplaçaient vers le SSW, car l'obstacle à ce mouvement que constituait le Massif de Bragança se déplaçait vers le NNE. On peut expliquer ainsi le recouvrement considérable des faciès péri-transmontains par les faciès centro-transmontains qu'on observe dans tout le secteur à l'W de Macedo de Cavaleiros. On peut aussi se demander si des surpressions locales liées à ce déplacement vers l'W ne sont pas responsables par l'apparition des faciès à amphibole sodique que l'on trouve dans ce secteur.

On doit donc conclure que faille de Gimonde-Santa Comba a probablement joué en décrochement dextre avec 30 km de rejet horizontal. Ce jeu s'est effectué probablement pendant la première et deuxième phases hercyniennes, mais avait totalement cessé au cours de la troisième phase hercynienne, car l'antiforme de Miranda do Douro-Chaves ne subit aucun rejet au passage de l'accident.

Signalons aussi que le jeu sénestre dans les failles de Bairro do Carvalhal et de Morais, de direction E-W à ENE-WSW est compatible avec le système de contraintes qui est responsable du mouvement dans la faille de Gimonde.

Quelles sont les implications de l'existence de ce décrochement pour l'interprétation de l'ensemble de la structure de Trás-os-Montes oriental? Pour attaquer ce problème il faut tenir compte des notions de faille transformante et de subduction, et de leurs relations dans le cadre de la Tectonique de Plaques (Wilson, 1965).

En effet il faut remarquer que le rejet du chevauchement péri-transmontain, par la faille de Gimonde, qui doit se situer autour de 10 km, est beaucoup plus faible que

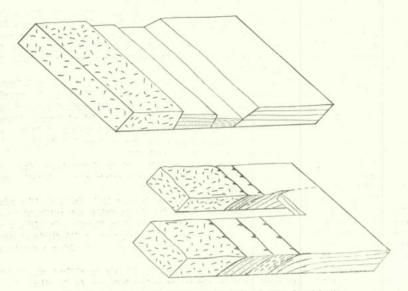


Fig. 57 — Relations entre failles transformantes et zones de subduction.

le rejet déduit à partir du décalage des massifs de Bragança et Morais. Ceci implique un système mécanique ouvert, avec absorption du mouvement différentiel le long des décrochements par les accidents de type chevauchant; c'est le même type de relation que l'on trouve dans les systèmes de failles transformantes — zones de subduction (Fig. 57).

Dans le cas de Trás-os Montes oriental il faut admettre que les 25 km de terrains qui s'étendent entre le chevauchement bordier du Massif de Morais et le chevauchement péri-transmontain ont été réduits, à l'W de la faille de Gimonde à l'étroite bande de terrains, de 1 km de largeur moyenne, comprise entre le Massif de Bragança et la zone de mélange tectonique de Mofreita-Aveleda. Autrement dit, dans cette zone il y a eu subduction de, au moins, 24 km de terrains. Nous utilisons ici le terme subduction dans un sens strictement géométrique (WHITE et all., 1970) sans implications d'ordre géodynamique.

Un raisonnement symétrique permet de conclure que le recouvrement dans le chevauchement péri-transmontain a été beaucoup plus fort dans le secteur situé au Sud du Massif de Morais que plus à l'W. On peut alors expliquer plusieurs faits que l'on observe dans la région au SW du Massif de Morais: en effet le chevauchement péri-transmontain biseaute vers l'Est l'unité péri-transmontaine et dans celle-ci on met en évidence plusieurs plans de chevauchement qui se rapprochent vers l'Est.

On est donc amené à conclure qu'il y a eu un mouvement de recouvrement considérable dans certains chevauchements. Cette constation semble confirmée par les corrélations établies entre des niveaux repères de part et d'autre des chevauchements, qui sont équivalents du point de vue lithostratigraphique mais assez éloignées dans l'échelle chronostratigraphique. Ainsi les quartzites supérieurs du secteur au Nord de Vinhais sont d'âge Llandovery supérieur, tandis que a l'W du chevauchement péri-transmontain ils sont postérieurs à la forme de Servoy (Verin), d'âge Wenlock inférieur ou sommet du Valentien.

D'autre part seul un recouvrement considérable dans les chevauchements permet de résoudre certaines difficultés soulevées par la reconstitution paléogéographique de certaines secteurs. Ainsi les paléochenaux le long desquels ont été transportés dans le sens SE-NW les grés quartzitiques supérieurs des Serras de Santa Comba et de Faro (W et SW de Mirandela) ont été recoupés par le chevauchement péri-transmontain de telle façon qu'il n'en reste la moindre trace ni dans le compartiment chevauchant ni dans le compartiment chevauché.

11. CONCLUSIONS: ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DE TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL ET ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE DE CETTE ÉVOLUTION

En nous basant sur les données rassemblées dans les chapitres précédents nous pouvons maintenant essayer de retracer l'évolution paléogéographique et tectonique de Trás-os-Montes oriental. Il faudra ensuite essayer d'expliquer cette évolution en termes géodynamiques.

11.1. L'évolution paléogéographique (Fig. 58)

Il ressort des faits exposés dans les chapitres antérieurs que dans Trás-os-Montes oriental se sont succedés deux cycles orogéniques; le premier s'est achevé avant le dépôt du Précambrien supérieur, le second s'est terminé avec les phases ultimes de la tectogénèse hercynienne au Carbonifère supérieur et Permien inférieur.

11.1.1. Le cycle Précambrien

L'évolution paléogéographique du Précambrien plus ancien est difficile à reconstituer, car les terrains appartenant à cette période sont isolés tectoniquement à l'intérieur de terrains plus récents. On peut cependant reconnaître deux domaines avec une évolution complètement différente:

Dans le cas des complexes polymétamorphiques de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes et du Fossé Blastomylonitique de Galice occidentale on peut mettre en évidence (DEN TEX et Floor, 1971) une évolution de type «eugéosynclinale» qui commence avec le dépôt de sédiments caractéristiques de cet environnement et d'une séquence ophiolitique (laves et tufs basiques, gabbros et roches ultrabasiques). Cet ensemble est

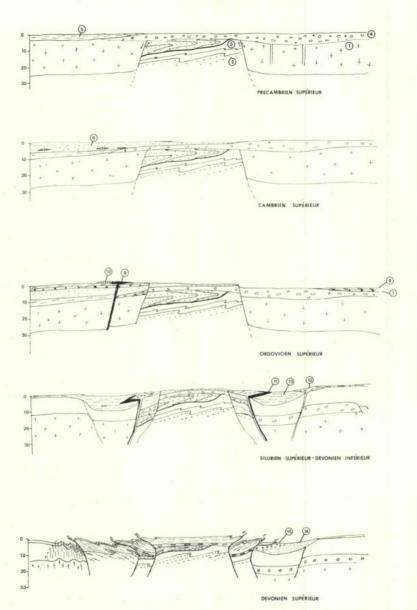


Fig. 58 — Schémas récapitulant l'évolution paléogéographique de Trás-os-Montes oriental.

1 — Socie précambrien gneissique; 2 — Précambrien polymétamorphique, méso à catazonal; 3 — Idem, épizonal; 4 — Précambrien supérieur porphyroïde; 5 — Idem, schisto-gréseux; 6 — Cambrien schisto-grauwackeux; 7 — Grés armoricain; 8 — Ordovicien moyen pélitique; 9 — Carodoc: volcanites basiques; 10 — Idem, calcaires récifaux; 11 — Silurien: volcanites basiques; 12 — Idem, volcanites acides; 13 — Idem, schisto-grauwackeux; 14 — Dévonien supérieur: flysch; 15 — Idem, flysch à lentilles de conglomérats.

ensuite affecté par un plissement accompagné par un métamorphisme régional du type intermédiaire de haute-pression en conditions catazonales vers 900 ± 30 MA. Plus tard se manifeste une deuxième phase de déformation et métamorphisme régional, avec blastomylonitisation, métamorphisme rétrograde et anatéxie. Cet épisode a produit une imersion de la zonéographie métamorphique dans le larges secteurs ce qui implique la formation de grands plis couchés ou de grands chevauchements synmétamorphiques de type hymalayen.

L'autre domaine est constitué par le substractum gneissique de la zone de Galice orientale et de la zone Centro-Ibérique.

Ce substratum est surtout composé par des orthogneiss (intrusifs dans un complexe de métasédiments?), souvent oeillés et qui dérivent, dans ce cas, de granites à mégacristaux par l'effet de l'orogénèse hercynienne.

Il reste à établir les rapports entre les deux domaines: s'agit-il de zones avec des types de composition crustale entièrement différents ou des niveaux différents d'un même type de croûte?

On doit donc conclure que le socle précambrien sur lequel vont se déposer les séries appartenant au cycle hercynien était très inhomogène, avec une bande de terrains où prédominaient les compositions basiques et ultrabasiques entourée par une aire granitique très étendue.

Ces inhomogenéités dans le socle précambrien vont jouer un rôle important dans le cycle hercynien, comme nous verrons par la suite.

11.1.2. Le cycle hercynien

Le cycle hercynien débute avec le dépôt de séquences volcano-sédimentaires acides du type «Ollo de Sapo», d'âge précambrien supérieur probable, et qui recouvrent à la fois le Précambrien basique, ultrabasique et le Précambrien gneissique. Ceci suggère que au moment du dépôt de ces séries les deux domaines étaient assez rapprochés.

A partir du Cambrien se différencie une zone «géanticlinale» (bande de l'Ollo de Sapo dans la zone de Galice orientale) séparant deux régions subsidentes, au SW (zone Centro-Ibérique) et au NE (zone Ouest-Asturienne-Léonienne) où se déposent des séries épaisses, souvent térrigènes de Cambrien. Sur le bord SW de la ride géanticlinale il y a biseautage des termes inférieurs aux calcaires d'âge géorgien supérieur probable. Les séries terrigènes de la fosse SW montrent des caractères flyschoïdes dont la signification dans le contexte de la chaîne Hercynienne est encore difficile à préciser.

À la fin du Cambrien les terrains de la fosse centro-ibérique sont déformés (phase sarde), par des ondulations à grand rayon de combure (et des plis?) de direction NE-SW.

A partir de l'Ordovicien débute une transgression sur une surface d'érosion qui tronque les structures sardes. Cette transgression est marquée par un conglomérat de base surmonté par une séquence orthoquartzitique correspondant à une plateforme très étendue. Le continent qui a alimenté la sédimentation détritique se situait probablement à l'emplacement actuel de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes,

Le lessivage des paléosols sur les roches basiques est peut être à l'origine des dépôts de fer si caractéristiques de cette période dans le NW de la Péninsule Ibérique.

Si l'on tient compte de l'ouverture du Golfe de Gascogne on retrouve ce continent dans la partie occidentale du Massif Armoricain, recouvert graduellement pour la transgression ordovicienne qui avance d'Est en Ouest dans ce Massif. Pendant l'Ordovicien moyen on passe graduellement à un régime euxinique qui persiste pendant l'Ordovicien supérieur; sur les bordures du continent qui a alimenté le Grés armoricain se déposent des calcaires récifaux en même temps que se mettent en place des magmas basiques, ce qui évoque une fracturation profonde en régime d'extension.

Les manifestations extrusives et intrusives de cet épisode magmatique se distribuent de préférence dans le secteur qui borde au SE le domaine transmontain. Étant donné que dans ce domaine va s'individualiser, peu de temps aprés, le fossé transmontain, on doit considérer que le régime d'extension dénoncé par cet épisode de magmatisme basique correspond à un stade initial dans la genèse du fossé transmontain.

Le passage de l'Ordovicien au Silurien est marqué par des mouvements epéirogéniques, dénoncés par une discordance cartographique et par le déclenchement de torrents de boue. C'est à cette époque qui commence a s'individualiser le fossé transmontain.

Sur la plateforme qui borde ce fossé se déposent des séries à dominante euxinique et des calcaires récifaux, tandis que le fossé est progressivement comblé par des faciés térrigènes, issus peut-être de rides ou affleuraient les porphyroïdes du Précambrien supérieur, comme celle qui occupait l'emplacement du Massif de Saldanha.

Au Llandovery moyen-supérieur des mouvements verticaux affectent le fossé transmontain et ses bordures. Ces mouvements sont marqués par une régréssion pendant laquelle se déposent des quartzites, parfois à Bilobites, dans des conditions de mer peu profonde assez proches de celles qui régnaient pendant le dépôt du Grés armoricain, à la suite du déplacement d'un bombement de E en W. Cette regréssion affecte des domaines progressivement plus occidentaux.

Pendant le Llandovery supérieur et le Silurien supérieur se différencient deux domaines: dans la proximité immédiate des massifs précambriens, qui étaient peut-être émergés, les faciés oxydants prédominent (schistes lie-de-vin de la sous-zone centro-transmontaine et d'une partie du Domaine du Douro inférieur); plus loin se déposent des faciés réducteurs, plus épais. Ces dépôts sont contemporains d'un volcanisme, acide et basique, qui se situe de préference dans les secteurs plus proches des Massifs polymétamorphiques. Ceci suggère que les Massifs étaient bordés par des zones avec une plus grande densité de fractures, le long desquelles montaient les magmas basiques et acides; d'autre part les massifs étaient déjà préfigurés comme horsts, étant donné que les séries siluriennes y sont moins épaisses et de faciés moins profonds; sur les bords de ces horsts il y aurait même des compartiments où ces séries pouvaient être discordantes sur le socle précambrien, avec lacune de toute la colonne sédimentaire depuis le Précambrien supérieur jusqu'au Llandovery moyen-supérieur.

On constate une corrélation étroite entre les périodes marqués par des mouvements verticaux positifs (régressions, lacunes, création de hauts fonds) et par la miseen-place de magmas basiques et acides, dont les premières manifestations sont à tendance peralcaline. Cette corrélation s'explique par des bombements de croûte avec fracturation profonde, qui se traduit à la fois par épéirogenie et volcanisme.

Les zones volcaniques soulevées (à faciés centro-transmontain) alimentent en débris les courants de turbidité qui vont déposer des séquences flyschoïdes dans les fossés (à faciés péri-transmontains). Ces fossés vont être affectés par la régression générale qui affecte toute le région étudiée, avec dépôt des grés quartzitiques, mais plus tard que dans les zones de ride.

À la fin du Silurien et au Dévonien (inférieur et moyen?) le contraste entre les zones de ride et de sillon s'accentue. Dans les rides qui bordent les massifs polymétamorphiques le volcanisme basique se maintient et la sédimentation semble se faire en mer peu profonde. Dans les sillons, au contraire, se déposent les faciés flyschoïdes et les manifestations volcaniques sont absentes. Dans le Domaine du Douro inférieur le Dévonien inférieur et moyen est réduit on absent.

L'orogénèse hercynienne débute au Dévonien supérieur. Le soulèvement des Massifs polymétamorphiques conduit à leur émersion et à partir de ce moment ils alimentent en débris les conglomérats intercalés dans les Flyschs qui se déposent dans les sillons. L'émersion est prouvée par la présence de Vegétaux terrestres flotés dans le Flysch. En fonction de ce soulèvement se créent des pentes suffisantes pour provoquer le glissement de la couverture de ces massifs et se mettent ainsi en place des nappes de décollement sur les bords de ces massifs, en même temps que continue la sédimentation du Flysch.

En même temps débute le plissement de la première phase hercynienne, avec production de clivage de plan axial, qui affecte d'abord les secteurs situés à l'emplacement des massifs. La déformation affecte ensuite des domaines de plus en plus eloignés des massifs, precedée par le déplacement d'un bombement qui explique la migration du Flysch. Il y a probablement eu combinaison de mouvements à composante verticale, dus au soulèvement des Massifs et de mouvements tangentiels responsables par le raccourcissement au niveau du socle et de sa couverture.

La première phase hercynienne a été sans doute assez longue et son âge semble variable; elle est plus ancienne dans les zones internes (Dévonien supérieur), plus récente dans les zones plus externes et même absente dans la zone la plus externe (MARCOS, 1973).

Le métamorphisme régional hercynien débute avec la première phase, accompagné dans certains secteurs (Galice occidentale) par les manifestations les plus précoces de magmatisme granitique (vers 350 ± 10 MA).

La deuxième phase hercynienne se manifeste plus tard, avec création de bassins autour des massifs précambriens et jeu dans des chevauchements à l'intérieur du Domaine transmontain. Avec cette phase s'effectue la mise en place définitive des extrusions de socle à travers sa converture. Le paroxysme du métamorphisme hercynien est atteint dans le Domaine Transmontain.

La troisième phase de déformation se manifeste pendant le Westphalien supérieur, accompagnée par la mise en place de granites de la série alcaline et légèrement précédée par le paroxysme du métamorphisme régional dans le Domaine du Douro inférieur. Les parties les plus profondes de l'édifice subissent une migmatisation.

La chaîne commence à se soulever et a être erodée après le Westphalien; cependant on ne trouve pas à Trás-os-Montes les bassins intramontagneux remplis de molasses stéphano-permiennes si caractéristiques d'autres zones (sillon houiller nord-portugais dans la zone Centro-Ibérique et bassins houillers de la zone Ouest-Asturienne-Léonienne et Cantabrique). Ceci est peut-être du au fait que le soulèvement a été plus long dans la zone axiale de la Chaîne (Galice occidentale et Galice moyenne — Trás-os-Montes).

C'est aussi pendant le Stéphanien et le Permien inférieur qui se manifeste la Tectonique en régime de décrochement avec laquelle s'achève l'orogénèse hercynienne.

On peut conclure que la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental représente un secteur particulièrement mobile de l'orogène hercynien, mobilité qui se manifeste pendant toute la durée du cycle hercynien. Ceci s'explique si l'on tient compte de la très grande hétérogénéité et anisotropie du socle précambrien, qui va contrôler les modalités et l'évolution paléogéographique et tectonique de la couverture du cycle hercynien. Comme hypothèse alternative on peut supposer qu'il s'agit d'un site crustal particulier, qui mantient ses caractères originaux pendant tout le cycle précambrien et hercynien.

11,2. L'évolution tectonique

La zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental a subi une évolution tectonique originale par rapport aux autres zones de la chaîne hercynienne du NW de la Péninsule Ibérique, bien exprimée dans la complexité de la structure de cette zone. Avant de proposer une hypothèse qui puisse expliquer le style tectonique spécifique de cette zone il convient de résumer brièvement les grands traits structuraux du NW de la Péninsule.

11.2.1. Les grands traits structuraux du NW de la Péninsule Ibérique

Dans le NW de la Péninsule Ibérique il y a un parallélisme entre les zones paléogéographiques et les unités tectoniques, qui dessinent ensemble une des virgations les plus complètes parmi les différentes chaînes de montagnes.

Les différentes zones sont séparées par des accidents majeurs qui affectent souvent le socle précambrien; d'ailleurs la nature de celui-ci est souvent variable d'une zone à l'autre.

L'orogénèse hercynienne montre une polarité nette, car elle affecte les zones externes beaucoup plus tardivement que les zones internes, et le déversement général des accidents se fait des zones internes vers les zones externes. La virgation est donc une virgation à déversements convergents.

Au point de vue de la chronologie des évènements tectoniques il faut souligner le caractère polyphasé de l'orogénèse. Ainsi on peut distinguer:

La première phase est responsable de l'essentiel de la structure; elle donne des plis à plan axial variable, et n'affecte pas la zone la plus externe (MARCOS, 1973).

La deuxième phase se traduit par le jeu des chevauchements proche de l'horizontale et, dans la zone Cantabrique, par la mise en place des nappes de décollement.

La troisième phase se traduit par la formation de plis à plan axial subvertical qui replissent les structures antérieures.

Au point de vue de la géométrie des structures on doit distinguer trois domaines principaux:

- Un domaine non métamorphique externe, caracterisé par la présence de nappes de décollement replisées.
- Un domaine qui ne dépasse généralement par la zone de la chlorite caracterisé par des plis F₁ à plan axial assez redressé jusqu'à subvertical. Étant donné que les plis F₃ sont homoaxiaux ou presque par rapport aux plis F₁, la phase F₃ se traduit par un rejeu avec un simple aplatissement des structures F₁.
- Un domaine plus métamorphique, ou les structures F₁ montrent généralement une disposition en éventail dissymétrique, avec developpement de plis couchés de part et d'autre d'un secteur à structures raides; l'amplitude des plis couchés est plus grande du côté E et NE que du côté W et SW.

Ce dispositif est ensuite modifié par la phase F_s , qui devient généralement plus évidente dans les secteurs de plis couchés.

Ayant examiné la géométrie des structures en profil il faut maintenant proposer un modèle d'évolution cinématique.

Dans la virgation, à déversements convergents, on constate une variation du style tectonique de la phase F_1 parallèllement aux structures (MATTE, 1968): les plis sont plus serrés et à plan axial plus proche de l'horizontale dans les secteurs où le rayon de courbure est plus petit.

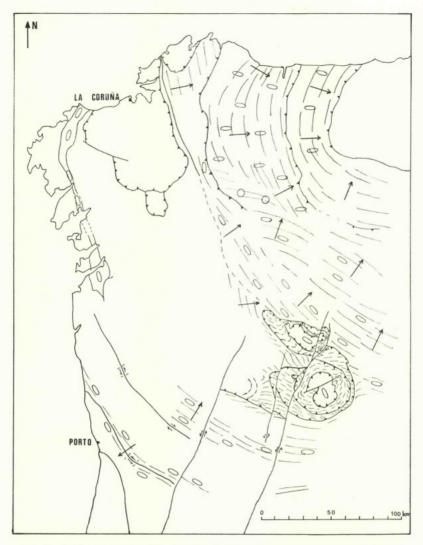


Fig. 59 — Relations entre directions des axes de plis et de l'étirement de la première phase hercynienne dans la virgation du NW Péninsulaire (d'après des données publiées ou inédites de Matte, Marcos, Den Tex, Foor et Ribeiro).

Noter la zone à aplatissement pur séparant le domaine externe à étirement dans a et le domaine interne à étirement dans b.

D'autre part, si l'on regarde les relations entre étirement et axes de plis on constate que dans le bord convexe de l'arc (zones plus internes) l'étirement se fait suivant b, tandis que dans le bord concave (zones plus externes) l'étirement se fait suivant a (MATTE, 1968; MATTE et RIBEIRO, 1973; MARCOS, 1973). Au Nord l'accident chevauchant de Vivero-Guntín sépare les domaines à étirement suivant a et suivant b. Plus au Sud il y a un passage graduel par l'intermédiaire d'une zone à aplatissement pur dans le plan de schistosité (Fig. 59).

Ceci suggère que la courbure de la virgation s'est accentuée progressivement pendant l'orogénèse hercynienne. En effet si l'on courbe progressivement autour d'un axe vertical un fragment de l'écorce on aura de part et d'autre d'une surface neutre un arc convexe étiré et un arc concave comprimé, par analogie avec le processus de déformation longitudinale tangentielle (RAMSAY, 1967). Dans la surface neutre il y aura aplatissement pur, dans l'arc convexe étirement dans b et dans l'arc concave étirement dans a. On peut ainsi expliquer la dstribution des composantes homogènes du plissement dans la virgation (Fig. 60). D'autre part un raccourcissement variable le long de la virgation peut accentuer la courbure de celle-ci.

11.2.2. Les traits tectoniques spécifiques de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental

Comme nous avons constaté ci-dessus (p. 60) une coupe réalisée au SE de la terminaison de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental nous montre une succession de domaines à styles tectoniques différents pour les plis F₁. Ainsi du SW au NE on trouve successivement: un large domaine avec plis à plan axial subvertical; un domaine étroit, dans le prolongement du Domaine transmontain, a plis couchés, relié à l'antérieur par une virgation partielle et un domaine de plis à plan axial incliné (Fig. 61).

Pour expliquer la variation observée il faut faire intervenir dans la zone à plis droits un serrage dans une direction à peu prés perpendiculaire à l'axe des plis, auquel il faut superposer un couple important dans la zone des plis couchés (ARTHAUD, 1970; MATTAUER, 1973).

La présence d'un couple est essentielle et si ce couple dégénère en cisaillement de toute l'écorce il se traduira forcément par des chevauchements de style hymalayen.

Si nous réalisons une coupe schématique à l'intérieur du Domaine transmontain nous constaterons l'existence d'une zone étirée à l'emplacement des extrusions de socle précambrien polymétamorphique, à partir de lequelle se forment des plis conchés à déversements divergents, accompagnés de chevauchements importants, dont le plus externe-chevauchement transmontain — constitue précisément la limite du Domaine transmontain.

Pour expliquer la structure observée il faut faire intervenir un couple qui tourne de 180°, et qui provoque donc les déversements divergents.

L'exposé précédent soulève deux problèmes fondamentaux:

- Comment relier les deux coupes réalisés à l'intérieur et à l'extérieur du Domaine transmontain?
- Si l'on compare la structure du Domaine transmontain avec la structure des autres zones à déversements divergents de la chaîne hercynienne et d'autres chaînes de montagnes on s'aperçoit qu'il y a une différence fondamentale: tandis que dans le cas général les plis de la zone axiale ont les plan axiaux subverticaux et sont très serrés dans le cas de Trás-os-Montes oriental il y a étirement avec aplatissement subhorizontal. Comment expliquer cette différence?

Pour résondre ces deux problèmes il faut faire intervenir les données paléogéographiques exposées dans le chapitre précédent. En effet seules ces données permettent de reconstituer le stade original des matériaux sur lesquels l'orogénèse hercynienne va imprimer la structure actuellement visible.

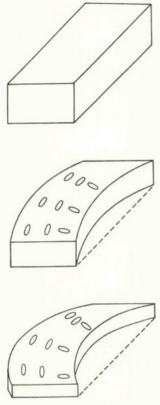


Fig. 60 — Déformation à l'intérieur d'un fragment de l'écorce progressivement courbé autour d'un axe vertical et qui subit en même temps un aplatissement subhorizontal.

Or nous avons vu que la nature et le comportement du socle précambrien étaient assez différents dans la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes et dans les zones limitrophes.

Dans la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes le socle, très anisotrope et hétérogène, était accidenté par de nombreuses fractures profondes, comme le prouvent les abondantes manifestations volcaniques acides et basiques du Domaine transmon-

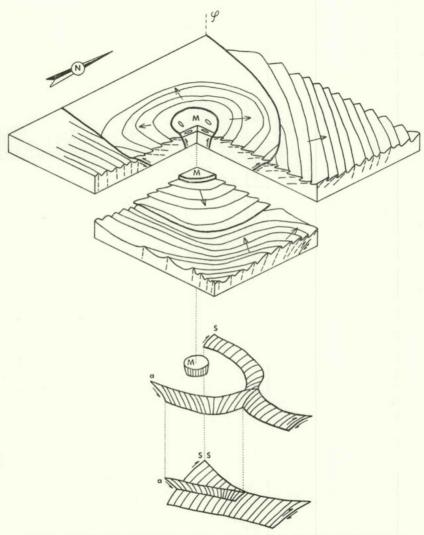


Fig. 61 — Schèma hypothètique sur la structure profonde de la terminaison SE de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental et du secteur limitrophe de la zone Centro-Ibérique.

 \mathfrak{P} — Chevauchement transmontain majeur; M — Extrusion de Morais;

S — Zone de cisaillement synthétique; a — Zone de cisaillement antithétique.

tain. La limite de cette zone correspondait aussi probablement à des secteurs très fracturés, comme le prouvent la différence très accusée de la nature du socle de part et d'autre de cette limitte; la terminaison SE de la zone devait correspondre à un croisement de lignes de fractures (décrochements conjugués tardifs de l'orogénèse précambrienne?).

D'autre part les zones limitrophes possédaient un socle précambrien plus homogène et où manquent les témoins du jeu de fractures profondes pendant la sédimentation du cycle hercynien. Cependant nous avons vu que le domaine qui se situait au SE de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental était probablement le plus intensément fracturé.

Pendant l'orogénèse hercynienne cet ensemble va être intensément comprimé. Le phénomène essentiel réside dans l'action d'un couple dirigé dans le sens W- et SW- NE, qui va provoquer le déversement général à composante E que l'on observe dans cette branche de l'orogène. Ainsi on peut expliquer l'allure générale des structures en dehors de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental, tandis que dans cette zone-ci il y aura des effets locaux liés au comportement différentiel du socle précambrien et aux conditions de frontière entre ce type de socle et celui des zones limitrophes.

Ces effets consisteront dans la tendance au développement d'un cisaillement antithétique par rapport au cisaillements syntéthiques liés au couple régional. Ces cisaillements se seront localisés de préférence sur les fractures qui limitent les différents types de socle; ainsi la branche synthétique et antithétique seront liées périclinalement, ce qui nous explique 1° la localisation et le tracé du chevauchement transmontain; 2° la divergence des déversements dans la terminaison périclinale de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes; 3° la virgation locale dans le Domaine du Douro inférieur à proximité de cette terminaison périclinale.

L'effet combiné du soulèvement des extrusions de socle et de la divergence des déversements en plusieurs directions expliquerait l'aplatissement subhorizontal avec étirement que l'on observe dans ce type de zone axiale.

On peut donc conclure que à côté des zones axiales de type classique il faut considérer un autre type moins fréquent, mais qui existe peut-être aussi dans d'autres chaînes de montagnes ou dans d'autres secteurs de la chaîne hercynienne (Sudètes orientales et Moravie).

Dans le type classique les structures sont linéaires et à symmétrie bilatérale; dans le type transmontain les structures dessinent des virgations locales à déversements centrifuges.

Le type classique se situe au coeur des chaînes de montagnes, et parfois se dédouble en plusieurs branches en échelon, tandis que le type transmontain doit correspondre à la terminaison en cul-de-sac de zones paléogéographiques particulières dont la situation est aléatoire par rapport au branches principales d'une chaîne.

11.3. Essai d'interprétation géodynamique

Un modèle géodynamique doit intégrer en une système cohérent tous les faits établis dans les domaines de la Paléogéographie, Tectonique, Pétrologie et Géochimie des roches magmatiques et métamorphiques, Géophysique.

Dans le cas de Trás-os-Montes oriental nous ne possédons en ce moment que des données complètes en ce qui concerne la Paléogéographie et Tectonique; il en résulte que tout essai de synthèse géodynamique sera forcément hypothétique et provisoire.

Dans ces conditions il est préférable de proposer plusieurs schèmas d'évolution, en les comparant avec les faits observés et en essayant de reconnaître les avantages et les inconvénients dans les différents cas.

11,3,1. Modèle intracratonique

Certains auteurs (ZWART, 1967) ont souligné que la chaîne hercynienne d'Europe présente certains caractères qui indiquent qu'il s'agit d'une chaîne intracratonique: structures en éventail, sans grandes nappes, abondance des granitoïdes et grande extension des types de métamorphisme de Basse Pression.

Partant de cette constatation générale, des schémas d'évolution géodynamique ont été proposés pour certains complexes de socle du synclinorium du Vogtland (zone Saxothuringienne), qui présentent beaucoup d'analogies avec les massifs de socle de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes. En effet les complexes de socle en question se présentent sous la forme de dômes ou d'extrusions chevauchantes sur la converture paléozoïque périphérique (Massif du Münchberg, von Gaertner et al., 1968).

Cette couverture montre des variations de faciés en fonction de la position par rapport aux complexes de socle: près des massifs on trouve le faciés Bavarois, avec alternance de sédiments pélagiques et néritiques; plus loin déposent les sédiments pélagiques plus uniformes du faciés Thuringien.

Dans le modèle de Krebs et Wachendorf (1973) ces auteurs essayent d'expliquer la mobilité de tout ce secteur depuis le Précambrien supérieur jusqu'au Permien, mobilité qui se traduit par des épisodes magmatiques et épirogéniques et qui culmine avec l'orogénèse hercynienne.

Les extrusions et les dômes coı̈ncident avec des domaines à flux de chaleur élevé pendant le cycle hercynien, comme le démontre le reserrement des isogrades de métamorphisme régional; il y aura diapirisme du magma granitique anactétique ou de matérieu basique et ultrabasique provenant du manteau supérieur, ejecté tectoniquement le long des fractures profondes. Ces fractures se forment dans les flancs des noyaux diapiriques, où il y a amincissement de la croûte.

Le mouvement de soulèvement des diapires est compensé par l'affaissement des bassins sédimentaires, qui montrent des contours elliptiques et variables dans le temps.

Le soulèvement et l'affaissement se manifestent à plusieurs reprises pendant la sédimentation du Paléozoïque: dans les zones soulevées on trouve des dépôts néritiques, des lacunes, des intercalations conglomératiques nombreuses et les directions d'apport divergent à partir de ces zones; dans les fossés il y a dépôt continu de séquences pélagiques plus épaisses.

La Tectonique Hercynienne s'organise aussi en fonction des massifs de socle. Autour des massifs il y a defléxion des axes des plis hercyniens, et mise en place de découllements synsédimentaires. La mise en place des massifs traduit surtout des mouvements à composante verticale: ainsi les structures majeures dessinent des éventails à déversement variable, avec chevauchements autour des massifs; les structures en nappe correspondent à la modification des contraintes près de la surface, par effet de la gravité.

11.3.2. Modèle péripacifique

Le segment ibérique de la chaîne Hercynienne a été déjà objet de plusieurs interprétations en termes de Tectonique de Plaques (BARD, 1971; CARVALHO, 1973; BARD et al., 1973).

D'après ces auteurs ce segment serait caractérisé par la présence d'une marge continentale active, avec subduction de la plaque océanique Sud-portugaise sous la plaque continentale située au NE, pendant le Paléozoïque supérieur. Il s'agit donc, sur la transversale ibérique, d'un orogène de type péripacifique. Vers le NW on passerait latéralement à un orogène de type hymalayen, avec collision de deux plaques continentales (Dewey, 1968a; Dewey et Bird, 1970).

Cependant ce modèle n'explique pas les mécanismes orogéniques et thermiques à l'intérieur de la plaque continentale, dont les effets se manifestent jusqu'à plus de 500 km de la marge active.

Or certains caractères de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes suggèrent une océanisation à l'emplacement de cette zone, tout au moins partielle. En effet l'importance des manifestations volcaniques, la présence d'un métamorphisme de type intermédiaire de haut pression et la présence d'ophiolites (?) seraient les indices d'un évolution de type océanique (MIYASHIRO, 1961, 1973; DEWEY et BIRD, 1971) pendant le cycle hercynien (RIBEIRO, 1970).

Dans ce modèle on pourrait proposer l'évolution suivante (Fig. 62):

Pendant le Précambrien supérieur et le Cambrien s'établit dans le bord SW de la zone de Ossa-Morena une marge continentale de type atlantique.

Pendant l'Ordovicien inférieur-moyen il y a dépôt de faciés euxinique dans les zones situées au NE de la zone de Ossa-Morena. Ceci signifie la formation d'une mer fermée, ce qui suggère le début d'activité d'un arc volcanique, isolant cette mer intérieure de l'océan ouvert. Cet arc occuperait justement l'emplacement de la zone de Ossa-Morena.

En suivant les idées de Karig (1971, 1972) on doit admettre que dans la plaque continentale située derrière l'arc volcanique il y a eu ouverture d'un bassin marginal intérieur, qui correspondrait à la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes. Dans ce bassin l'expansion océanique peut-être symétrique par rapport à un rift central on diffuse. Dans le cas de la zone étudié l'expansion a du être diffuse, en isolant des microplaques qui correspondent au Massifs Polymétamorphiques. D'autre part la zone océanique se terminerait en cul-de-sac, («sphenoclastic rifting», Hst, 1971).

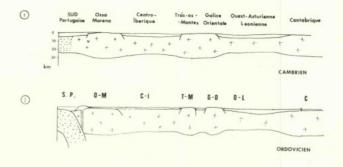
Ce modèle expliquerait convenablement l'évolution paléogéographique de la zone étudiée pendant l'Ordovicien et le Silurien le plus bas (magmatisme basique de l'Ordovicien supérieur, formation et remplissage du fossé transmontain pendant le Silurien). Il faut noter que le bassin marginal intérieur se greffe sur une vielle cicatrice précambrienne représentée par les complexes polymétamorphiques de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes. Cette coı̈ncidence s'explique aisément si l'on tient compte du fait que cette cicatrice représentait une ligne de faiblesse par rapport aux contraintes extensives responsables par la formation du bassin marginal intérieur. D'autre part il faut remarquer que dans les arcs volcaniques anciens il y a des conditions de sédimentation traduites par la plus grande maturité et l'abondance de dépôts de mer profonde, qui les différencient des arcs plus récents (MITCHELL & READING, 1971); c'est aussi le cas du fossé transmontain.

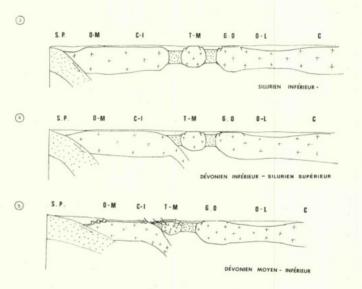
Pendant le Llandovery supérieur débute la fermeture du Bassin marginal intérieur, par jeu dans une zone de subduction qui plonge vers l'E et NE (coordonnées géographiques actuelles); ce jeu provoque l'enfoncement de la plaque située au SW sous la plaque située au NE. Ceci expliquerait la nature et la distribution du volcanisme silurien, qui se manifeste uniquement dans le fossé transmontain et plus au NE.

Au Dévonien moyen (?) il y a eu collision du contenu de la fosse transmontaine avec la marge continentale qui se situe au SW; ainsi se forme la branche SW du chevauchement transmontain. À partir de ce moment commence la subduction de la fraction continentale de la plaque située au SW; celle-ci ne peut être que très limitée, en vertu de la poussée archimédéenne à laquelle est soumise la croûte continentale (MC KENZIE, 1969; COLEMAN, 1971).

Le mécanisme de «flip» intervient, compliqué peut être par le jeu dans la faille transformante de Gimonde-Santa Comba.

C'est alors qui se forme la terminaison SE du chevauchement transmontain et qui commence le jeu dans une zone de subduction qui plonge vers l'W et le SW; ce





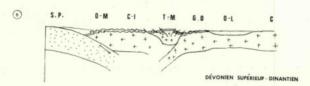


Fig. 62 — Schémas récapitulant l'évolution paléogéographique de l'orogène hercynien ibérique suivant un modèle de type péripacifique.

Le modèle propose la formation d'une marge continentale active dans la zone Sud-Portugaise à partir de l'Ordovicien et l'ouverture d'un basin marginal intérieur, à partir du Silurien, dans la zone de Galice moyenne — Trâs-os-Montes. Croûte continentale en croix; croûte océanique en pointillé. jeu provoque l'enfoncement de la plaque continentale située au NE sous la plaque océanique située au SW, en créant la branche NE du chevauchement transmontain et, en particulier, la zone de mélange tectonique de Mofreita-Aveleda. Cet évènement débute au moment du dépôt du Flysch du Dévonien supérieur et se poursuit jusqu'au Westphalien inférieur, époque pendant laquelle l'onde orogénique atteint la zone Cantabrique.

Ce schéma d'évolution suggère que l'on passe latéralement d'une zone de sub-

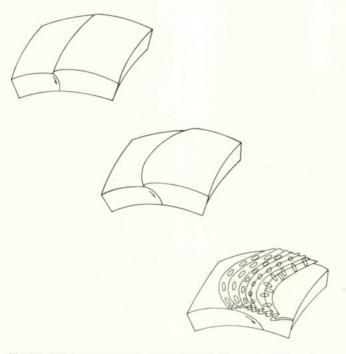


Fig. 63 — Modèle explicatif de la génèse d'une virgation par aplatissement progressif d'une zone de subdirection; distribution de la déformation à l'intérieur de la virgation.

duction océanique, dans le Domaine Transmontain, à une zone de subduction intracontinetale, dans le Domaine du Douro inférieur (Fig. 61).

L'enfoncement de la plaque continentale jusqu'à des profondeurs ou peut s'imitier la fusion anactetique du matériel de cette plaque serait responsable au moins en partie, de la génération des magmas granitiques de la série alcaline qui se mettent en place dans la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes. Étant donné que l'enfoncement de la plaque augmente vers le NW, puisque le bassin marginal intérieur se coince vers le SE, les manifestations de magmatisme granitique alcalin deviendront plus abondantes vers le NW, ce qu'on observe effectivement.

Le modèle proposé ci-dessus permet d'expliquer certains caractères structuraux

de la virgation du NW Péninsulaire.

En effet une virgation à déversements convergents contrarie la règle générale suivant laquelle... «le transport principal de la croûte supérieure est toujours dirigé vers le côté convexe de l'orogène» (RAMSAY, 1969, p. 76). Si l'on admet que le mécanisme de «flip» a opéré on se rend compte que le jeu initial dans la zone de subduction était d'accord avec la règle générale et que ce n'est qu'après le flip que l'inverse de la règle devient valable.

D'autre part si l'on applique les idées de ROEDER (1973) suivant lesquelles l'orogénie résulte des variations de vitesse et de géométrie de la subduction o npeut expliquer le caractère secondaire de la virgation en rapport avec le modèle péripacifique. En effet une augmentation de la vitesse de subduction se traduit par un acroissement de la courbure de la virgation pendant l'orogénèse. Ceci permet d'expliquer le champ de contraintes que l'on observe à l'intérieur de la virgation (Fig. 63).

L'évolution à partir du Westphalien (3ème phase de déformation et phénomènes magmatiques et métamorphiques synchrones de cette phase) peut s'expliquer suivant

deux modèles fort différents.

Dans une première hypothèse on peut admettre que l'évolution de type péripacifique continue, avec redressement de la zone de subduction, qui se traduit par un

redressement du plan axial des plissements.

Dans une autre hypothèse on peut admettre que l'évolution de type péripacifique aboutit à une collision de continents. S'il n'y a pas de sous-chevauchement important d'une plaque sur l'autre le déformation due à la collision se traduira par un épaississement de la croûte continentale avec production de plis à plan axial subvertical. Nous ne possédons pas en ce moment des critères qui permettent de choisir entre les deux hypothèses envisagées ci-dessus.

Finalement il faut souligner que si l'on considère que la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes est issue de la fermeture d'un bassin marginal intérieur, toutes nos conceptions actuelles sur la chaîne Hercynienne sont à réviser. En effet cette zone à caractères océaniques probables se retrouve dans le Massif Armoricain et se prolongerait probablement dans le segment d'Europe Centrale de la chaîne Hercynienne.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

ARTHAUD, F. (1969) — Un exemple de relations entre l'étirement dans B, la dispersion des linéations et la courbure des axes de plis: la virgation des plis couchés hercyniens du versant Sud de la Montagne Noire. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam., vol. 11, p. 23-32.

(1970) — Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne) — style des déformation successives-notions de sous-faciès, de faciès et de profils tectoniques. Publ. Ustela, Montpellier, Série Géol. Struct., n.º 1, 175 p.

ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. (1969) — Les déformations naturelles. Essai d'évolution des conditions pression-température de différents types de déformation. 2ème Coll. Fissuration des roches — Paris. Rev. Ind. Minér. n.º spécial, Juillet 1969, p. 73-81.

— (1969a) — Présentation d'un nouveau mode de description tectonique: la notion de sous-faciès tectonique. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 268, p. 1019-1022.

— (1969b) — Niveau structural, faciès tectonique profil tectonique. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 268, p. 1161-1164.

ARTHAUD, F., MATTAUER, M. et PROUST, F. (1966) — La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. Coll. Étages Tectoniques, p. 231-243, Neuchâtel.

BAILEY, D. (1964) — Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism. J. Geoph. Res., 69, p. 1103-1111.

BALK, R. (1937) - Structural behaviour of igneous rocks. Geol. Soc. Am. Mem. n.º 5, 177 p.

- Berger, A. et Pitcher, W. (1970) Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Assoc.*, 81, p. 441-461.
- BOSCHMA, D. (1963) Sucessive hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Mededel, 28, p. 103-176.
- Bott, M. (1959) The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Magaz., vol. 96 (2), p. 109-117.
- Bouma, A. (1962) Sedimentology of some flysch deposits a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 168 p.
- CLIFFORD, P., FLEUTY, M., RAMSAY, J., SUTTON, J. et WATSON, J. (1957) The development of lineation in complex fold systems. Geol. Mag., t. 94. p. 1-23.
- CLOOS, E. (1946) Lineation. Geol. Soc. Am. Mem. n.º 18, p. 122. With supplementary review of literature added in 1953.
- —— (1947) Oolite deformation in the South Mountain Fold. Maryland. Geol. Soc. Am. Bull., t. 58, p. 843-918.
- COBBOLD, P., COSGROVE, J. et SUMMERS, J. (1971) Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. Tectonophysics, vol. 12 (1), p. 23-54.
- COLEMAN, R. (1971) Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges J. Geoph. Res., 76, 5, p. 1212-1222.
- COLEMAN, R., LEE, D., BEATTY, L. et BRANNOCK, W. (1965) Eclogites and eclogites; their differences and similarities. Geol. Soc. Am. Bull., t. 76, p. 483-508.
- DEWEY, J. (1967) The structural and metamorphic history of the lower Paleozoic rocks of central Murrisk, Co. Mayo, Eire. Geol. Soc. London Q. J., v. 123, p. 125-155.
- (1969) Structure and Sequence in Paratectonic British Caledonides. North-Atlantic Geology and Continental Drift, Mem. 12, Am. Ass. Petr. Geol., p. 309-335.
- (1966a) Continental margins: a model for the transition from Atlantic type to Andean type. Earth and Planetary Sci. Letters, v. 6, n.º 3, p. 189-197.
- Dewey, J. et Birn, J. (1970)—Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Rev., vol. 75, n.º 14, p. 2625-2647.
- (1971) Origin and Emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in New-found-land. J. Geoph. Res., 76 (14), p. 3179-3206.
- Dewey, J. et McManus, J. (1964) Superposed folding in the Silurian rocks of Co. Mayo, Eire. Geol. J., v. 4, p. 61-76.
- DONATH, F. (1961) Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 72, p. 985-990.
- DUNEAR, C. et RODGERS, J. (1957) Principles of Stratigraphy. N. York (John Wiley & Sons). London (Chapman & All), p. 356.
- FLEUTY, M. (1964) The Description of Folds. Proc Geol. Assoc. G. B., vol. 75, p. t. 4. p. 461-492.
 FLINN, D. (1962) On folding during three-dimensional progressive deformation. Geol. Soc. London
 Q. J., vol. 118, p. 385-434.
- (1965) On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geol. Mag. 102, n.º1, p. 26-45.
- (1967) The Metamorphic rocks of the Southern part of the Mainland of Shetland. Geol. J., vol. 5 (2), p. 251-290.
- FRESHNEY, E., McKeown, M. et Williams, M. (1972) Geology of the Coast between Tintagel and Bude. Mem. Geol. Surv. Great Britain, London, 92 p.
- Gaertner, H. von, Horstig, G. von, Stettner, G. et Wurm, A. (1968) Guide to excursion C 34; Saxothuringikum in Bavaria. XXIII Intern. Geol. Congress, Prague, 160 p.
- HANSEN, E. (1971) Strain Facies. 1 vol., 207 pp., Springer-Verlag, 209 p.
- HARLAND, W. et BAILY, M. (1958) Tectonic regimes. Geol. Mag., v. 95, p. 89-104.
- Helm, D. (1969) Microscopic and megascopic fabrics in the Skiddaw group, Black Combe inlier, English Lake District. Geol. Mag. 106 (6),p. 587-594.
- HILLS, E. (1963) Elements of Structural Geology. John Wiley, New York, 483 p.
- HOEPPENER, R. (1955) Tektonik im Schiefergebirge, eine Einführung. Geol. Rundschau, 44, p. 26-58.
 (1956) Zum problem der Bruchbildung, schieferung und Faltung. Geol. Rundsch. t. 45 (2), p. 247-83.
- Hst, K. (1971) Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal Sedimentation and underthrusting tectonics. J. Geophys. Res., 76, p. 1162-1170.
- KARIG, D. (1971) Origin and development of marginal basin in the Western Pacific. J. Geoph. Res., 76, p. 2542-2561.
- (1972) Remant Arcs. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83 (4), p. 1057-1068.
- KNILL, J. (1960) A classification of cleavages with special references to the Craignish district of the Scotish Highlands. I. G. Cong. 21 st., v. 18, p. 317-325.

- KREBS, W. et WACHENDORF, H. (1973) Proterozoic Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. Geol. Soc. Am. Bull. v. 84, p. 2611-2630.
- KUENEN, PH. (1957) Sole markings of graded graywacke beds. J. Geol. 65, p. 231-258.
- LEBEDEVA, N. (1969) A model of a folded zone. Tectonoph., 7 (4), p. 339-351.
- MAXWELL, J. (1962) Origin of slaty and Fracture Cleavage in the Delaware Water Gap Area, New Jersey and Pennsylvania, Geol. Soc. Amer., Buddington Volume, p. 281-311.
- Mc Kenzie, D. (1969) Speculations on the consequences and causes of plate motions. Geophys. J., 18, p. 1-32.
- MITCHELL, A. et READING, H. (1971) Evolution of island arcs. J. Geol., vol. 79 (3), p. 253-284.
- MIYASHIRO, A. (1961) Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., v. 2, n.º 3, p. 277-311.
- (1973) Paired and unpaired metamorphic belts. Tectonoph., 17, p. 241-254.
- PATERSON, M. et WEISS, L. (1961) Simmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 72, p. 841-882.
- PETTIJOHN, F. et POTTER, P. (1964) Atlas and glossary of Primary Sedimentary Structures. Springer-Verlag. 370 p.
- FOTTER, P. et PETTIJOHN, F. (1963) Paleocurrents and Basin Analysis. Springer-Verlag, 296 p.
- PRICE, J. (1966) Fault and Joint Development in brittle and semi-brittle rocks. Pergamon Press, N. York, 176 p.
- RAMBERG, H. (1963) Strain distribution and geometry of folds. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, t. 42 (4), p. 1-20.
- —— (1963a) Evolution of Drag folds. Geol. Mag., vol. 100, n.º 2, p. 97-108.
- —— (1964) Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonoph.*, vol. 1, p. 307-341.
- (1967) Gravity, Deformation and the Earth's crust on as studied by centrifuged models. Academic Press. 214 p.
- (1967a) The scandinavian Caledonides as studied by centrifugated dynamic models. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala 43, p. 1-72.
- (1970) Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. Mechanism of Igneons Intrusion, Geol. J. Special Issue, n.º 2, p. 261-286.
- RAMBERG, H. et GHOSH, S. (1968) Deformations structures in the Hovin Group schists in the Hommelvik Hell region (Norway). *Tectonoph.*, 6, 4, p. 311-330.
- RAMSAY, J. (1958) Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. Geol. Soc. London Q. J., t. 113, p. 271-317.
- (1958a) Moine-Lewisian relations at Glenelg Inverness-shire. Geol. Soc. London Q. J., t. 113, p. 487-520.
- (1960) The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. J. Geol., v. 68, 1, p. 75-93.
- (1961) The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures. J. Geol., v. 69, p. 84-100.
- (1962) The geometry of conjugate fold systems. Geol. Mag., vol. 99, n.º 6, p. 516-526.
- (1962a) Geometry and mechanics of similar types folds. J. Geol., v. 70, p. 309-327.
- (1962b) Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. J. Geol.,
 v. 70, p. 466-481.
- (1963) Strutural Investigations in the Barberton Montain Land, Eastern Transvaal. Geol. Soc. S. Afr. Trans., 66, p. 53-401.
- —— (1963a) Structure and metamorphism in the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. The British Caledonides. M. R. W. Jonhson & F. H. Stewart Oliver & Royd Ltd. Edinburgh p. 143-175.
- (1964) The uses and limitations of B-diagrams and π-diagrams in the geometrical analysis of folds. Geol. Soc. London Q. J., n.º 479, vol. 120, pt. 3, p. 435-454.
 - (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, 568 p.
- (1969) The measurement of strain and displacement in orogenic belts. Geol. Soc., Kent, P. E. et al., Time and Place in orogeny, London. p. 45-79.
- RAMSAY, J. & GRAHAM, R. (1970) Strain variation in shear belts. Can. J. Earth. Sciences, 7, p. 786-813.
- RAMSAY, J. et Wood, D. (1973) The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonoph., 16, p. 263-277.
- RICKARD, M. (1961) A note on cleavage in crenulated rocks. Geol. Mag., vol. 98 (4), p. 324-32.

- ROBERTS, D. (1971) Stress regime and distribution of a conjugate fold system from the Trondheim region, Central Norway. *Tectonoph.*, 12 (2), p. 155-166.
- (1969) Deformation structures in the Hovin Group schist in the Hommelvik-Hell (Norway): a discussion. Tectonoph., 8 (2), p. 157-161.
- ROBERTS, J. (1966) The formation of similar folds by inhomogeneous plastic strain, with reference to the fourth phase of deformation affecting the Dalradian rocks in the southewest Highlands of Scotland. J. Geol., 74 (6), p. 831-855.
- RODGERS, J. (1962) L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. Soc. Géol. Fr., t. I, p. 83-96.
- (1971) The Taconic Orogeny. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 82 (5), p. 1141-1178.
- ROEDER, D. (1973) Subduction and Orogeny. J. of Geoph. Res., 78 (23), p. 5005-5024.
- SHACKLETON, R. (1954) The structural evolution of North Wales. Liv. and Manch. Geol. J., v. 1, p. 261-297.
- —— (1958) Downward facing structures of the Highland Border. Geol. Soc. London Q. J., t. 113 (1957), p. 361.
- SHROCK, R. (1948) Sequence in layered rocks. Mc Graw Hill, New York, 1948, 507 p.
- (1958) Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. G. en Mijnb, v. 20, p. 277-286.
- SPRY, A. (1969) Metamorphic textures. Pergamon Press, London, 350 p.
- TALBOT, J. (1965) Crenulation cleavage in the Hunsrückschilfer of the middle Moselle region. Geol. Rundschau, 54 (2), p. 1026-1043.
- Tebisch, O., Fleuty, M., Merh, S., Mukhopaohyay, D. et Ramsay, J. (1970) Deformational and metamorphic history of Moinian and Lewisian rocks between Strathconon and Glen Affric. Scottish J. Geol., vol. 6 (3), p. 243-265.
- Turner, F. et Weiss, L. (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill Book Company, 545 p.
- UEMURA, T. et SHIMOHATA, I. (1972) Neutral Surface of a Fold and its bearing on Folding. XXIV, I. G. C., 3, p. 599-604.
- Voll, C. (1960) New work on petrofabrics. Liv. et Manch. Geol. J., t. 2, pt. 3, p. 503-568.
- WARNER, J. (1969) Fortran IV program for construction of pi diagrams with the univac 1108 computer. Computer contribution 33, Kansas, 38 p.
- WATKINSON, A. J. et COBBOLD, P. R. (1973) Folding of Anisotropic rocks with Linear/Planar Fabrics. Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 54, 11, p. 1207.
- Watson, J. (1967) Evidence of mobility in reactivated basement complexes. Proc. Geol. Ass. G. B., v. 78, n.º 1, p. 211-235.
- WEGMANN, E. (1929) Beispiele tektonischer Analysen des grundgebirges in Finland. Bull. Com. Géol. Finl., 87 (III), p. 100-129.
- (1947) Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. Bull. Com. Geol. Finland, n.º 140, p. 223-238.
- (1956) Stockwerktektonik und Modelle von gesteinsdifferentiation. Geotek. Symp. Hans Stille,
- —— (1963) Tectonic patterns at different levels Alex. du Toit Memorial Lectures, n.º 8, Geol. Soc. South Africa.
- WEISS, L. (1955) Fabric analysis of a triclinic tectonite and its bearing upon the geometry of flow in rocks. Am. J. Sc., vol. 253, p. 225-236.
- —— (1959) Geometry of superposed folding. Geol. Soc. Am. Bull., t. 70, p. 91-106.
- —— (1968) Flexural slip folding of foliated model materials. Baer, A. J. & Norris, D. K., Research in Tectonics Kink bands and brittle deformation. Geol. Surv. Canada Paper, p. 68-152, p. 294-359.
- WHITE, D., ROEDER, D., NELSON, T. et CROWELL, J. (1970) Subduction. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, p. 3431-3432.
- WILSON, G. (1961) The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Soc. Geol. Belg. Ann., t 84, Bull. 9, 10 Juin-Juillet, p. 423-548.
- (1967) The geometry of Cylindrical and Conical Folds. Proce. Geol. Assoc., G. B., vol. 78, pt. 1, p. 179-209.
- WILSON, J. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207, p. 343-347.
- ZWART, H. (1963) The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrennées. Geol. Rundschau, Bd. 53-1, p. 170-205.

- —— (1963a) Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenées. Geol. Mijnb., t. 42, n.º 5, p. 143-154.
- --- (1967) The duality of orogenic belts. Geol. Mijnb, 46 (8), p. 283-309.

BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE

- Anthonioz, P.-M. (1963) Observations préliminaires sur la géologie de la région Macedo de Cavaleiros-Mogadouro-Morais. Bol. Soc. Geol. Port., v. 15, p. 75-180.
- (1964) Sur quelques caractères pétrographiques et structuraux de l'unité de Morais. Bol. Soc. Geol. Port., v. 15, p. 149-156.
- (1966) Géologie sommaire de la région de Morais (Trás-os-Montes, Portugal). Leidse Geol. Meded., 36, p. 301-304.
- (1967) Les brèches tectoniques dans les unités de Bragança et de Morais (province de Trásos-Montes, Nord Est du Portugal). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 264, p. 233-236.
 - (1967a) L'unité de Bragança (Trás-os-Montes, Portugal): métamorphisme et tectonique. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 266, p. 540-543.
- (1968) Note préliminaire sur la géologie de l'unité de Bragança. Sur rélations avec l'unité de Morais et de contexte régional. Bol. Soc. Geol. Port., v. 16, p. 221-226.
- (1968a) Considérations sur le métamorphisme blastomylonitique dans l'unité de Bragança (Trás-os-Montes, Portugal). Position tectonique des complexes granulitiques Nord-portugais. Ann. Univ. et A. R. E. R. S., 6, p. 71-76.
- (1969-1972) Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. Serv. Geol. Port., Mem. n.º 20, 192 p.
- (1970) Étude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal). Sciences de la Terre, 15, p. 145-166.
- Anthonioz, P.-M. et Correa, A. (1973) Essai d'interprétation des associations basiques et ultrabasiques polymétamorphiques précambriennnes du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 277, p. 1105-1108.
- ASSUNÇÃO, C. (1969) Sur la pétrographie du complexe des schistes et grauwackes anté-ordoviciens (Trás-os-Montes). Com. Serv. Geol. Port., t. 53, p. 165-170.
- BARD, J. (1971) Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment sudibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». Bol. Geol. Min., t. 82, p. 108-129.
- BARD, J., CAPDEVILA, P. et MATTE, PH. (1971) La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t. 1, p. 1. 1. 4-1-1.4-68.
- Bard, J., Capdevila, P., Matte, Ph. et Ribeiro, A. (1972) Le Précambrien de la Meseta Ibérique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc., n.º 236, p. 315-335.
- (1973) Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. Nature Phys. Sci., v. 241, p. 50-52.
 CAPDEVILA, P. (1969) Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galicce nord-orientale (nord-ouest de l'Espagne). Thèse Fac. Sci. Montpellier, 430 p.
- CAPDEVILA, P. et FLOOR, P. (1970) Les différents types de granites hercynien et leur distribution dans le NW de l'Espagne. Bol. Geol. Min., 80, p. 215-225.
- CARVALHO, D. (1973) The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper paleozoic evolution of Southern Portugal. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., t. 20, p. 297-320.
- CHOFFAT, P. (1907) Notice sur la carte hypsométrique du Portugal. Com. Serv. Geol. Port., t. 7, p. 1-71.
- CONDE, L., PEREIRA, V., RIBEIRO, A. et THADEU, D. (1971) Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio (Livro guia excursão n.º 7). I Cong. Hisp.-Luso-Americ. Geol. Económ., Lisboa, 81 p.
- CONDE, L. (1966) Direcções de correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa-Mação e sua importância paleogeográfica. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Coimbra, 61, p. 45-55.
 COSTA, J. (1931) O Paleozóico português. Sintese e Critica. Porto, 143 p.
- CRAMEZ, C. (1962) Contribuição para o conhecimento da petrografia de Trás-os-Montes. Bol. Soc. Geol. Port., v. 14, p. 171-178.
- DELGADO, J. (1905) Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. Com. Serv. Geol. Portugal, vol. 6, p. 56-122.
- (1908) Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. Mem. Com. Serv. Geol. Port., Lisboa, 245 p.
- ENGELS, J. (1972) The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study. Leidse Geol. Meded., 48 p. 83-133.

- FERRAGNE, A. (1972) Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense (NW de l'Espagne); Stratigraphie-Tectonique-Métamorphisme. Thèse, Bordeaux, 249 p.
- Ferreira, M. (1964) Geologia e Petrologia da região de Rebordelo-Vinhais. Mem. e Not. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 58, 282 p.
- (1965) «Fabric» e micro-estruturas de um mármore. Interpretação cinemática e dinâmica. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 60, p. 1-22.
- (1966) Sobre um piroxenito com hercinite, granada e corindo de Nunes (Vinhais NE de Portugal). Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 61, p. 1-17.
- —— (1966a) As granadas e a sua paragénese em rochas com elevado grau de metamorfismo. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 61, p. 19-44.
- (1967) Comentário sobre o metamorfismo no complexo de Vinhais (NE de Portugal). Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 63, p. 1-18.
- FLOOR, P. (1966) Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galiñeiro and surroundings areas, Vigo, Spain. Leids, Geol. Med., 36, p. 1-203.
- JULIVERT, M. (1971) L'évolution structurale de l'arc asturien. Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t. 1, Techanip, p. 1. 2-1; 1. 2-28.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. et CONDE, L. (1974) Memória Explicativa del Mapa Tectonico de la Peninsula Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. Esp.
- LOTZE, F. (1945) Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., n.º 6,
- (1950) Observaciones respecto a la división de los Varíscides de la Meseta Ibérica. Publicaciones extranjeras sobre Geologia de España, V, p. 147-66.
- MARCOS, A. (1971) Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). Brev. Geol. Ast., XV, p. 59-64.
- (1973) Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). Trab. Geol., 6, 113 p. Oviedo.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973) Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. Stud. Geol., 5, p. 7-106.
- Martins, J. (1960) Cartas gravimétricas de Portugal. 1.º Reunião sobre Prospecção Geofísica. LNEC., 9 p.
- MATTE, PH. (1968) La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Géol. Alpine, t. 44, p. 1-127.
- MATTE, PH. et RIBEIRO, A. (1967) Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? C. R. Ac. Sc. Paris. t. 264, p. 2268-2271.
- MEDEIROS, A. (1950) Geologia do jazigo de ferro de Guadramil. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., vol. VI, p. 82-106.
- MENDES, F. (1968) Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au Strontium des formations cristallines du Portugal. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Lisboa, v. 11, 155 p.
- NEIVA, J. (1948) Rochas e minérios da região de Bragança-Vinhais. Rel. Serv. Fom. Min., 14, 251 p.
 —— (1949) Geologia dos minérios de ferro portugueses Seu interesse para a siderurgia. Mem. e Not., Coimbra, 26, 60 p.
- PRIEM, H., BOELRIJK, M., VERSCHURE, R., HEBEDA, E. et VERDURMEN, E. (1970) Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 63, 1, p. 255-274.
- (1972) Upper Ordovician-Lower Silurian acidic magmatism in the pre-Hercynian basement of western Galicia, NW Spain. Progress Report (1970-1972), Lab. Isot. Geol. Amsterdam, p. 123-127.
- QUADRADO, R., ALVES, C., MACEDO, J., CRAMEZ, C. et RIBEIRO, A. (1964) Sobre a geologia da região de Macedo de Cavaleiros. Bol. Soc. Geol. Port., vol. XV. p. 129-148.
- RAMOS, J., SILVA, F., MAGALHÃES, J., MACEDO, C., ANDRADE, A., SOUSA, M. et CONDE, L. (1971) Sobre a geologia e metalogenia da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). Est. Not. Trab. S. F. M., v. 21 (1-2), p. 7-99.
- RIBEIRO, A. (1968) «Contrôle» estrutural de mineralização de Estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental. Bol. Minas, 5, p. 306.
- (1970) Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes). Com. Serv. Geol. de Port., 104, p. 115-138.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C., SILVA, L. et MACEDO, J. (1962) Nota sobre a geologia da Serra do Marão. Bol. Soc. Geol. Port., vol. 14, p. 151-170.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. et REBELO, J. (1964) Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 258, p. 263-265.

- RIBEIRO, A., MARQUES, M. et REBELO, J. (1963) 3) Alguns aspectos geológicos da região de Mogadouro. Bol. Soc. Geol. Port., v. 15, p. 63-74.
- RIBEIRO, A., MATA, C., RAMOS, M., REBELO, J. et COELHO, F. (1960) 1) O Ordovícico de Vila Flor e a linha de fractura da Vilariga. 2) O Ordovícico de Abreiro-Murça e a linha de fractura de D. Chama Meireles. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa, 8, p. 127-137.
- RIBEIRO, A., MEDEIROS, A. et REBELO, J. (1965) Estado actual dos conhecimentos sobre a geología de Trás-os-Montes oriental. Bol. Soc. Geol. Port., 16, p. 93-110.
- RIBEIRO, A. et REBELO, J. (1966) Stratigraphie et structure de Trás-os-Montes oriental (Portugal). Leidse Geol. Medel., 36, p. 291-298.
- (1971) Estudo geológico da região de Moncorvo e, em especial, do seu jazigo de ferro. I CHILAGE, Sec. 4, t. 2, p. 983-994.
- RIBEIRO, A. et RIBEIRO, M. (1972) Rochas hiperalcalinas da região de Macedo de Cavaleiros (Trásos-Montes oriental). Rev. Fac. Ciênc. Lisb., 2.º Série, C., v. 17, p. 301-321.
- RIBEIRO, M. (1971) Estudo petrográfico dos escarnitos com scheelite de Cedães (Trás-os-Montes).

 I CHILAGE, p. 547-554.
- --- (1974) -- O metamorfismo regional hercínico em Trás-os-Montes oriental (en préparation).
- RIBEIRO, M. et RIBEIRO, A. (1974) Signification paléogéographique et tectonique de la présence de galets de roches métamorphiques dans un flysch d'âge dévonien supérieur du Trás-os-Montes oriental (Nord-Est du Portugal). C. R. Ac. Sci. Paris, t. 278, p. 3161-3163.
- RIEMER, W. (1966) Datos para el conocimiento de la Estratigrafia de Galicia. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 81, p. 7-20.
- RIES, A. et SHACKLETON, R. (1971) Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, Remants of a Hercynian Thrust Plate. Nature Phys. Sci. v. 234 (47), p. 65-68 et 79.
- ROMARIZ, C. (1961) Graptolóides das formações fitaníticas do Silúrico português. Bol. Soc. Geol. Port., v. 14, p. 17-30.
- (1962) Graptólitos do Silúrico português. Rev. Fac. Ciên Lisboa, 2.* Série, C, v. 10, p. 115-312.
 (1969) Graptólitos silúricos do Noroeste Peninsular. Com. Serv. Geol. Port., 53, p. 107-155.
- ROMARIZ, C. et DINIZ, F. (1962) Alguns aspectos petrográficos dos calcários Ordovícico-Silúricos portugueses. Rev. Fac. Cién. Lisboa, 2. Série, C, vol. X, p. 55-68.
- SCHERMERHORN, L. (1956) Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire São Pedro do Sul Sátão region (N. Portugal). Com. Serv. Geol. Port., 37, 617 p.
- (1966) A evolução do território português no decurso dos tempos geológicos. Palestra, v. 28, p. 115-157.
- Tex, E. Den, Engels, J. et Vogel, D. (1972) A High-pressure Intermediate-Temperature Facies Series in the Precambrian at Cabo Ortegal (NW Spain). 24 th I. G. C., 2 (Petrology), p. 64-73.
- Tex, E. den et Floor, P. (1971) A synopsis of the geology of western Galicia. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, *Technip.*, t. 1, p. I-3-1.—I-3-13.
- VOGEL, D. (1967) Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complexe at Cabo Oriental, NW Spain. Leids Geol. Meded., 40, p. 121-213.
- VOGEL, D. et ABDEL-MONEM, A. (1971) Radiometric evidence for a Precambrian metamorphic event in NW Spain. Geol. Mijnb., 50, p. 749-750.
- ZUUREN, A. VAN (1969) Structural Petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). Leidse Geol. Meded., vol. 45, p. 1-71.

SOMMAIRE

						PAGE
PR	ÉFA(CE				7
1.	INT	RODUCTION				9
	1.1.	Localisation du domaine étudié				9
	1.2.	Les grandes unités géologiques du Nord-Ouest de la	Pénins	ule Ibér	ique	9
	1.3.	Description générale de la géologie de Trás-os-Monte				14
	1.4.	Publications antérieures				15
	1.5.	Problèmes d'interprétation tectonique dans la zone de				10
		Trás-os-Montes		***	***	18
	STR	ATIGRAPHIE				
2.	DOM	MAINE DU DOURO INFÉRIEUR				22
	2.1.					22
	2.1.	Introduction				22
	2.3.	Complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien				24
	2.4.	Ordovicien				25
						25
						27
						27
						28
	2.5.	Silurien				30
	2.6.	Dévonien supérieur: schistes et grauwackes culminant				33
_						
3.	DOM	MAINE TRANSMONTAIN		***		34
	3.1.	Domaine Péritransmontain				35
		3.1.1. Schistes inférieurs			***	35
		3.1.2. Grés quartzitiques inférieurs				35
		3.1.3. Complexe de schistes, grauwackes et psammite	es			35
		3.1.4. Grés quartzitiques supérieurs		*** ***		36
		3.1.5. Schistes supérieurs				37
		3.1.6. Schistes et grauwackes culminants 3.1.7. Conditions de dépôt			* * *	37 37
	3.2.					38
		3.2.1. Gneiss oeillés du Massif de Saldanha				38
		3.2.2. Complex phyllado-quartzeux				39
		3.2.3. Quartzites				39
		3.2.4. Complexe volcano-siliceux et équivalents latéraux	x			39

		3.2.4.1. Secteurs autour des Massifs de Morais et Bragança
		3.2.4.2. Unité intermédiaire
		3.2.4.3. Unité intermédiaire: secteur Macedo de Cavaleiros - Mas-
		carenhas
		3.2.5. Schistes verts et quartzophyllades culminants
		3.2.6. Conditions de dépôt
	3.3.	Massifs de Morais et Bragança
		3.3.1. Massif de Morais: Introduction
		3.3.2. Complexe polymétamorphique
		3.3.3. Complexe monométamorphique
		3.3.3.1. Gneiss oeillés de Lagoa
		3.3.3.2. Micaschistes de Lagoa
		3.3.4. Massif de Bragança: Introduction
		3.3.5. Complexe polymétamorphique
		3.3.7. Relations entre les complexes polymétamorphiques et monométa-
		morphiques; âge des complexes
		3.3.8. L'évolution métamorphiques des complexes
		3.3.9. Origine des complexes polymétamorphiques
	3.4.	Péridotites et flasergabbros
		3.4.1. Massifs inclus dans les complexes polymétamorphiques
		3.4.2. Massifs inclus dans la série centro-transmontaine
4.	COR	RÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES
1.		
	4.1.	
	4.3.	
	TEC	TONIQUE
5.	GEN	NERALITÉS
	5.1.	Introduction
	5.2.	Les grandes unités structurales
6.	DÉF	ORMATION HERCYNIENNE DANS LA CONVERTURE PALÉOZOïQUE
-	6.1.	
	6.2.	Première phase de déformation

			PAGE
	6.2.1. 6.2.2.	Structures macroscopiques	62 63
	0.2.2.	Structures mésoscopiques 6.2.2.1. Plis mésoscopiques et clivage associé	63 65
		6.2.2.3. Aspect des structures mésoscopiques dans les différents types lithologiques	67
		6.2.2.4. Style et orientation des structures mésoscopiques	68
	6.2.3. 6.2.4.	Relations entre structures macroscopiques et mésoscopiques Interprétation cinématique	69 69
		6.2.4.1. Domaine des plis à plan axial vertical	70 72
		6.2.4.3. Domaine des plis couchés	72
	6.2.5. 6.2.6.	Anomalies de style structural et son interprétation cinématique Décollements antérieurs au au clivage primaire	77 78
6.3.	Deuxi	ème phase de déformation	79
	6.3.1. 6.3.2.	Structures macroscopiques	80 80
	0.0.0.	6.3.2.1. Plis mésoscopiques et clivages associés	80 82 82
		6.3.2.4. Figures d'interférence des structures résultant de la première et deuxième phases de déformation	83
	6.3.3. 6.3.4.	Analyse cinématique	84 91
6.4.	Troisi	ième phase de déformetion	92
	6.4.1. 6.4.2.	Structures macroscopiques	92 93
		6.4.2.1. Plis mésoscopiques et clivages associés 6.4.2.2. Linéations	93 93
		6.4.2.3. Variations des style et d'orientation des structures	
	6.4.3.	Annalyse cinématique	95
6.5. 6.6.		s tardives	104 104

		P	AGE
			04
			.05
			.05
			06
			05
		6.6.2.4. Fracturation alpine 1	07
	6.7.	Déformations anté-hercyniennes dans la couverture paléozoïque 1	09
		6.7.1. Phase de plissement sarde 10	09
		6.7.2. Mouvements épéirogéniques calédoniens 1	11
7.	DÉF	ORMATION DANS LES MASSIFS DE MORAIS ET BRAGANÇA 1	11
	7.1.	Massifs de Morais 1	11
			11
		7.10 T :::	12
			13
			14
		MAN OUT IN THE STATE OF THE STA	14
	7.2.		14
		7.2.1 Promière phone de défermention	14
		799 Douwième phage de déformation	15
			15
			15
			16
		그 얼마나 이 그렇게 그렇게 되었다. 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그 그	16
	7.3.		LU
	1.5.	Essai de corrélation des différentes phases de déformation dans les mas-	
		sifs de Morais et Bragança et dans la converture paléozoïque 13	16
3.	REL	TIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME RÉGIO-	
	NAL	ET MAGMATISME HERCYNIENS 11	17
	8.1.	Relations chronologiques entre déformation et cristallisation pendant le	
		métamorphisme régional	7
		8.1.1. A l'échelle microscopique	
		9111 Dang le demaine transment le	
		8112 Dang le domaine du Douve inférieur	
			10
		Pinter it is a compagnet to the control of the style du phissement et	
		l'intensité du métamorphisme 12	21

							PAGE
			8.1.2.1. Dans le domaine transmontain 8.1.2.2. Dans le domaine du Douro inférieur				121 121
		8.1.3.	À l'échelle macroscopique: Relations entre les macros	truct	ures	et	
			les isogrades				122
			8.1.3.1. Dans le domaine transmontain				122
			8.1.3.2. Dans le domaine du Douro inférieur				123
	8.2.	Relatio	ons entre la tectonique et la mise en place des granites	s her	cynie	ens	123
9.	DAT	ATION	DES PHASES TECTONIQUES			***	126
	9.1.	Premiè	ère phase hercynienne				126
	9.2.		eme phase hercynienne				127
	9.3.	Troisiè	ème phase hercynienne				127
	9.4.		chements tardi-hercyniens				128
	9.5.	Phases	s tardives				128
10.	PRO	BLÈME	S D'INTERPRÉTATION STRUCTURALE				129
	10.1.	Alloch	htonie ou Autochtonie				129
		10.1.1	. Au point de vue paléogéographique				129
		201212	10.1.1.1. Paléogéographie du Paléozoïque				129
			10.1.1.2. Rapports paléogéographiques entre socle			on	129
			et couverture paléozoïque	,,,			131
		10.1.2.					131
		10.1.2.	•				1 20 300
			10.1.2.1. Première phase de déformation				131
			10.1.2.2. Deuxième phase de déformation			• • • •	133
		10.1.3.	Paris				
		10.1.4.	hercyniens			• • •	134
		10.1.4.	P 8 8			***	134 134
	10.0		1 1 1 1				
	10.2.		nisme de l'extrusion				135
		10.2.1.	E				135
		10.2.2.					137
		10.2.3.		dime	ntati	on	
		1004	de la converture paléozoïque	···			137
		10.2.4.	The second secon				100
			cynienne				139

			PAGE
		10.2.4.1. Au cours de la première phase hercynienne	140
		10.2.4.2. Au cours de la deuxième phase hercynienne	142
		10.2.4.3. Au cours de la troisième phase hercynienne	143
	10.3.	Le problème de l'espace	143
11.	DE T	CLUSIONS: ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE TRAS-OS-MONTES ORIENTAL ET ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉO-	
	DYNA	AMIQUE DE CETTE ÉVOLUTION	147
	11.1.	L'évolution paléogéographique	147
		11.1.1. Le cycle précambrien	147
		11.1.2. Le cycle hercynien	149
	11.2.	L'évolution tectonique	152
		11.2.1. Les grands traits structuraux du NW de la Péninsule Ibérique 11.2.2. Les traits tectoniques spécifiques de la zone de Galice moy-	152
			154
	11.3.	Essai d'interprétation géodynamique	157
		11.3.1. Modèle intracratonique	158
		11.3.2. Modèle péripacifique	158

TABLE DES FIGURES

		PAGE
Fig.	1—Les grandes unités géologiques du NW de la Péninsule Ibérique	10
Fig.	2 — Coupes générales de Trás-os-Montes oriental, dans l'hypothèse autochtoniste et allochto-	
	niste	19
Fig.	3 — Logs schématiques, depuis la bande de l'Ollo de Sapo à l'E jusqu'à PORTO à l'W, mon-	
	trant la position du complexe des schistes et grauwackes	24
Fig.	4 — Corrélations lithostratigraphiques dans l'Ordovicien de la zone Centro-Ibérique, suivant	
	la transversale du Rio Douro	29
Fig.	5 — Schèma paléogéographique de l'Ordovicien et distribution des gisement de fer dans les	
	terrains de ce systhème	29
Fig.	6 — Discordance cartographique du niveau de grés quartzitique sur son substractum	32
Fig.	7 — Corrélations des séries lithostratigraphiques des différents domaines paléogéographiques	52
Fig.	8 — Métachronie du niveau repère des grès supérieurs du Silurien	54
Fig.	9 — Carte Tectonique du Nord du Portugal	57
Fig.	10 — Diagramme π de l'anticlinal dans la formation quartzitique de l'Ordovicien à l'W de	
	Ferradosa	65
Fig.	11 — Variation de l'inclinaison du plan axial des plis de première phase avec la profondeur	70
Fig.	12 - Variation du plongement des axes de plis en fonction de la variation du taux d'apla-	
	tissement, dans le cas d'étirement suivant A et suivant B	71
Fig.	13 — Géométrie des plis déversés, dans les cas de passage latéral ou transversal de plis	
	droits à plis couchés	72
- 0	14 — Genèse des plis courbes	73
	15 — Relation entre la direction des axes de plis et d'étirement	75
Fig.	16 — Virgation avec étirement parallèle à l'axe des plis ($X \equiv B$ géom.), oblique à l'axe des	
	des plis (X $\underline{/}$ B géom.) et selon l'axe cinématique A (X \equiv A cin.)	76
Fig.	17 — Plis d'ordre supérieur montrant dissimétrie normale et inverse par rapport à des plis	
	d'ordre inférieur	77
	18 — Profil de l'anticlinal de Carviçais-Larinho	78
-	19 — Profil dans la région de Vilarinho, montrant les décollements	79
Fig.	20 — Plis macroscopiques et plis mésoscopiques associés, de deuxième phase, dans le secteur	00
	au Sud de Algoso	80
	21 — Plis conjugués mésoscopiques de la deuxième phase de déformation	81
Fig.	22 — Phylonitisation de grauwackes, le long de plans de cisaillement de la deuxième phase	01
	de déformation	81
Fig.	23 — Bloc-diagramme des structures de la deuxième phase de déformation autour du Massif	83
YNI	de Morais	80
Fig.	24 — Figures d'interférence, à l'échelle macroscopique, de structures de la première et deu-	84
****	mente princes de determination (o min da 112 de megadoure) in in in in	85
	25 — Linéation primaire déformée par pli F ₂ , contenue à peu près dans un plan	80
Fig.	26 — Critères permettant de distinguer plis semblables formés par aplatissement différen-	00
T71	tiel et par cisaillement simple hétérogène	86 87
-	27 — Figure de mouvement, bidimensionelle, de la déformation de deuxième phase	01
Fig.	28 — Relations possibles entre chevauchements et plis mésoscopiques de la deuxième phase	89
Title	de déformation	00
Fig.	vauchements	90
Wie	30 — Relations entre rotation externe et rotation interne de plans de cisaillements conjugués	91
Fig.	ou - relations entere rotation externe et rotation interne de plans de disamements conjugues	OI

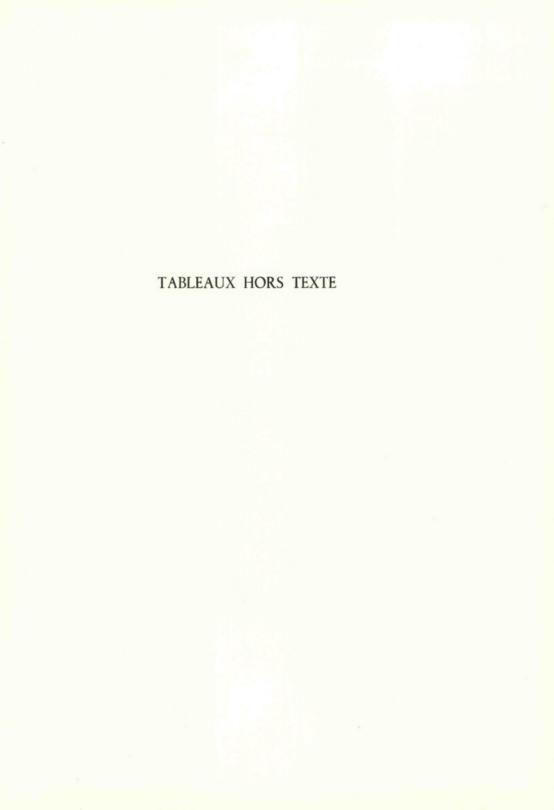
		PAGE
Fig.	31 — Coupe synthètique dans le secteur au SW de Mirandela, depuis la Serra de Santa Comba,	
	au Nord, jusqu'au Domaine du Douro inférieur au Sud	92
Fig.	32 — Crénulation microscopique F ₃ superposée à des plis mésoscopiques F ₂	96
	. 33 — Linéation de crénulation L ₃ superposée a linéation de crénulation L ₂	96
	34 — Hypothèses sur l'origine des tectoniques B / B'	97
	35 - Figure de mouvement de la troisième phase de déformation, dans le cas d'un fabric	
0	antérieur à bas degré et à haut degré d'anisotropie	98
Fig.	36 - Annalyse cinématique tridimensionelle des plis de la troisième phase de déformation,	
	dans le cas de plis semblables sinusoïdaux et de plis conjugués cisaillants	99
Fig.	37-Linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification, déformée par un	
	pli F ₃	100
Fig	38 — Linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification, déformée par un	
	pli F ₁	102
Fig	39—Plis F ₂ et dispersion de la linéation d'intersection du clivage primaire avec la strati-	
8	fication	103
Fig.	40 - Plis mésoscopiques de la troisième phase de déformation accompagnés de plis en éche-	
0	lon de deuxième ordre	104
Fig.	41—Évolution du décrochement de Vilariça-Portelo	108
	42 — Reconstitution du style de la déformation sarde, d'après la géométrie résultant de la	
	superposition des plis hercyniens dans le complexe des schistes et grauwackes	110
Fig.	43 — Bloc-diagramme du Massif de Morais, montrant la macrostructure résultante de la	
	quatrième phase de déformation et les plis mésoscopiques, radiaux et concentriques,	
	appartenant à la même phase de déformation	114
Fig.	.44 — Carte schématique et provisoire des zones de métamorphisme régional hercynien	118
	45 — Relations cristallisation — déformation dans le cas des porphyroblastes de albite	119
	46 - Relations entre macrostructures et isogrades de métamorphisme dans le Domaine Trans-	
	montain et dans le Domaine du Douro inférieur	122
Fig.	47 — Relations entre la mise en place des granites alcalins à deux micas et la troisième	
	phase de déformation, dans les cas de sub-autochtonie, parautochtonie et allochtonie	125
Fig.	48 - Evolution tectonique de la zone de Mélange tectonique de Mofreita-Aveleda (bord NE	
	du Massif de Bragança)	128
Fig.	49 — Relations paléogéographiques entre faciès à ampélites, réducteurs et faciès a schistes	
	lie-de-vin, oxydants dans les cas de l'allochtonie et de l'autochtonie	130
Fig.	50 - Essai de reconstitution des rapports entre axes de plis et étirement pendant la pre-	
- 0	mière phase de déformation	132
Fig.	51 — Évolution tectonique de l'anticlinal de Carviçais-Larinho	135
	52 — Modalités de comportement du socle dans une zone à réactivation intense, avec for-	-
- 0	mation de nappes penniques, dômes de socle, plis en champignon et extrusion	136
Fig.	53—Evolution tridimensionelle d'une extrusion	138
	54 - Effets de soulèvement vertical dans une zone orogénique; rupture et étirement des	200
	strates au dessus de la masse soulevée	140
Fig.	55 - Production, par vole expérimentale, d'une extrusion, avec tronc, chapeau, et dépression	
0	marginale, mais sans synclinal marginal	142
Fig.	56 - Essai de reconstitution cinématique dans l'hypothèse de l'existence d'un décrochement	
-	dextre entre les Massifs de Bragança et Morais	144
Fig	57 — Relations entre failles transformantes et zones de subduction	140

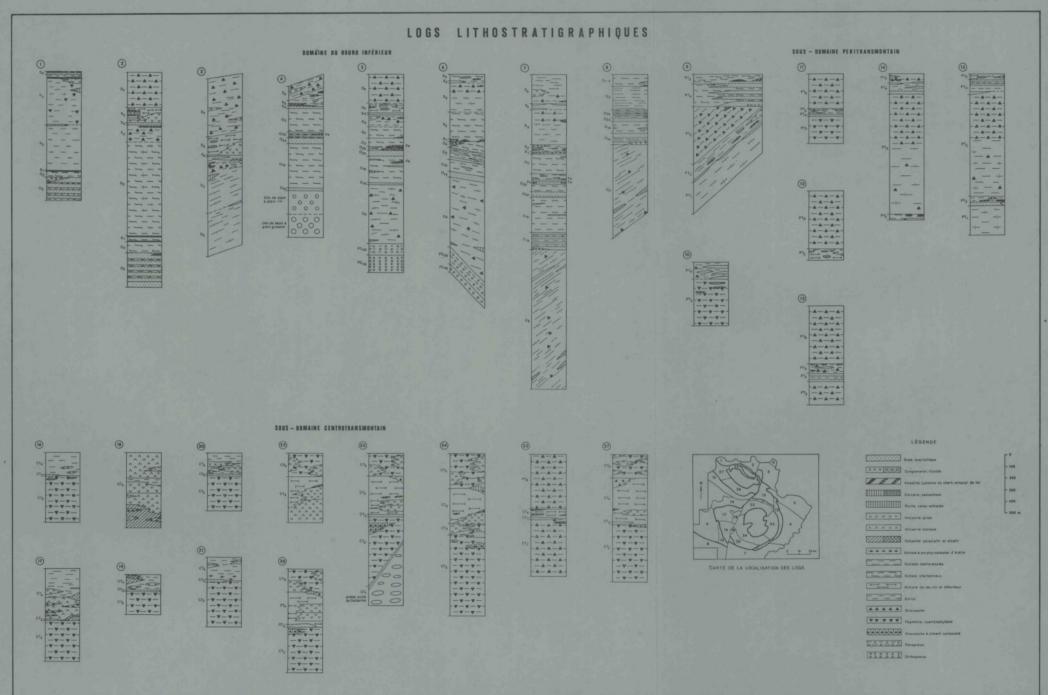
		PAGE
Fig.	. 58 — Schémas récapitulant l'évolution paléogéographique de Trás-os-Montes oriental	148
Fig.	59 — Relations entre directions des axes de plis et de l'étirement de la première phase	
0.75	hercynienne dans la virgation du NW Péninsulaire	153
Fig.	60 — Déformation à l'intérieur d'un fragment de l'écorce progressivement courbé autour	
	d'un axe vertical et qui subit en même temps un aplatissement subhorizontal	155
Fig.	61 — Schema hypothetique sur la structure profonde de la terminaison SE de la zone de	
	Galice moyenne - Trás-os-Montes oriental et du secteur limitrophe de la zone Centro-	
	-Ibérique	156
Fig.	62 — Schémas récapitulant l'évolution paléogéographique de l'orogène hercynien ibérique sui-	
	vant un modèle de type péripacifique	160
Fig.	. 63 — Modèle explicatif de la génèse d'une virgation par aplatissement progressif d'une zone	
	de subduction; distribution de la déformation à l'intérieur de la virgation	161

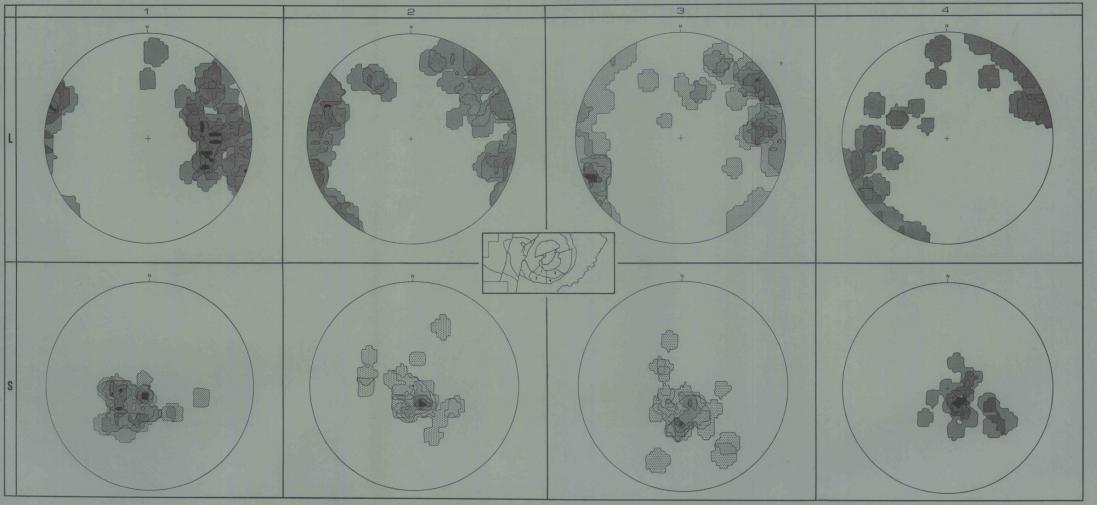
TABLEAUX HORS TEXTE

TABLEAU	I - Logs	lithostratigraphiques.
---------	----------	------------------------

- ${\tt TABLEAU} \hspace{0.5cm} \textbf{II} \textbf{Essai} \hspace{0.2cm} \textbf{de} \hspace{0.2cm} \textbf{corr\'elation} \hspace{0.2cm} \textbf{entre} \hspace{0.2cm} \textbf{lithostratigraphie} \hspace{0.2cm} \textbf{et} \hspace{0.2cm} \textbf{chronostratigraphie}.$
- Tableau III Diagrammes des axes (L) et plan axiaux (S) de plis de deuxième phase dans 4 secteurs du Domaine Transmontain situés au Sud du Massif de Morais.
- Tableau IV-1 Relations entre la cristallisation métamorphique et les phases de déformation dans le Domain Transmontain.
- TABLEAU V Coupes générales schématiques.







Diagrammes des axes (L) et plans axiaux (S) de plis de deuxième phase dans 4 secteurs du Domaine Transmontain situés au Sud du Massif de Morais.

Disgramme construit sur ordinateur suivant le programme de Warner (1969); $L_q = 36$ observations contours: $13 \circ i_0$, $11 \circ i_0$, $8 \circ i_0$, $2 \circ i_0$; $L_q = 32$; $15 \circ i_0$, $12 \circ i_0$, $9 \circ i_0$, $6 \circ i_0$, $3 \circ i_0$; $L_q = 34$; $17 \circ i_0$, $14 \circ i_0$, $3 \circ i_0$; $L_q = 34$; $17 \circ i_0$, $14 \circ i_0$, $3 \circ i_0$; $11 \circ i_0$, $8 \circ i_0$, $3 \circ i_0$; $11 \circ i_0$, $3 \circ i_0$; $3 \circ i_0$;

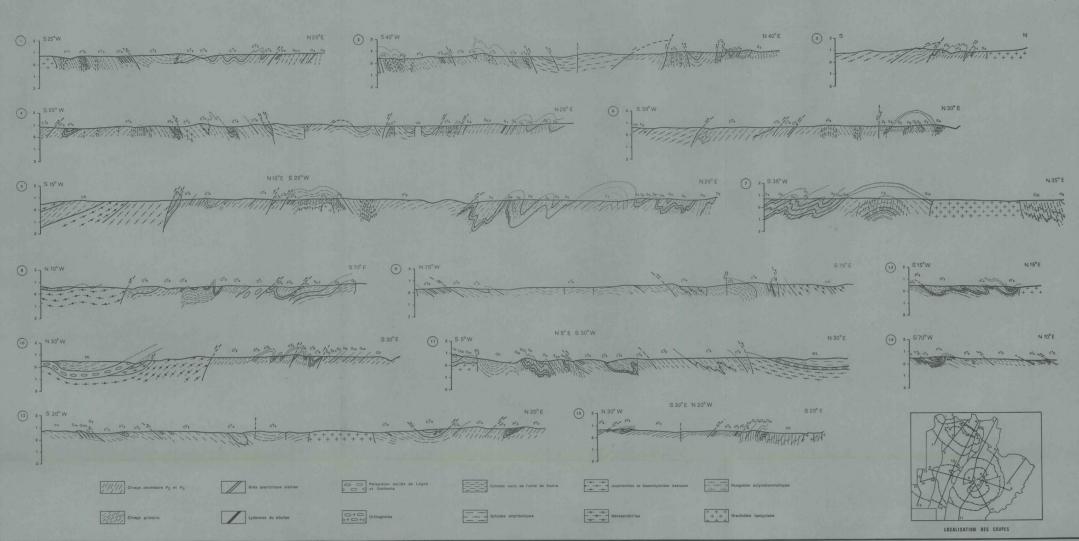
PHASES DE DÉFORMATION

		F ₁	F ₂	F ₃
	Quartz	+		
Zone de la Chlorite	Mica blanc			
	Chlorite			
	Albite	-		
	Chloritoide			
ite	Quartz			
la Biotite	Mica blanc	+		
Zone de	Biotite			
	Albite	-		
	Quartz	-		
e de l'Almandin	Mica blanc	+		
	Biotite			
	Albite	-		
Zone	Almandin	-		
	Chlorite			

PHASES DE DÉFORMATION

	F ₁	F ₂	F ₃
Ouartz Ouartz Mica blanc P D Chlorite Albite		-	
Quartz Quartz Mica blanc Biotite Albite			
Quartz Quartz Mica blanc Biotite Almandin			
Ouartz Ouartz Mica blanc Biotite Plagioclase Plagioclase Almandin Staurotide Andalousite Sillimanite			

COUPES GÉNÉRALES SCHÉMATIQUES



- Fig. 1 Stratification entrecroisée dans le grès quartzitique silurien.
 F. 76; 1,7 km SE de Veiga de Lila.
- Fig. 2 Lamination dans les grauwackes de la formation infraquartzitique silurienne.
 F. 119; 200 m NE de Quinta de Castelos.
- Fig. 3 Pseudonodule dans le formation quartzitique de l'Ordovicien.
 F. 120; 4 km SE de Castelo Branco.
- Fig. 4 Lamination oblique dans les grauwackes de la formation infraquartzitique silurienne.
 - F. 119; 350 m NE de Quinta dos Castelos.

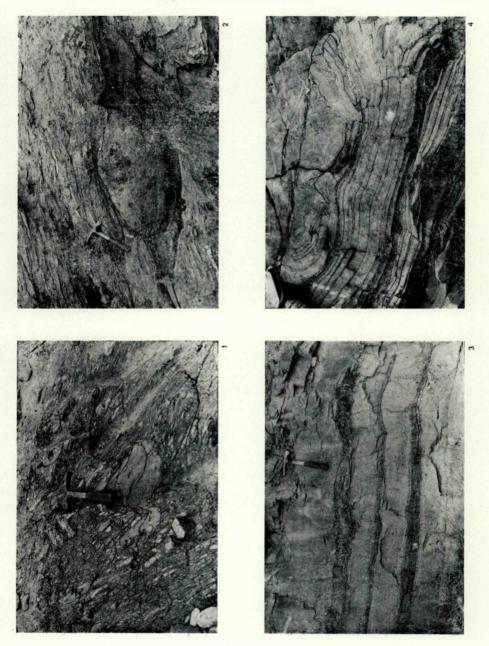








- Fig. 1 Tilloïde de base du Silurien.
 - F. 119; 600 m S de Quinta Branca.
- Fig. 2 Conglomérat à galets de quartzite à la base du niveau de grès quartzitique silurien.
 - F. 39; 2,8 km de Réfega.
- Fig. 3 Granoclassement indiquant une série renversée et lamination de premier et deuxième ordres dans l'alternance de grauwackes et schistes du complexe de schistes, grauwackes et grès du Silurien.
 - F. 90; 450 m ESE de Franco.
- Fig. 4 Plis synsédimentaires dans la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 F. 119; Fraga das Arcas.



- Fig. 1 Tilloide dans la formation infraquartzitique silurienne. F. 10; 500 m N de Contim.
- Fig. 2 Conglomérat de base de l'Ordovicien.
 F. 107; 700 m SSW de Vila dos Sinos.
- Fig. 3 Paragneiss rubannés du complexe gneissique de Miranda do Douro.

 F.81; Miranda do Douro.
- Fig. 4 Conglomérat, à galets de quartz et quartzite dans une matrice de grés quartzitique, intercalé dans le grès quartzitique silurien.
 F. 22; 150 m N de Ferreiros.

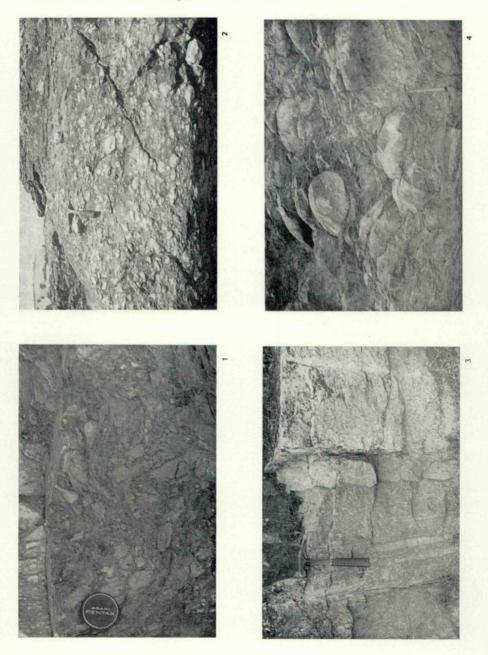


Fig. 1 — Conglomérat à galets de roches métamorphiques précambriennes, intercalé dans le Flysch du Dévonien supérieur.

F. 11; 1,5 km ENE de Zeive.

Fig. 2 — Linéation d'intersection du clivage de la première phase hercynienne avec le clivage antérieur (précambrien), courbe, et admettant la linéation d'étirement de la première phase hercynienne comme ligne axiale; schistes verts de l'unité de Soeira.

F. 24; Ponte de Castrêlos.





Fig. 1 — Pli couché \mathbf{F}_i dans micaschistes pélitiques et quartzeux du complexe des schistes et grauwackes.

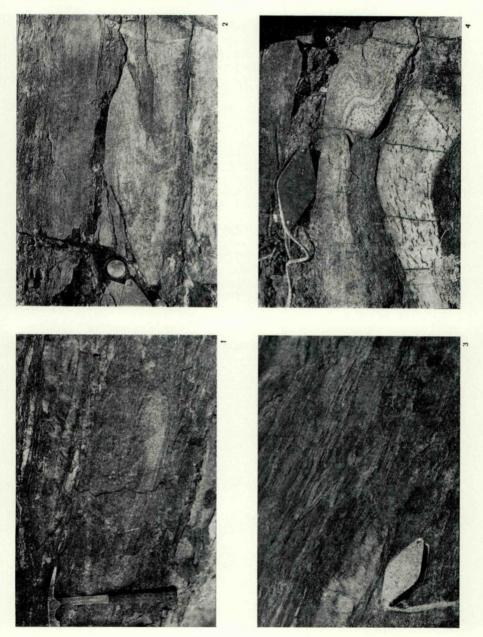
F. 81; 500 m SE de Miranda do Douro.

Fig. 2 — Pli couché de F, dans le complexe phyllado-quartzeux.
F. 77; 1,1 k NNW de Vale de Lobo.

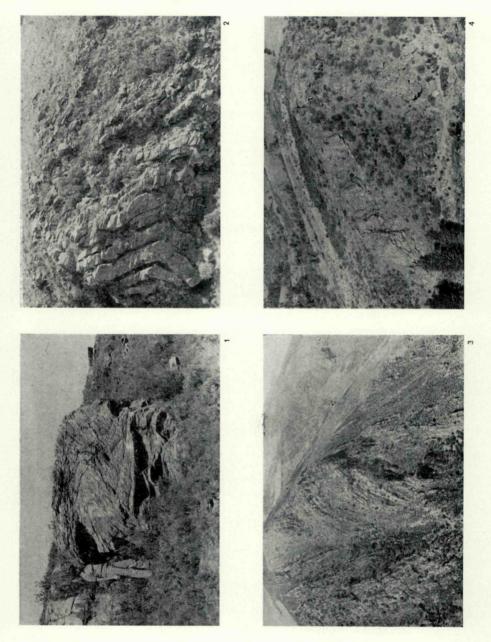
Fig. 3.—Pli deversé F_i dans la formation infraquartzitique. F. 10; 1,75 km E de Coutim.

Fig. 4.—Pli couché \mathbf{F}_i formé par aplatissement différentiel dans le complexe phyllado-quartzeux.

F. 77; 1,1 km NNW de Vale de Lobo.

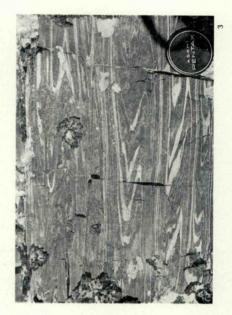


- Fig. 1 Pli couché F, dans les quartzites siluriennes.
 F. 76: 2 km WNW de Passos.
- Fig. 2 Replis de flanc inverse F, dans les quartzites siluriennes.
 F. 25; 2,5 km a NNE de Varge.
- Fig. 3—Plis raides F, dans la formation quartzitique ordovicienne. F. 119; Fraga das Arcas.
- Fig. 4 Pli deversé F_i dans les quartzites siluriens. F. 39; 1,6 km S de Quintanilha.



- Fig. 1, 2—Plis couchés F_1 dans les lydiennes du complexe de schistes, grauwackes et grès du Silurien.
 - F. 49 350 m SW de Minas de Vale das Fontes.
- Fig. 3 Plis couchés \mathbf{F}_i dans les alternances de schistes et grauwackes du complexe de schistes, grauwackes et grès du Silurien.
 - F. 49; 800 m NE de Minas de Vale das Fontes.
- Fig. 4 Plis c
cuchés ${\rm F_1}$ dans les lydiennes du complexe de schistes, grau
wackes et grès du Silurien.
 - F. 49; 650 m NE de Minas de Vale das Fontes.

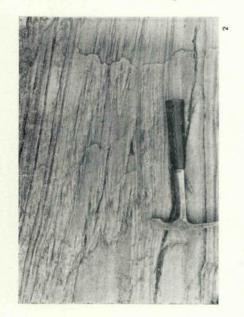




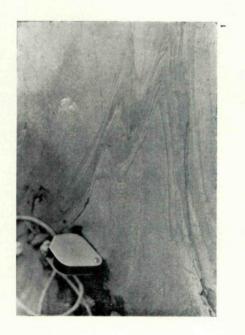




- Fig. 1 Pli couché F_i dans le complexe phyllado-quartzeux. F. 77; 1,150 km NW de Vale de Lobo.
- Fig. 2 Pli couché F, dans les schistes verts du complexe volcano-siliceux. F. 91; 900 m E de Pombal.
- Fig. 3 Pli couché F, dans les calcaires du complexe volcano-siliceux. F. 92; 1,6 km N de Gebelim.
- Fig. 4 Pli couché F, dans le complexe phyllado-quartzeux.
 F. 108; 2 km ENE de Variz.

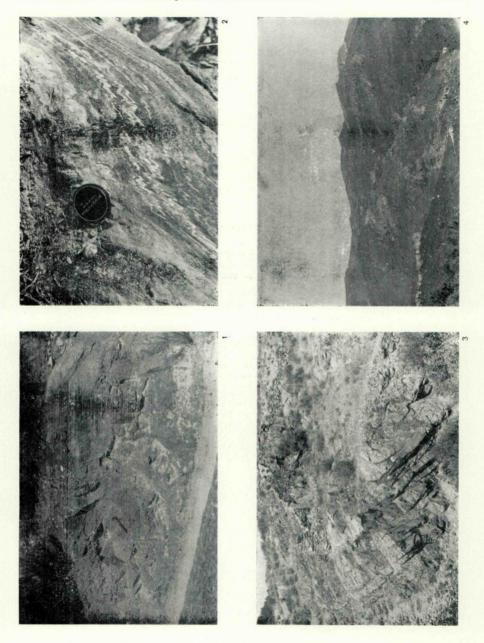




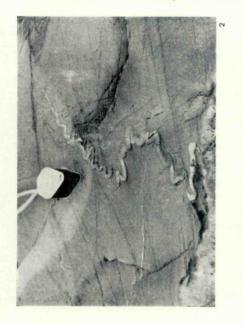


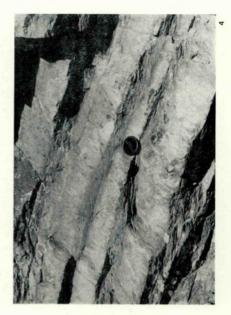


- Fig. 1 couché F_i dans la formation quartzitique de l'Ordovicien. F. 105; 1,7 km WSW de Sampaio.
- Fig. 2 Plis raides F_1 dans le complexe des schistes et grauwackes. F. 103; 1,1 km NW de Candedo.
- Fig. 3 Pli couché F_i dans la formation quartzitique de l'Ordovicien. F. 66; S. Joanico.
- Fig. 4 Plis couchés \mathbf{F}_{i} , d'amplitude kilométrique, dans les grès quartzitiques du Silurien.
 - F. 90; Serra de Santa Comba, rive E de Ribeira de Aila.



- Fig. 1 Pli raide F_1 dans les schistes et grauwackes de la formation infraquartzitique silurienne.
 - F. 119; 400 m NW de Quinta de Castelos.
- Fig. 2 Filon de quartz replissé et admettant le clivage primaire de plan axial; schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 66; 2,1 km a SSW de Pinelo.
- Fig. 3—Pli couché F, dans les schistes verts du complexe volcano-siliceux.
 F. 106; 300 m W de Sardão.
- Fig. 4 Réfraction du clivage de fracture F_i dans l'alternance de schistes et quartzites de la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 - F. 105; 1 km SE de Roios.









- Fig. 1—Pli couché F, dans les quartzites de la formation quartzitique de l'Ordo-
 - F. 119; 600 m au N de Souto da Velha.
- Fig. 2 Pli couché F, dans les quartzites de la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 - F. 119; 900 m NE de Souto da Velha.
- Fig. 3 Pli raide F_1 dans les schistes et grauwackes de la formation infraquartzitique silurienne.
 - F. 119; Quinta do Curral de Cerejais.
- Fig. 4 Pli raide F_1 dans les quartzites de la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 - F. 119; 400 m NW de Quinta de Castelos.

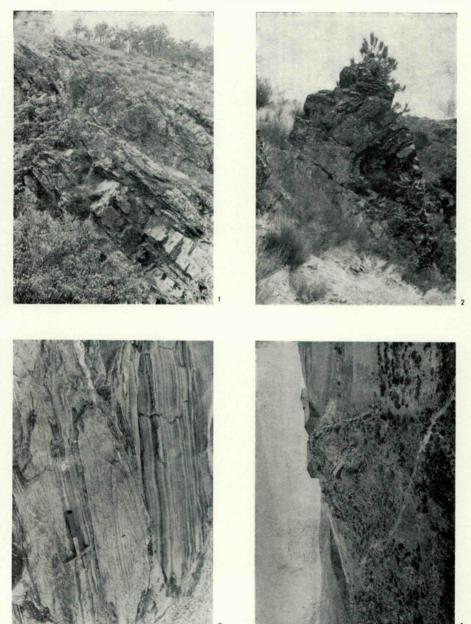
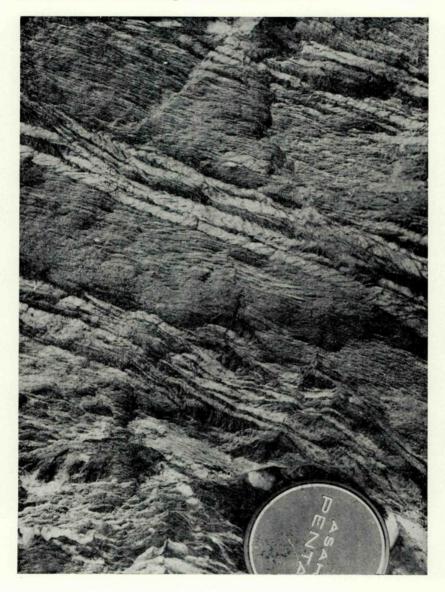
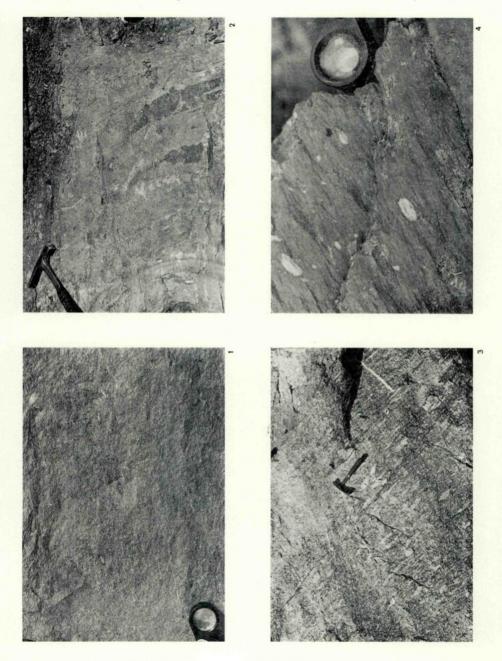


Fig. 1 — Crénulation primaire transposant la stratification dans psammites du complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien.

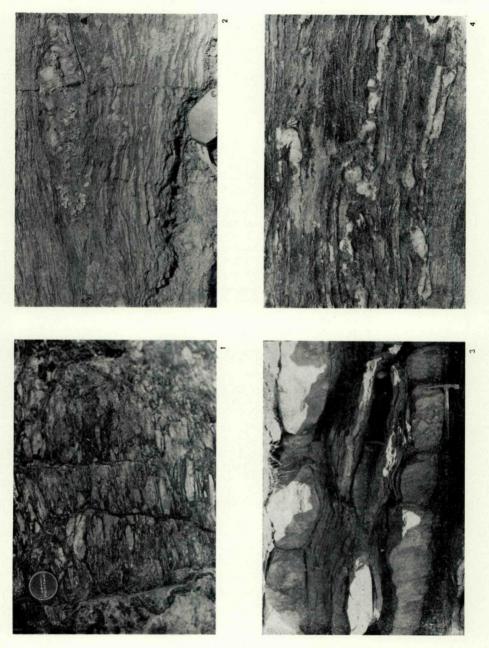
F. 104; 2,650 km NNW de Abreiro.



- Fig. 1 Étirement de tâches, X_0 , visible dans surface parallèle au clivage primaire; grauwacke de la formation infraquartzitique du Silurien.
 - F. 66; 1 km NNE de Vimioso.
- Fig. 2 Linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification, courbe et linéation d'étirement de ligne axiale; alternance de schistes et grauwackes de la formation infraquartzitique du Silurien.
 - F. 94; 200 m WNW de Travanca.
- Fig. 3 Etirement, X_0 des yeux de feldspath dans surface parallèle à la foliation des gneiss ceillés de Saldanha.
 - F. 94; 300 m N de Saldanha.
- Fig. 4 \pm tirement, X_0 , des tâches de réduction dans schiste lie-de-vin du complexe volcano-siliceux.
 - F. 37; 0,5 km W de Edrosa.



- Fig. 1 Étirement, X., des galets déformés dans le conglomérat à la base du grés quartzitique silurien.
 - F. 39; 2,9 km NE de Réfega.
- Fig. 2 Transposition de la stratification par le clivage primaire dans le complexe phyllado-quartzeux.
 - F. 105; 100 m W de Valverde.
- Fig 3 Bondinage de lits de quartzites, intercalés dans des schistes, dans la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 - F. 105; 1 km SE de Róios.
- Fig. 4 Transposition de la stratification par le clivage primaire visible grace à la présence de «rods» de quartz d'exsudation; schistes quartzitiques de la formation quartzitique du silurien.
 - F. 91; 0,5 km NW de Pombal.



- Fig. 1 Transposition de la stratification par le clivage primaire dans schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 80: 2.3 km ENE de Campo de Viboras.
- Fig. 2 Linéation d'intersection du clivage de la première phase hercynienne avec le clivage antérieur (précambrien), courbe, et admettant la linéation d'étirement de la première phase hercynienne comme ligne axiale, schistes verts de l'unité de Soeira.
 - F. 24; Ponte de Castrêlos.
- Fig. 3 Transposition de la stratification par le clivage primaire dans schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 51; 1,5 km au N de Carocêdo.
- Fig. 4 Linéation d'étirement, donnée par fibrosité, oblique à la linéation d'intersection du clivage primaire et de la stratification; schistes et grauwackes de la formation infraquartzitique silurienne.
 - F. 66; 4.2 km SSE de Vimioso.

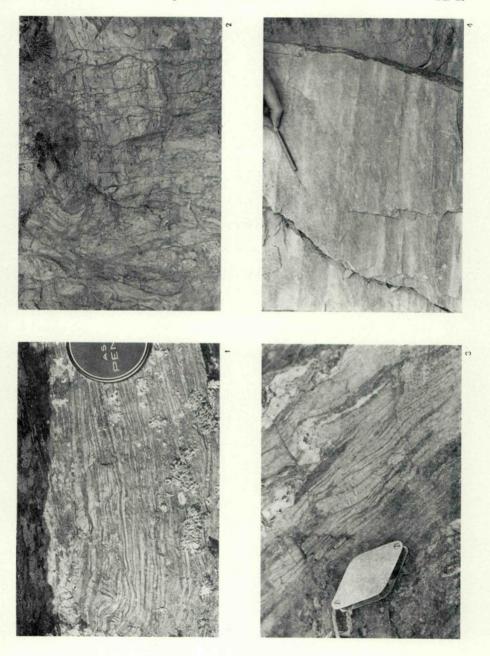
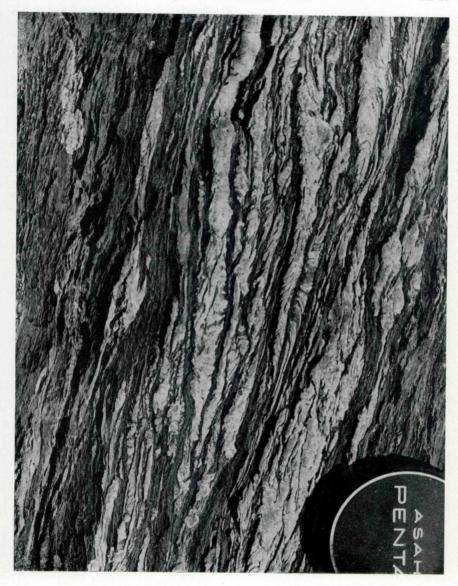


Fig. 1 — Transposition de la stratification par le clivage primaire; complexe de schistes, grauwackes et grés.

F. 90; 1,3 km NW de Navalho.

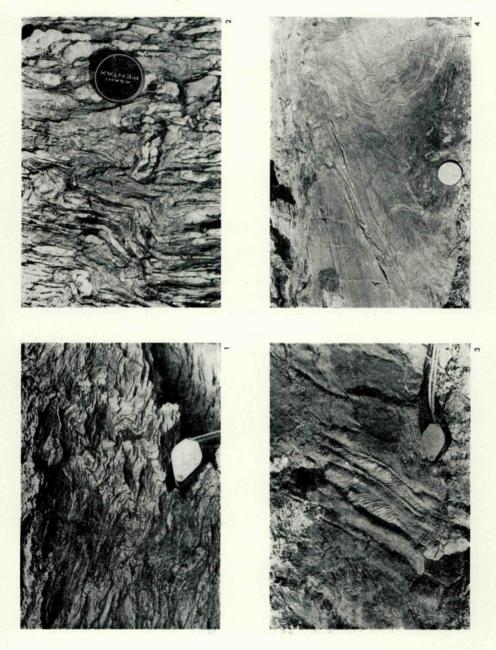


- Fig. 1 Pli \mathbb{F}_2 dans phyllades quartzeux du complexe phyllado-quartzeux. F. 106; 250 m W de Sardão.
- Fig. 2 Plis F, polyclinaux dans quartzites schistosités du Silurien.
 F. 105; 2 km W de Valverde.
- Fig. 3 Plis F_1 dans grauwackes du complexe de schistes, grauwackes et grês silurien.

F. 76; 2 km N de Sucçães.

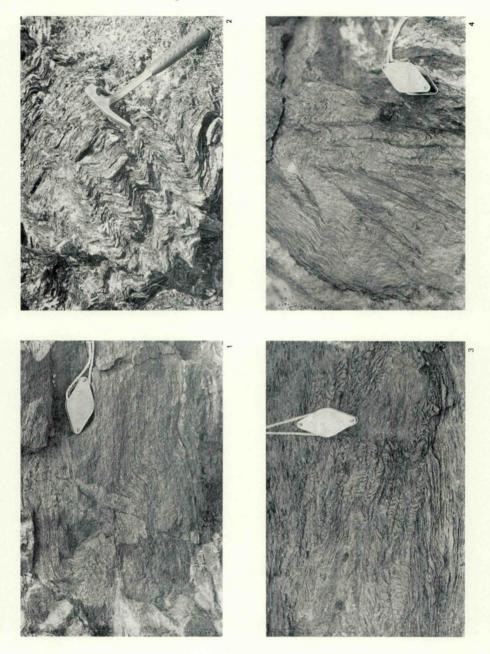
Fig. 4 — Plis F_z dans grauwackes du complexe de schistes, grauwackes et grés siluriens.

F. 76; 1,75 km SSE de Sucçães.

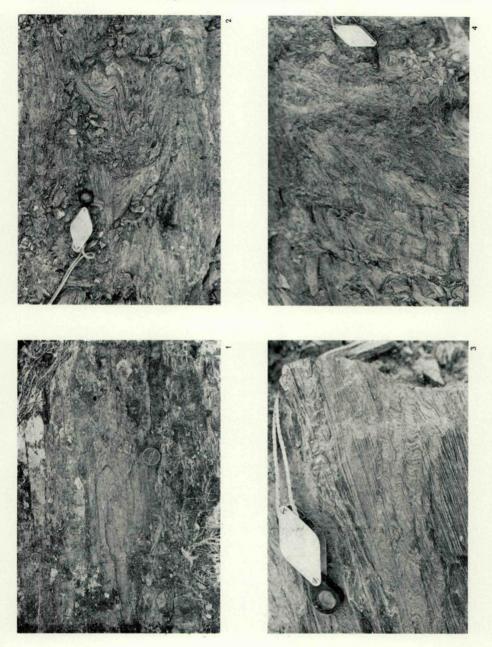


- Fig. 1 Pli F_z à amplitude croissante dans le complexe phyllado-quartzeux. F. 77; 1,25 km NNE de Vale de Lobo.
- Fig. 2 Plis F_2 dans le complexe phyllado-quartzeux. F. 80; Cabeço do Rei.
- Fig. 3 Plis F_z dans le complexe phyllade-quartzeux, retransposant complètement le clivage primaire.
- $F.\ 77;\ 2\,km\ SSW\ de\ Valebenfeito.$ Fig. 4 Plis F_1 conjugués dans le complexe phyllado-quartzeux.

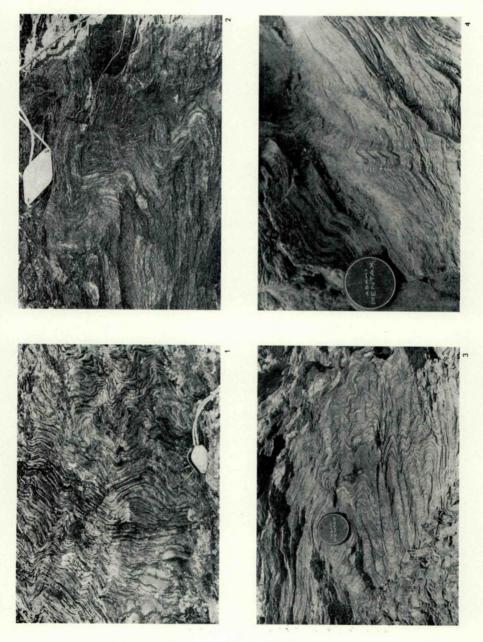
F. 107; 800 m SW de Zava.



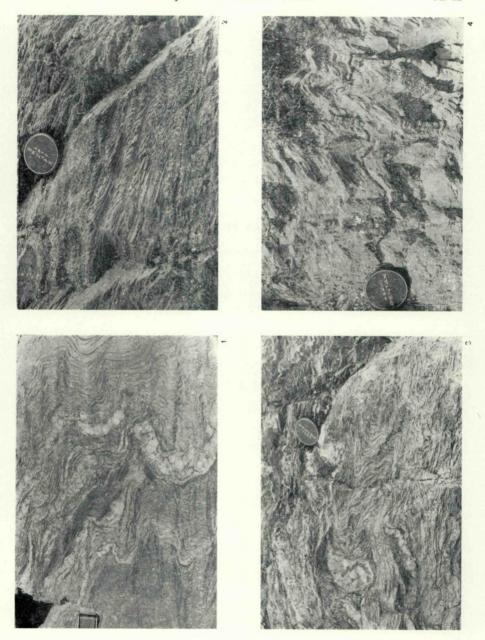
- Fig. 1 Pli F_z très aplati dans schistes verts du complexe volcano-siliceux. F. 92; Saldonha.
- Fig. 2, 3 Pils F_2 dans le complexe des schistes, grauwackes et grés du Silurien. F. 64; 600 m S de Comunhas.
- Fig. 4 Plis \mathbf{F}_z dans schistes intercalés dans la formation de schistes et grauwackes culminants.
 - F. 80; 1,3 km S de Vila Chã.



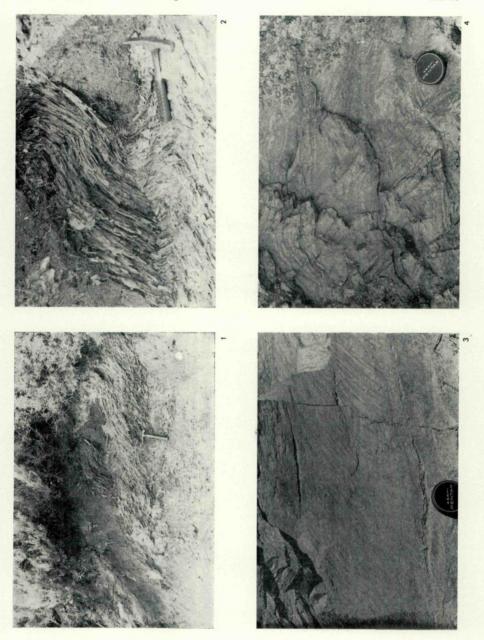
- Fig. 1.— Plis F_z poyclinaux dans grauwackes du complexe phyllado-quartzeux. F. 106; 1,5 km WNW de Vila Chão.
- Fig. 2 Pli F_2 dans complexe phyllado-quartzeux. F. 77; 1,2 km NNE de Vale de Lobo.
- Fig. 3 Pli F_2 dans complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien. F. 90; 200 m ENE de Palorca.
- Fig. 4 Plis F, conjugués dans schistes et grauwackes culminants péritransmentains F. 66; 2,5 km E de Carção.



- Fig. 1 Pli F_2 dans complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien. F. 90; 750 m NW de Vilarinho das Azenhas.
- Fig. 2 Pli F₂ très serrés dans le complexe phyllado-quartzeux.
 F. 91 km 21,8 de la route Macedo de Cavaleiros-Moncorvo.
- Fig. 3 Pli F_2 dans le complexe phyllado-quartzeux. F. 91; 300 m NNE de Burga.
- Fig. 4 Pli F_2 ouverts dans schistes et grauwackes culminants péritransmontains. F. 66; 800 m WSW de Vimioso.

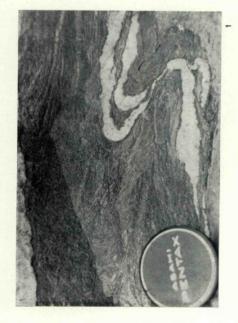


- Fig. 1 Pli F_2 antithétique lié à un chevauchement, denoncé par zone de broyage visible à gauche du pli.
 - F. 11; 1,750 km SSE de Moimenta.
- Fig. 2 Détail de la Fig. 2.
 - F. 11; 1,750 km SSE de Moimenta.
- Fig. 3 Clivage F_2 s'exprimant par zones de cisaillement dans un grauwacke intercalé dans la formation quartzitique silurienne.
 - F. 91; 1,6 km ENE de Cachão.
- Fig. 4.—Pli F_z cisaillant dans quartzite schistosé de la formation quartzitique silurienne.
 - F. 91; 2,9 km SW de Vale de Sancha.



- Fig. 1, 2 Plis F, dans grauwackes quartzeux du complexe de schistes grauwackes et grés.
 - F. 105; 700 m NE de Sampaio.
- Fig. 3 Divers stades de formation des plis F, dans le complexe phyllado-quartzeux.
 F. 91; 1,7 km de Freixeda.







 $\begin{tabular}{ll} Fig. 1-Stade précoce de l'évolution de pli F_2, avec cisaillement incipient du clivage primaire; complexe des schistes, grauwackes et grés. \\ \end{tabular}$

F. 90; 750 m E de Palorca.

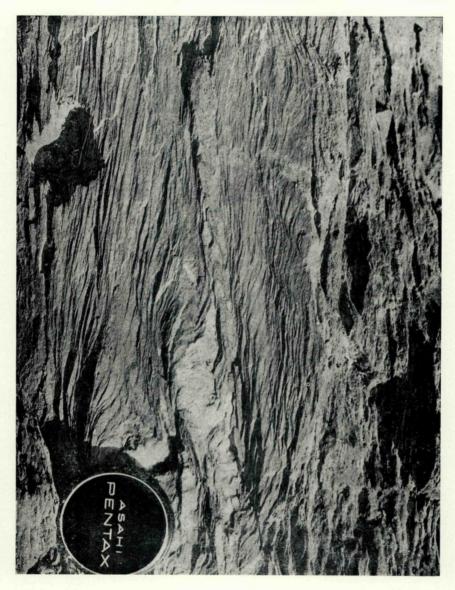


Fig. 1 — Pli F_z affectant le clivage primaire et des «rods» de quartz d'exsudation parallèles à ce clivage; grés quartzitique silurien. F. 91; 2,6 km SE de Cachão.

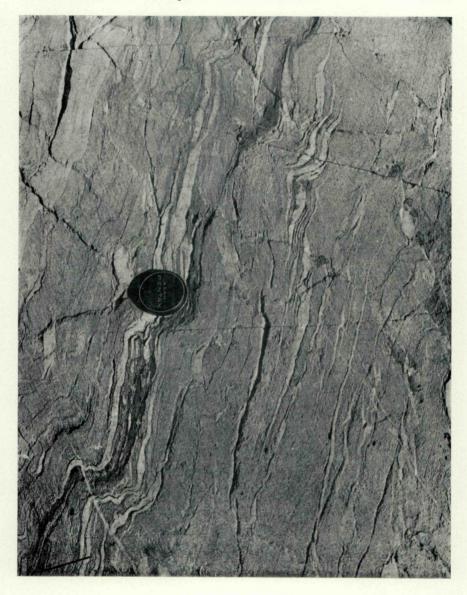


Fig. 1 — Formation de «gleitbretter» pendant le plissement F_2 ; grauwackes du complexe de schistes, grauwackes du complexe de schistes, grauwackes et grés.

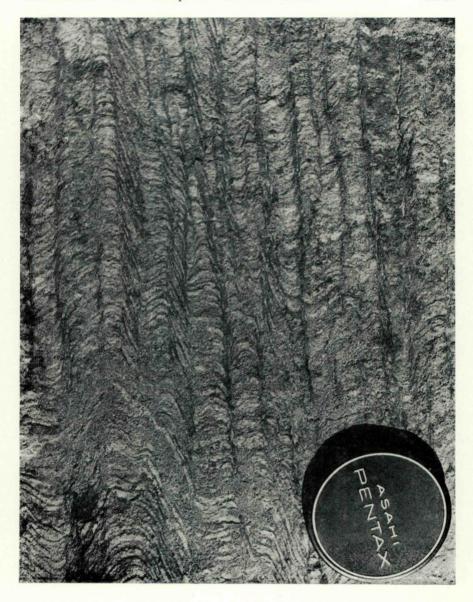


Fig. 1 — Plis F $_2$ dans quarizites séricitiques, très schistosés, du Silurien. F. 65; 2,4 km ENE de Paradinha Nova.

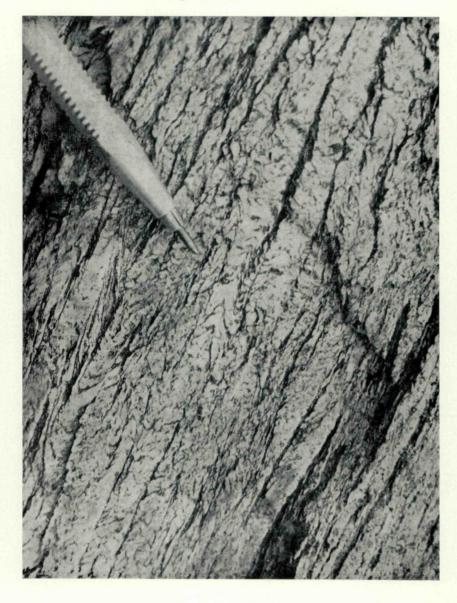


Fig. 1 — Plis F, et zones de cisaillement F, courbes. Quartzophyllados du complexe phyllado-quartzeux.

F. 91; 2,9 km ENE de Frechas.



Fig. 1—Détail de la Planche 29, Fig. 1. F. 91; 2,9 km ENE de Frechas.

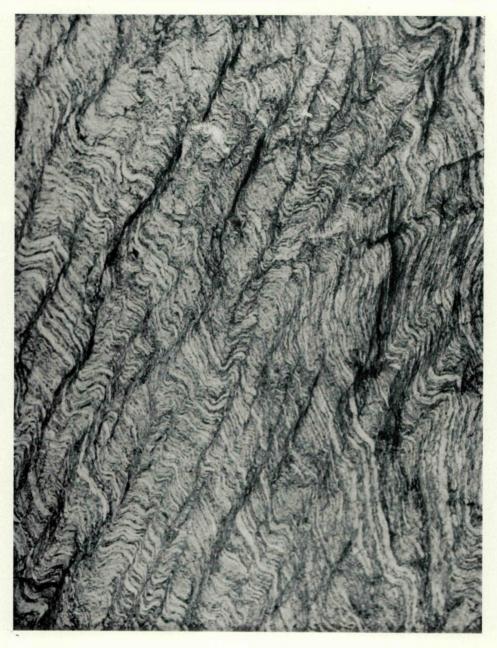


Fig. 1 — Style variable des plis \mathbf{F}_2 selon la nature du matériel affecté: plis en chevron dans les niveaux de schistes à chlorite, pli à charnière arrondie dans les niveaux quartzo-feldspathiques. Schistes verts de l'unité de Soeira qui affleurent dans la fenêtre de Nogueira \times 1,3.

F. 37; 750 m NW de Nogueira.



- Fig. 1 Plis conjugués des phases tardives dans le complexe phyllado-quartzeux.
 F. 119; 2,5 km NNE de Quinta de Castelo.
- Fig. 2 Plis F₂ déforment la linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification. Complexe phyllado-quartzeuse.
 F. 107; 2,6 km S de Paradela.
- Fig. 3 Kind-bands conjugués, tardifs, affectant des tuffites acides du complexe volcano-siliceux.
 - F. 92; Felgueiras.
- Fig. 4 Plis \mathbb{F}_z déforment la linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification. Complexe phyllado-quartzeux.
 - F. 80; 2,9 km NNW de Algoso.



Fig. 1 — Plis F_2 déforment la linéation d'intersection du clivage primaire avec la stratification. Complexe phyllado-quartzeux.

F. 94; 2,2 km WNW de Teixeira.

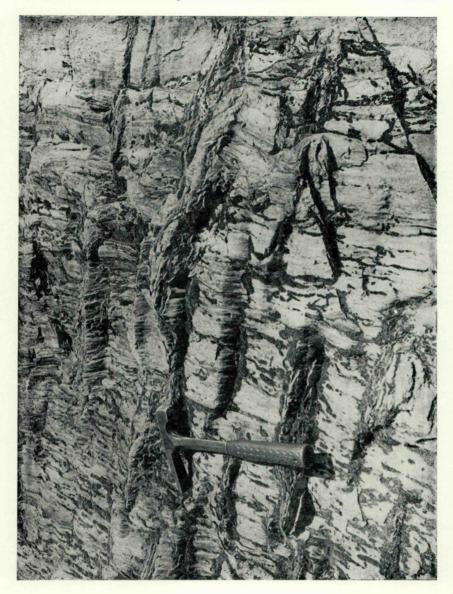
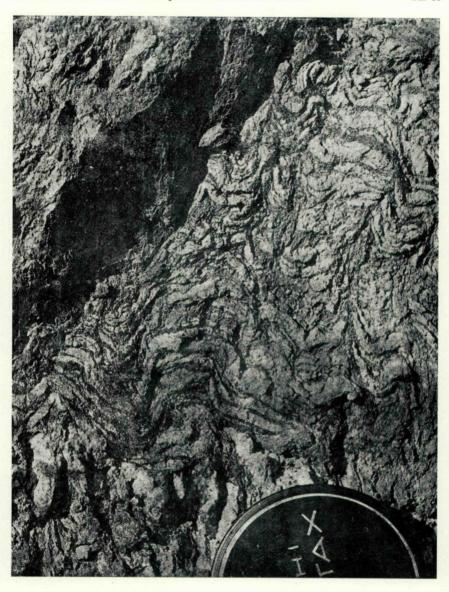


Fig. 1—Pli F, affecte pli F,
F. 77; 2,3 k SSW de Valbenfeito.



- Fig. 1 Pli F_1 dans micaschistes pélitiques et psammitiques du complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien.
 - F. 81; Miranda do Douro.
- Fig. 2 Pli \mathbf{F}_3 dans schistes et quartzitoschistes de la formation des schistes supérieurs.
 - F. 51; 400 m S de Valverde.
- Fig. 3.—Pli ${\bf F_1}$ dans schistes et grauwackes intercalés dans la formation des grés quartzitiques du silurien.
 - F. 51; 1,7 km N de Coelhoso.

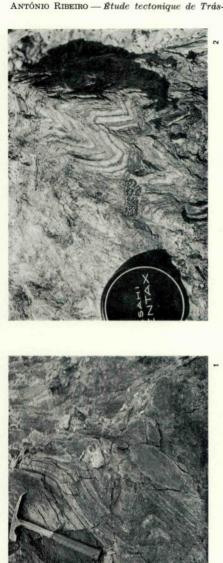
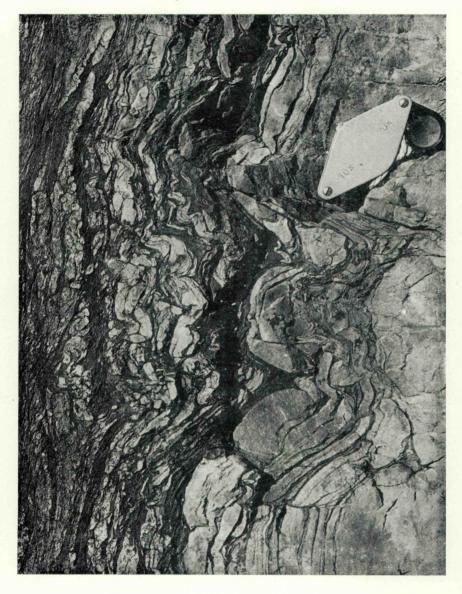




Fig. 1 — «Mullions» F, dans alternance centimétrique de quartzites et schistes de la formation quartzitique de l'Ordovicien.

F. 108; 950 m SSW de Tó.



- Fig. 1 Pli F_s en chevron dans quartzitoschiste intercalé dans les grés quartzitiques siluriens.
 - F. 76; 1,8 km SE de S. Pedro da Veiga de Lila.
- Fig. 2 Pli F_s dans schistes et siltites de la formation des schistes, grauwackes et grés du Silurien.
 - F. 76; Fonte Mercê.
- Fig. 3—Pli F, à charnière arrondie dans les grés quartzitiques siluriens.
 F. 90; 1,4 km NE de Vilarinho das Azenhas.
- Fig. 4 Clivage de fracture F, qui affecte des bancs de quartzite massif de la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 - F. 66; S. Joanico.

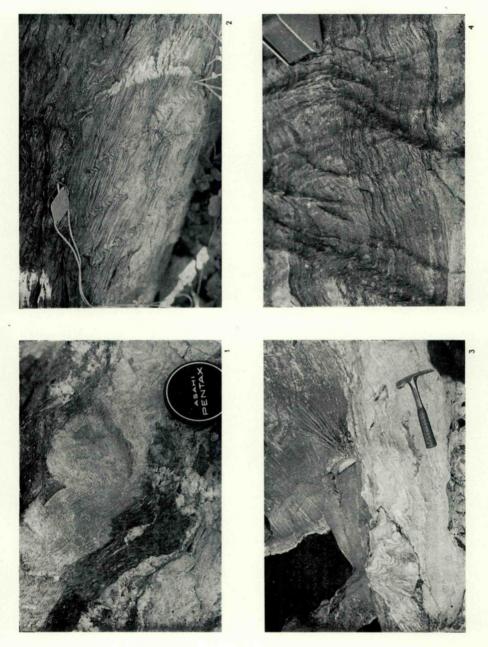








- Fig. 1 Plis F, en chevren en grauwackes intercalés dans la formation des schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 51; 1,4 km NE de Failde.
- Fig. 2 Plis \mathbf{F}_{s} dans schistes de la formation des schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 80; 2,2 km WSW de Vila Chã.
- Fig. 3 Plis F_s dans alternance de schistes et quartzites de la formation quartzitique de l'Ordovicien.
 - F. 108; 1,4 km S de Tó.
- Fig. 4—Pli F₃, en chevron et polyclinaux, dans les schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 51; 1,1 km N de Argozelo.



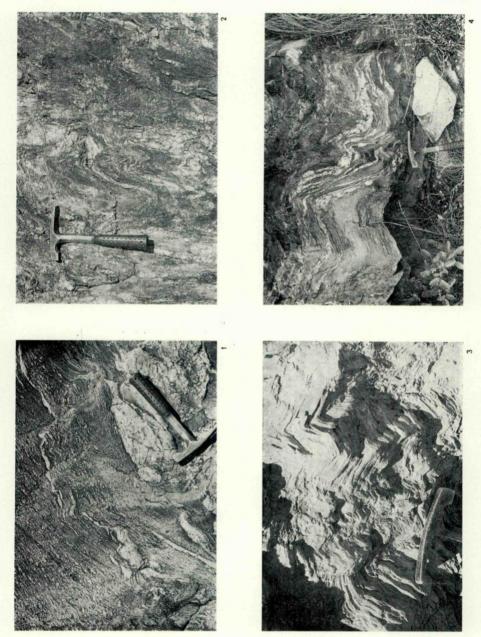
- Fig. 1 Plis F_3 dans les gneiss oeillés de Saldanha. F. 94; 300 m N de Saldanha.
- Fig. 2 Plis F, dans micaschistes et quarizites du complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien.

F. 95; 2 km SE de Picote.

Fig. 3 — Plis F_3 dans schistes et grauwackes intercalés dans la formation des grés quartzitiques du silurien.

F. 51; Lanção.

Fig. 4 — Plis F₃ dans la formation de schistes supérieurs du Silurien.
F. 80; 750 m ESE de Vale de Algoso.



- Fig. 1.—Plis F_1 conjugués et polyclinaux dans la formation de schistes et grauwackes culminants.
 - F. 51, 1,2 km NNW de Argozelo.
- Fig. 2 Linéations de crénulation conjugués F₁ dans schistes charbonneux de l'ordovicien.
 - F. 12; 2,8 km SSW de Montezinho.
- Fig. 3 Pli $\mathbf{F_{s}}$ dans alternance de schistes et grauwackes de la formation infraquartzitique silurienne.
 - F. 119; 250 m NE de Quinta de Castelos.
- Fig. 4 Pli F₁ dans la formation de schistes et grauwackes culminants péritransmontains.
 - F. 66; Pont sur la Rio Maçãs, Route Vimioso-Carção.









 $F_{\cdot}^{!}g.$ 1 — Plis F_{i} en échelon, dans les schistes et grauwackes culminants péritransmontains.

F. 51; 1 km NNW de Argozêlo.



Fig. 1 — Injection de dykes de psammite le long du clivage F_s ; formation quartzitique de l'Ordovicien.

F. 120; km 58, 96 voie ferrée (Gare de Bruçó).

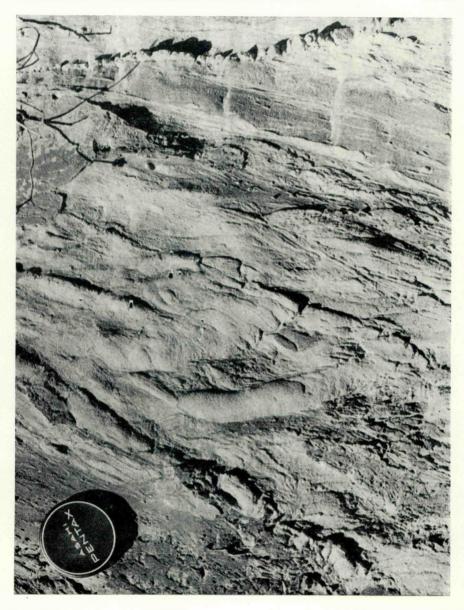
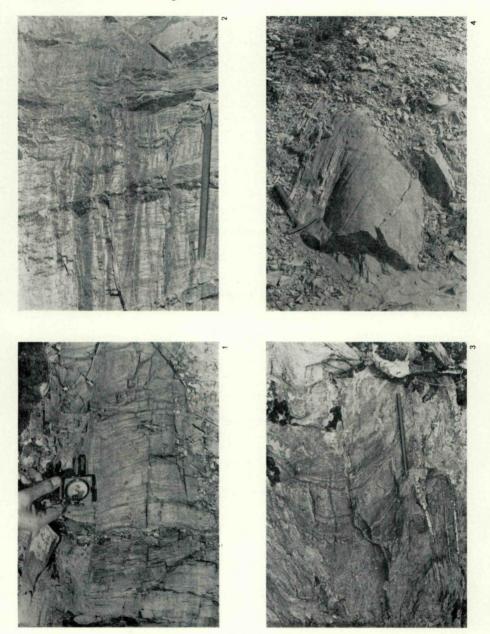


Fig. 1 — Plis F_3 très aplatis dans alternance de schistes et psammites de la formation quartzitique de l'Ordovicien.

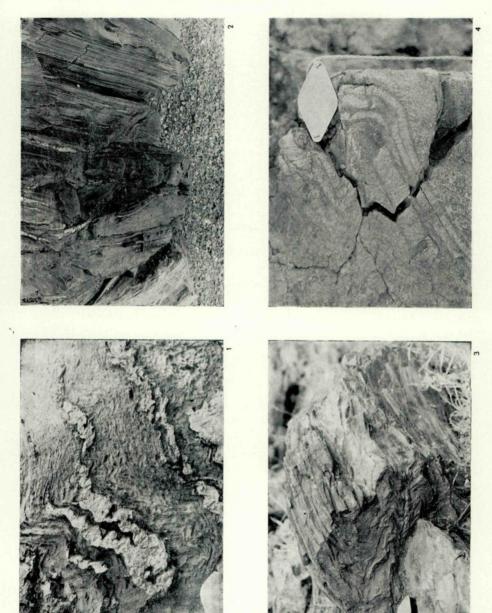
F. 120; km 58,95 voie ferrée (Gare de Bruçó).



- Fig. 1 L'inféation de crénulation F₂ superposée a linéation de crénulation F₂ courbée; complexe de schistes, grauwackes et grée du Silurien.
 F. 90; 2 km WNW de Vale Verde.
- Fig. 2 L'néation de crénulation F, superposée a linéation de crénulation F, courbée; complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien.
 F. 90; 500 m NW de Vale Verde.
- Fig. 3 Linéation d'intersection du clivage primaire et de la stratification déformée par un pli \mathbf{F}_{ν}
 - F. 119; 500 m NW de Quinta de Castelos.
- Fig. 4 Linéation de crénulation F, déformée par un pli F₃, dans un banc de quartzite de la formation de grés quartzitiques du Silurien.
 F. 76; 3,2 km SE de S. Pedro de Veiga de Lila.



- Fig. 1 Pli F, affecte pli F, dans calcaires intercalés dans les schistes verts et quartzophyllades culminants.
 - F. 25; 2,750 km W de Vale de Lamas.
- Fig. 2 Pli \mathbf{F}_i dans le flanc d'un pli \mathbf{F}_i ; schistes et grauwackes de la formation infraquartzitiques.
 - F. 119; 400 m NW de Quinta de Castelões.
- Fig. 3 Clivage F_1 superposé à pli F_1 dans la formation quartzitique de L'Ordovicien. F. 119; 700 m N de Souto da Velha.
- Fig. 4 Pli \mathbf{F}_{s} affecte le clivage de crénulation \mathbf{F}_{s} dans le complexe phyllado-quartzeux.
 - F. 36; 300 m NE de Moaz.



- Fig. 1 Pli F_z en chevron dans les schistes verts de l'unité de Soeira. F. 37; 600 m NW de Nogueira.
- Fig. 2 Pli F_e à charnière arrondie dans les schistes verts de l'unité de Soeira. F. 37; 600 m NW de Nogueira.
- Fig. 3 Pli \mathbb{F}_2 (précambrien) replisse foliation antérieure (\mathbb{F}_1) dans les amphibolites précambriennes.
 - F. 93; 1,1 km NE de Quinta de S. Antão.
- Fig. 4—Pli F_2 (précambrien) affecté par plis en chevron, probablement de la F_4 (hercynienne) dans les amphibolites précambriennes.
 - F. 93; 1,1 km NE de Quinta de S. Antão.

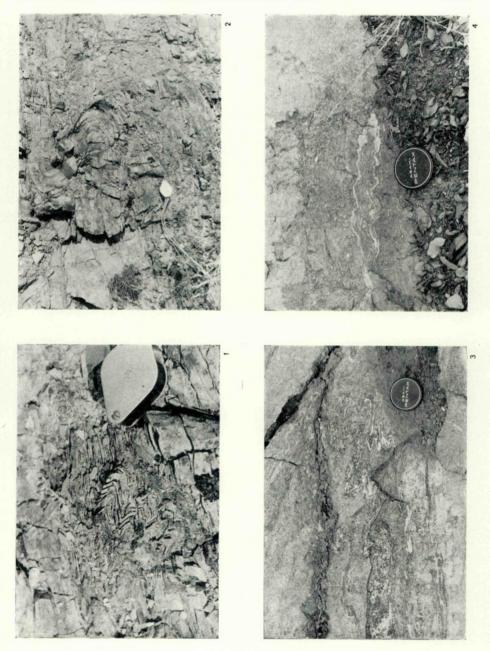


Fig. 1, 2—Plis F_* dans amphibolites à lits d'épidote du Précambrien. F. 92; Pont de l'Azibo.

Fig. 3 — Pli F_4 dans les amphibolites précambriennes. F. 92; Pont de Remondes, sur le Rio Sabor.





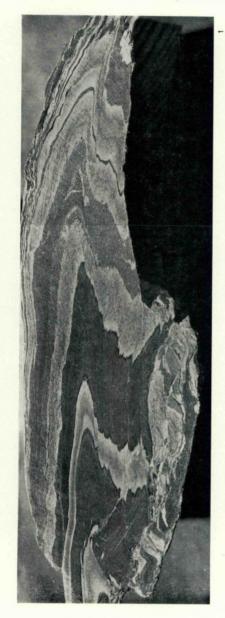


Fig. 1 — Pli mésoscopique F $_1$ dans alternance de schistes lie-de-vin et tuffites acides du complexe volcano-siliceux \times 1,5.

F. 36; 1,2 km SW de Nunes.

Fig. 2 — Pli conché F_1 affecté par des plis raides F_5 ; complexe de schistes, grauwackes et grés du silurien.

F. 76; Fonte Mercê.





- Fig. 1 Pils mésoscopiques F, dans quartbophyllades; formation de schistes verts et quartzophyllades culminants; $\times 1.4$.
 - F. 38; 2 km NE de Bragança.
- Fig. 2 Plis mésoscopiques F_z dans alternance de schistes verts et tuffites acides, du complexe volcano-siliceux; \times 0,9.
 - F. 107; 1,7 km NE de Quinta do Nogueira.





- Fig. 1 Plis mésoscopiques F_2 dans alternances de schistes et psammites du complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien \times 1.
 - F. 64; 600 m S de Comunhas.
- Fig. 2 Plis mésoscopiques F_s dans alternance de schistes et psammites; plis semblables, à charnières aignes et arrondies, suivant les matériaux affectés; complexe de schistes, grauwackes et grés $\times 2$.
 - F. 76; 1,5 km SSE de Veiga de Lila.





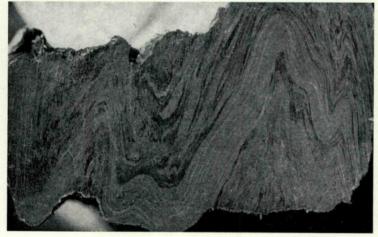
2

Fig. 1 — Pli mésoscopiques F_1 , résultant d'un aplatissement différentiel, qui affecte des alternances de schistes et psammites dans la formation quartzitique de l'Ordovicien \times 1.

F. 104; 2 km NW de Sobreira.

Fig. 2 — Pli mésoscopique F, dans les phyllites quartzeux de l'ordovicien \times 2. F. 53; 450 m NE de Paradinha.





2

- Fig. 1 Pli mésoscopique F, affectant des grauwackes du complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien \times 1,6.
 - F. 76; 750 m SE de Lilela.
- Fig. 2 Pli mėsoscopique F, dans schistes lie-de-vin du complexe volcano-siliceux $\times\,1,\!5.$
 - F. 92; 900 m SSW de Felgueiras.
- Fig. 3 Pir mésoscopique de F., affectant alternance de phyllades et grés de la formation infraquartzitique du Silurien \times 1.

F. 94; 1,5 km E de Teixeira.

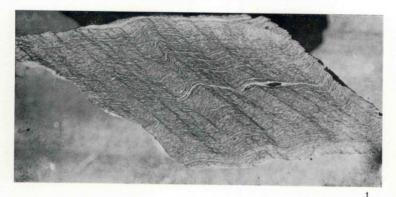






Fig. 1 — Pli de F, dans des calcaires de la formation supraquartzitique du Silurien \times 2.

F. 66; 2,2 km SSE de Pinelo.

Fig. 2 — Plis F, dans des quartzites schistosés siluriens \times 1. F. 36; 300 m W de Brito.





- Fig. 1, 2—Texture plano-linéaire dans des tufs rhyolitiques porphyroïdes; section perpendiculaire (1) et parallèle (2) à la texture planaire, montrant l'aplatissement et la linéation d'étirement, respectivement; \times 1 et \times 2 respectivement.
 - F. 78; 1,9 km ESE de Macedo de Cavaleiros dans la voie ferrée.
- Fig. 3 Plis mésoscopiques F, dans les amphibolites du Massif de Morais \times 0,8. F. 79; 2,2 km SE de Talhas.







Fig. 1—Linéation de crénulation F_2 légèrement courbée par la linéation de ϵ rénulation F_3 , dans des phyllites intercalés dans la formation des grés quartzitiques du Silurien.

F. 77; 250 m ESE de Freixedinha.

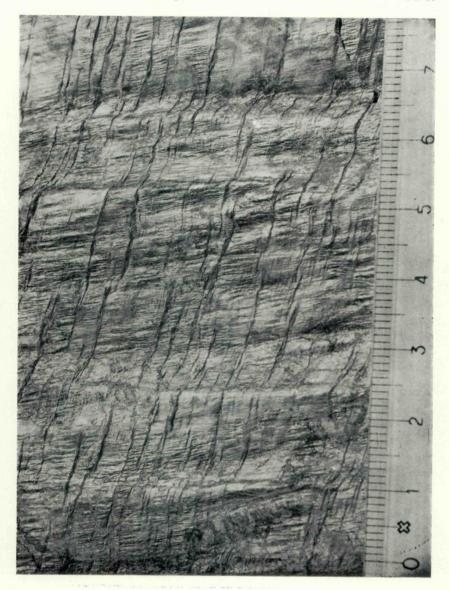


Fig. 1 — Face parallèlle au clivage primaire montrant la linéation d'intersection de ce clivage avec la stratification, donnée par l'alternance de sirates de couleur différente et la linéation d'étirement, matérialisée par une fibrosité ou «longrain». La linéation d'intersection est courbe et admet l'étirement comme ligne axiale.

F. 52; 700 m N de Angueira.

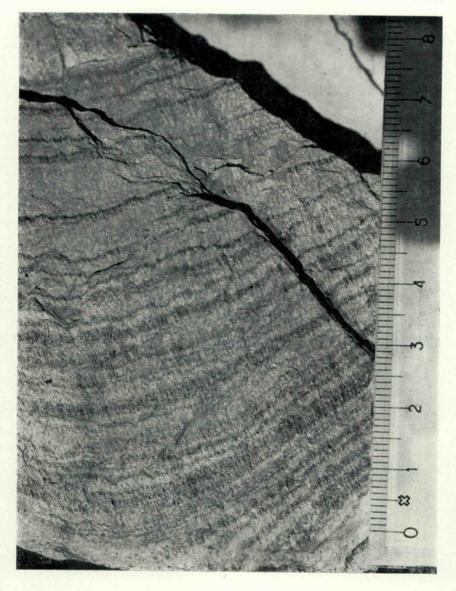


Fig. 1 — Plis F_2 polyclinaux et a degré d'aplatissement variable; complexe de schistes, grauwakes et grés du Silurien.

F. 90; 2 km SSW de Rego de Vide.



Fig. 1, 2—Clivage F, recoupant le clivage primaire. Le fabric S, est modifié le long des plans de cisaillement heterogène; psammites intercalés dans la formation quartzitique du Silurien L. N. $5 \times$.

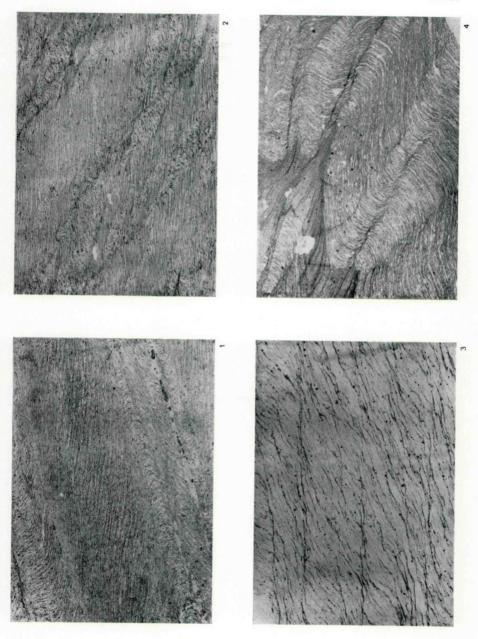
F. 91; 1,5 km ENE de Cachão.

Fig. 3 — Clivage F₂ recoupant le elivage primaire dans des quartzites schistosés du Silurien L. N. 8 X.

F. 91; 1,4 km E de Cachão.

Fig. 4 — Plis F, et clivage de crénulation associe dans phyllites quartzeux du complexe phyllado-quartzeux L. N. $4\times$.

F. 22; 450 m NNW de Vilar Seco da Lomba.



- Fig. 1 Almandin antérieur à plis F₂ dans des quartzophyllades de la formation des schistes verts et quartzophyllades culminants L. P. 13 X.
 - F. 24; 1,4 km WSW de Lagemar.
- Fig. 2 Almandin antérieur à plis de F_3 dans des quartzophyllades; l'almandin est rétromorphosé (n chlorite dans des bords des cristaux; formation de schistes verts et quartzophyllades culminants L. P. 40 \times .
 - F. 25; 2,4 km SE de Meixedo.
- Fig. 3 Plis F₃ dans schistes verts de l'Unité de Soeira, L. N. \times 12,5. F. 37; 500 m SE de Nogueira.
- Fig. 4 Clivages conjugués F, dans phyllite de la formation supraquartzitique du Silurien L. N. \times 34.
 - F. 119; 2 km ENE de Ferradosa.

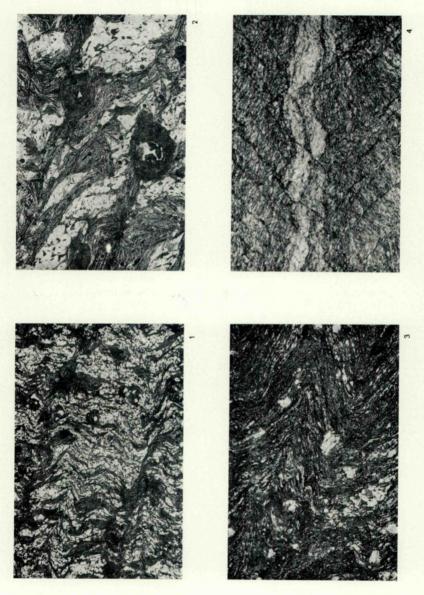


Fig. 1 — Almandin idiomorphe et almandin aplati dans la schistosité S_i , dans micaschistes de Lagoa L. P. \times 11,3.

F. 92; 2,3 km NNE de Porrais.

Fig. 2 — Plis de F, dans phyllites quartzeux de la formation de schistes verts et quartzophyllades culminants L. N. \times 7.

F. 24; 1,4 km ENE de Parâmio.

Fig. 3 — Plis \mathbf{F}_z dans quartzophyllades du complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien L. N. \times 6.

F. 105; 600 m NE de Sampaio.

Fig. 4 — Plis F, dans schistes lie-de-vin a chlorithoïde, discordant sur S_i ; schistes lie-de-vin du complexe volcano-siliceux L. $N. \times 4.8$.

F. 78; 1,250 km NW de Maltha.

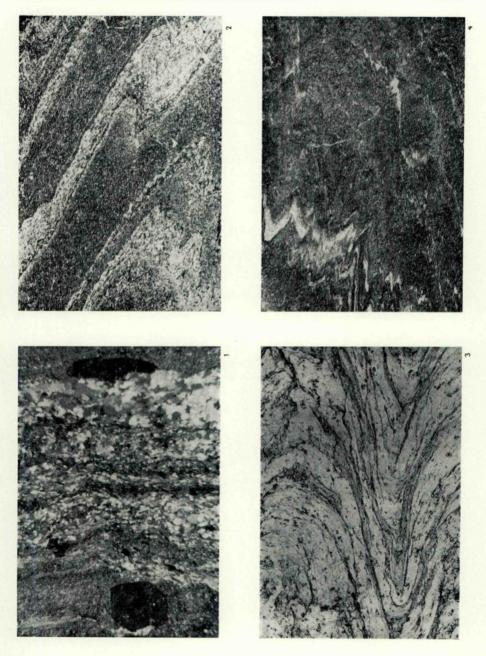


Fig. 1 — Clivage de crénulation primaire dans schistes lie-de-vin du complexe volcanosiliceux L. N. $\times 180$.

F. 92; 1,1 km NE de Vale Pereiro

Fig. 2 — Plis F, polyclinaux dans schistes charbonneux de la formation infraquartzitique du Silurien L. N. \times 40.

F. 11; 1 km SSW de Costa Grande.

Fig. 3 — Cristallisation d'almandin le long des plans axiaux plis F_z dans quartzophyllades du complexe phyllado-quartzeux L. P. \times 38. F. 91; 550 m W de Vale de Sancha.

Fig. 4 — Plis F, dans phyllites de l'Ordovicien L. N. \times 155. F. 67; 1,2 km N de Constantim.

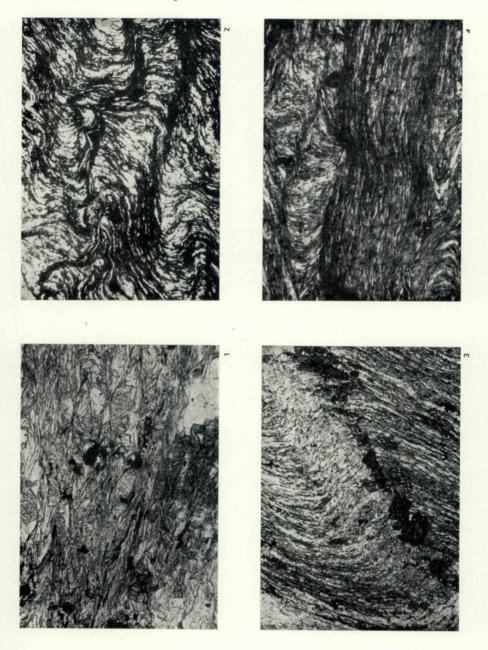


Fig. 1 — Clivage F, courbe dans le bord d'un cristal de chiastolite; phyllite charbonneux L. N. \times 80.

F. 105; Roios.

Fig. 2 — Clivage primaire se moulant autour de cristaux de chiastolite; phyllite carbonneux L. N. \times 4,9.

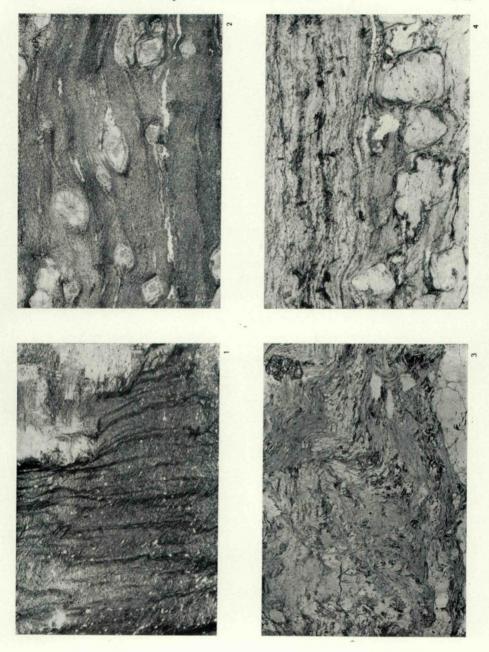
F. 120; 3,4 km W de Lagoaça.

Fig. 3 — Muscovite et biotite se disposant en ares poligonaux sur des plis F_3 ; almandin recoupant le plan axial d'un pli F_3 ; micaschiste du complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien L. N. \times 9,2.

F. 95; 1,2 km NE de Sendim.

Fig. 4 — Andalousite surimposée au clivage primaire; phyllite quartzeux du complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurieu L. N. \times 7.

F. 49; 2 km ESE de Vilarinho de Agrochão.



- Fig. 1 Pii F, replissant un pli F,; quartzophyllade de la formation de schistes verts et quartzophyllades culminants L. N. \times 8.
 - F. 38; 2 km NE de Bragança (Ponte Nova).
- Fig. 2 Figures de charge dans un lit de siltite de la formation infraquartzitique du Silurien L. N. \times 4,3.
 - F. 119; 2,2 km SSE de Meirinhos.
- Fig. 3 Clivage primaire se moulant autour de cristaux de chiastolite; phyllite charbonneux de l'Ordovicien L. N. \times 5.
 - F. 119; 700 m SSW do sommet Malha.
- Fig. 4 «Pressure shadow» autour d'un cristal de pyrite dans tuffite acide du complexe volcano-siliceux L. P. \times 39.
 - F. 64; 400 m SW de Boucinha.

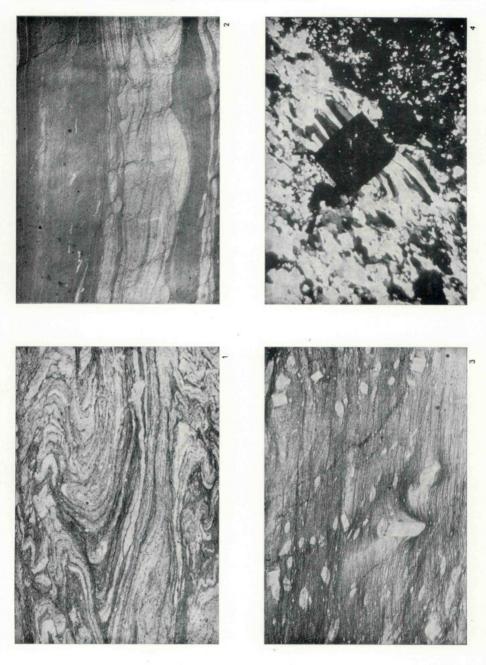
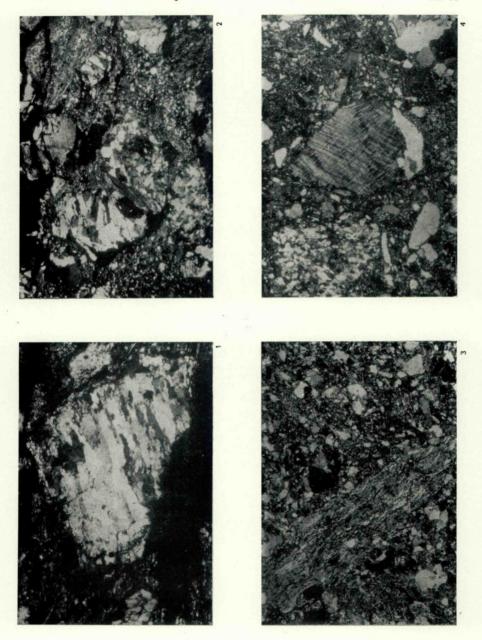


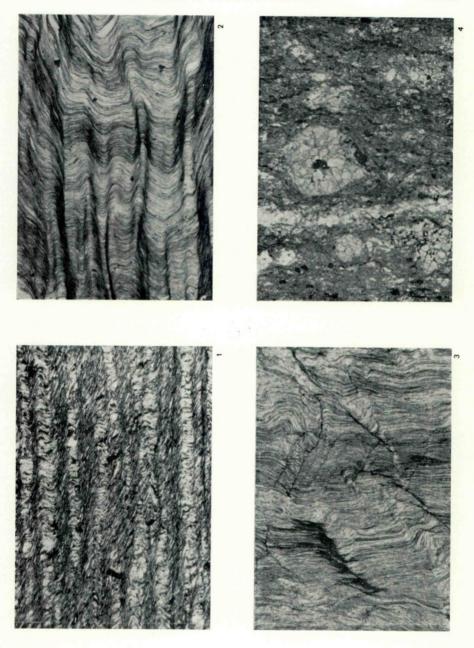
Fig. 1 — Plis F₂; la surface plissée est le clivage primaire, car à l'intérieur des microlithon on reconnait encore la stratification originale, recoupée par le clivage primaire; complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien.
F. 64; 400 m S de Comunhas.



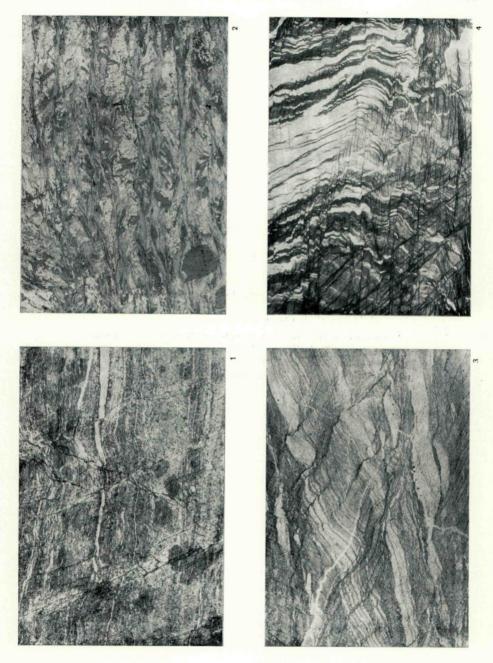
- Aspects de la déformation antérieure au dépôt dans les galets des conglomérats intercalés dans le Flysch du Dévonien supérieur.
 - F. 26; 500 m W de S. Julião.
- Fig. 1 Caillou de quartz subgranulé à «ribbon structure» L. P. imes 32,5.
- Fig. 2 Cailloux à orientation préferentielle de quartz dont la direction varie d'un caillou a l'autre L. P. \times 14.
- Fig. 3 Caillou de phyllite avec clivage primaire antérieure au dépôt et affecté par une crénulation secondaire (correspondant au clivage de la matrice?) L. N. × 35.
- Fig. 4 Caillou de chert avec orientation préférentielle du quartz et caillou de quartz avec lamelles de Boehm et bandes de déformation L. P. \times 20.



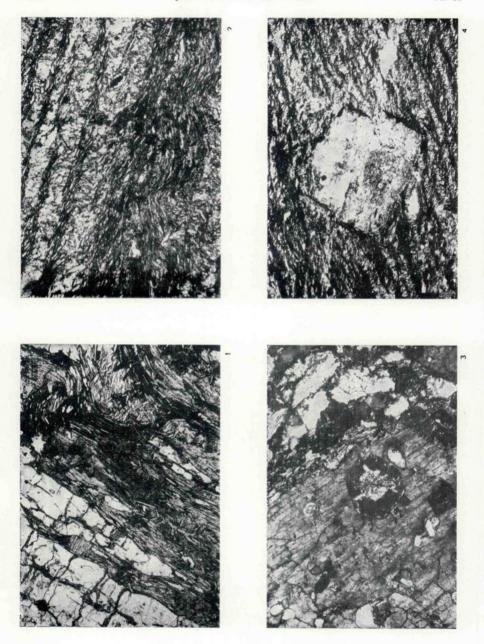
- Fig. 1 Formation de «tectonic banding» pendant F,; phyllites charbonneux de l'Ordovicien L. N. \times 75.
 - F. 52; 1 km W de Avelaroso.
- Fig. 2 Plis F, dans phyllites de la formation de schistes supérieurs du Silurien L. N. $\times 40$.
 - F. 36; 0,5 km WSW de Vale de Janeiro.
- Fig. 3 Plis F, conjugués dans le complexe phyllado-quartzeux L. N. \times 35. F. 36; 300 m SE de Curopos.
- Fig. 4 Agrégat d'épidote à contour arrondi (provenant de rétromorphose d'un grenat?) dans schiste vert de l'unité de Soeira L. N. × 36.
 F. 37; 900 m SE de Castanheira.



- Fig. 1 Clivages conjugués F_s . Schistes intercalés dans la formation quartzitiques du Silurien L. N. \times 7.
 - F. 51; 1,5 km ESE de Parada.
- Fig. 2 Porphyroblastes de biotite postérieurs au clivage F_1 dans micaschiste du complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien L. N. \times 9,3.
 - F. 104; 1.5 km NW de Brunhedo.
- Fig. 3 Clivages conjugués F2 dans phyllite quartzeux de la formation supra-quartzitique L. N. \times 4,5.
 - F. 119; 2 km ENE de Ferradosa.
- Fig. 4 Clivages conjugués F_1 dans phyllites siliceux du complexe volcano-siliceux L. N. \times 8.
 - F. 106; 2,2 km N de Salgueiro.



- Fig. 1 Pli F, dans schiste quartzeux à biotite du complexe phyllado-quartzeux L. N. \times 35.
 - F. 91; 2 km NE de Burga.
- Fig. 2 Plis polyclinaux F₂ dans schistes charbonneux de la formation infraquartzitique du Silurien L. N. × 125.
 F. 66; 2 km SE de Vimioso.
- Fig. 3 Grenat en atoll inclus dans un feldspath albitsé; galet du conglomérat intercalé dans le Flysch du Dévonien supérieur L. P. \times 130.
 - F. 11; 2,6 km ESE de Mofreita.
- Fig. 4 Andalousite postérieure à clivage de crénulation F, L. N. \times 39,4. F. 104; 1 km de Abreiro.

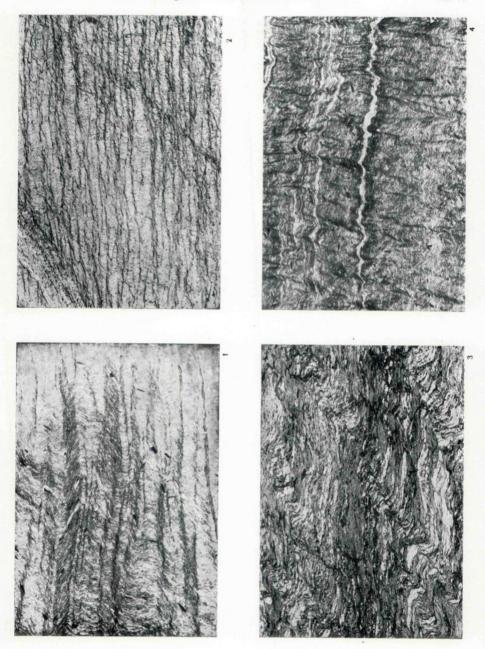


- Fig. 1.— Plis F, dans schistes charbonneux de l'ordovicien L. N. \times 12. F. 12; 1.5 km S de Montezinho.
- Fig. 2 Plis F, dans schistes du complexe volcano-siliceux L. N. \times 7.5. F. 64; 2 km E de Fermentãos.
- Fig. 3 Piis F, dans formation de schistes verts et quartzophyllades culminants L. N. $\times\,6.5.$

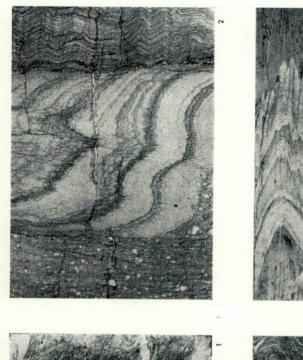
F. 78; 1,6 km N de Olmos.

Fig. 4 — Plis F, incipients; schistes intercalés dans la formation quartzitique de l'ordovicien L. N. \times 9,5.

F. 52; 2,5 km NNE de Avelanoso.



- Fig. 1—Plis F_2 très aplatis; complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien L. N. $\times 5$.
- Fig. 2 Plis F_2 , couchés, affectant un banc gréseux et plis F_3 , raides, affectant des bancs schisteux; complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien L. N. \times 4.
 - F. 90; 1,9 km W de Fonte de Urze.
- Fig. 3 Modification du fabric du au clivage primaire dans les flancs courts de plis F_s; formation de schistes et grauwackes culminants péritransmontain L. N. \times 7.
 - F. 52; 2 km NW de Pinelo.
- Fig. 4 Plis F_a dans alternance de schistes et psammites du complexe de schistes, grauwackes et grés du Silurien L. N. \times 8.
 - F. 76; 1,6 km SE de Veiga de Lila.







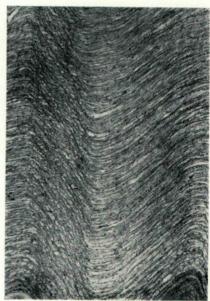


Fig. 1 — Chloritheïde transversal au clivage primaire dans phyllite du complexe volcano-siliceux L. N. \times 17.

F. 77; 800 m NW de Avantos.

Fig. 2 — Clivage primaire courbe autour de cristal d'andalomite dans schistes de l'ordovicien L. N. \times 17,5.

F. 80; 1,2 km NE de Vila Châ.

Fig. 3 — Andalousite postérieure à clivage, $F_3;$ schistes charbonneux de l'Ordovicien L. N. $\times\,18.$

F. 80; Palaçoulo.

Fig. 4 — Andalousite antérieure a clivage $F_3;$ schisits charbonneux de l'Ordovicien L. N. $\times\,34.$

F. 12; 1 km S de Montezinho.

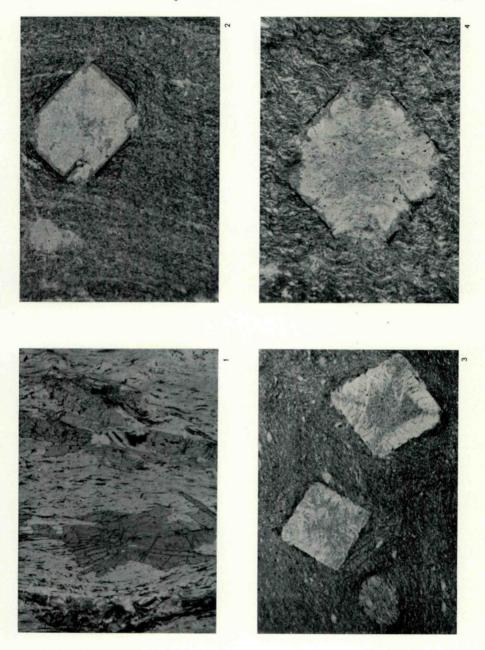
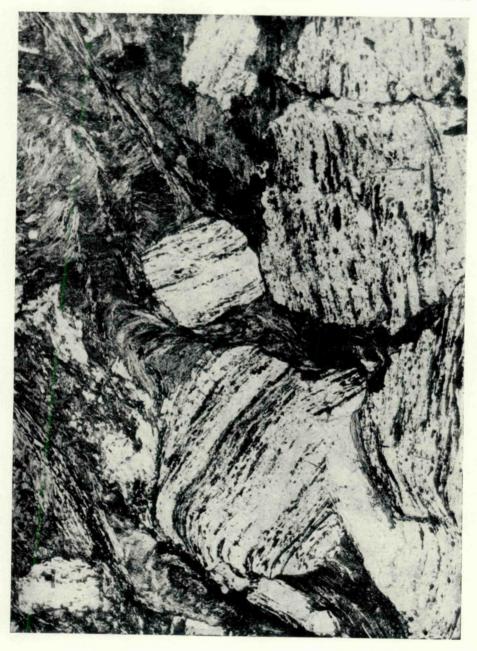


PLANCHE 73

Fig. 1 — Albites rotationelles par rapport aux plis F₂ dans schiste à porphyroblastes d'albite qui alterne avec gneiss alcalin; complexe volcano-siliceux L. N. × 76.
F. 63; 1 km N de Vale de Pradinhos.



MEMÓRIAS DA COMMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

- 1865 GOMES, B. A. Vegetais fosseis: Flora fossil do terreno carbonífero das vizinhanças do Porto, Serra do Bussaco e Moinho d'Ordem, próximo de Alcacer do Sal. 46 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1865 Pereira da Costa, F. A. Da existencia do homem em epochas remotas no valle do Tejo: Notícia sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda. 40 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1866 RIEBINO, C. Estudos geologicos: Descripção do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado. 164 p., 1 carta (Com versão francesa por Dalhunty). Esgotado.
- 1866-67 Pereira da Costa, F. A. Molluscos fosseis: Gastropodes dos depositos terciarios de Portugal. 2 fasc., 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhunty). Esgotado.
- 1867 NERY DELGADO, J. E. Estudos geologicos: Da existencia do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas: Noticia ácerca das grutas de Cesareda. 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhunty). Esgotado.
- 1867 RIBEIRO, C. Estudos geológicos: Memoria sobre o abastecimento de Lisboa com aguas da nascente e agua de rio. 119 p. Esgotado.
- 1868 Pereira da Costa, F. A. Monumentos prehis oriccos: Descripção de alguns dolmens ou antas de Portugal. 97 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

- 1871 RIBEIRO, C. Descripção de alguns silex e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciario e quaternario das bacias do Tejo e Sado. 57 p., 10 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1876 NERY DELGADO, J. F. Terrenos paleozoicos de Portugal: Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alentejo. 35. p., 2 est., 1 carta (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1878 RIBEIRO, C. Estudos prehistoricos em Portugal: Notícia de algumas estações e monumentos prehistoricos.
 1.º vol., 72 p., 21 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1880 Idem Idem, 2.º vol., 86 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1880 CHOFFAT, P. Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal: Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. XII + 72 p.
- 1881 VASCONCELLOS PEREIRA CABRAL, F. A. DE Estudos de depositos superficiais da bacia do Douro, 88 p., 3 est.
- 1881 HEER, O. Contribution à la flore fossile du Portugal. 51 p., 29 est. Esgotado.
- 1885 CHOFFAT, P. Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude: Contrées de Cintra, Bellas et de Lisbonne. 76 p., 3 est. Esgotado.
- 1885 NERY DELGADO, J. F. Terrenos paleozoicos de Portugal: Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal. 111 p., 43 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1886 CHOFFAT, P. Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. 1: Espèces nouvelles ou peu connues. 1ère série, 40 p., 18 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA COMMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

- 1885-88 Choffat, P. Description de la faune jurassique du Portugal: Mollusques lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae. 1ère et 2ème livraison, 76 p., 19 est. Esgotado.
- 1887-88 LORIOL, P. DE Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II: Description des Echinodermes. 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotado.
- 1887-88 NERY DELGADO, J. F. Terrenos paleozoicos de Portugal: Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal. Suplemento — 76 p., 12 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1888—LIMA, W. DE—Flora fossil de Portugal:—Monografia do genero Dicranophyllum (Sistema carbonico). 14 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1889 CHOFFAT, P. Étude géologique du tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne. Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALEERT GIRARD. 106 p., 7 est. Esgotado.
- 1890-91 LORIOL, P. DE Description de la faune jurassique du Portugal; Embranchement des Echinodermes. 179 p., 29 est. Esgotado.
- 1892 NERY LELGADO, J. F. Fauna silurica de Portugal: Descripção de uma forma nova de Trilobite, Lichas (Uralichas) ribeiroi. 31 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

- 1893 CHOFFAT, P. Description de la faune jurassique du Portugal: Classe des Cephalopodes. 1ère série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. 82 p., 20 est. Esgotado.
- 1893 CHOFFAT, P. Description de la faune jurassique du Portugal: Mollusques lamellibranches. Premier ordre. Siphonida. 1ère livraison. 30 est. Esgotado.
- 1894 SAPORTA, M. Flore fossile du Portugal: Nouvelles contributions à flore mésozoïque. Acompagnées d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT. 288 p., 40 est. Esgotado.
- 1896 LORIOL, P. DE Description des Echinodermes tertiaires du Portugal. Acompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER. 50 p., 13 est. Esgotado.
- 1897 NERY DELGADO, J. F. Fauna silúrica de Portugal: Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) ribeiroi 35 p., 4 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

- 1897-98 SAUVAGE, H. E. Vertébrés fossiles du Portugal: Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique. 48 p., 10 est. Esgotado.
- 1898 CHOFFAT, P. Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal: Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 2eme série: Les Ammonées du Bellasien des couches à Néolobites Vibrayeanus, du Turonien et du Sénonien. 46 p., 20 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

1900 — CHOFFAT, P. — Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal: — Deuxième étude: — Le Crétacique supérieur au Nord du Tage. 287 p., 11 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

- 1901-1902 CHOFFAT, P. Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 3ème série: Mollusques du Sénonien à faciés fluvio-marin. 18 p., 2 est.; 4ème série: Espèces diverses et table des quatre séries. 67 p., 16 est. Esgotado.
- 1903 CHOFFAT, P. Contributions à la connaissance geologique des colonies portugaises d'Afrique. I Le Crétacique de Conducia. 31 p., 9 est. Esgotado.
- 1903-1904 DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. Mollusques tertiaires du Portugal: Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes, laissées par F. A. FERREIRA DA COSTA, acompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique. 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.
- 1904-1905 Koby, F. Description de la faune jurassique du Portugal: Polypiers du Jurassique supérieur. Avec notice stratigraphique par P. Choffat. 168 p., 30 est. Esgotado.
- 1905 CHOFFAT, P. Contribution à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II: Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola. 48 p., 4 est. Esgotado.
- 1907 ROMAN, F. & TORRES, A. Le Néogène continental dans la basse valée du Tage (rive droite). Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotado.
- 1908 CHOFFAT, P. Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida. 89 p., 10 est. Esgotado.
- 1908 NERY DELGADO, J. F. Système silurique du Portugal: Etude de stratigraphie paléontologique. 247 p., 8 est., 1 quadro estratigráfico. Esgotado.
- 1909 DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. Mollusques tertiaires du Portugal: Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). 1ère partie, Pelecipoda. Précédé d'une notice géologique. 103 p., 9 est. Esgotado.
- 1910 NERY DELGADO, J. F. Terrains paléozoïques du Portugal: Étude sur les fossiles des schistes à Néréites de San Domingos et des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos. (Obra póstuma). 68 p., 51 est. Esgotado.
- 1911 CHOFFAT, P. & BENSACDE, A. Études sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909. 156 p., 4 est., 2 cartas.
 Escotado.
- 1912 CHOFFAT, P. & BENSACDE, A. Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de abril de 1909. (Versão do original francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DOS SERVICOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

- 1919 Pereira de Sousa, F. L. O terramoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico. Vol. I. Distritos de Faro, Béja e Evora. p. 1 à 278, 7 est. Esgotado.
- 1919 PEREIRA DE SOUSA, F. L. Idem, Vol. II. Distritos de Santarém e Portalegre. p. 279 à 474, 5 est. Esgotado.
- 1928 PEREIRA DE SOUSA, F. L. Idem. Vol. III. Distrito de Lisboa. p. 475 à 950, 5 grav. e 6 est.
- 1932 PEREIRA DE SOUSA, F. L. Idem. Vol. IV. Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Vizeu. p. 951 à 104 (Com uma noticia cronológica sobre o autor).
- 1937-38 FREIRE DE ANDRADE, C. Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica na escala de 1:11 000 000 (Com um sumário em inglês à parte).
- 1945 TEIXEIRA, C. Nymphéacées fossiles du Portugal. 13 p., 4 est.
- 1947 CHOFFAT, P. Description de la faune jurassique du Portugal: Brachiopodes, 46 p., 19 est. (Publicação póstuma). (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA).
- 1948 TEIXEIRA, C. Flora mesozóica portuguesa. I.º parte. 119 p., 45 est.
- 1949 RIBEIRO, C. Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbra. 3 p., 13 est. Publicação póstuma. (Coordenação e texto de G. ZBYSZEWSKI). Esgotado.
- 1949 ZBYSZEWSKI, G. Les vértébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne. 77 p., 22 est.
- 1949 MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. A jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condeixa). 65 p., 16 est.
- 1950 Teixeira, C. Flora mesozóica portuguesa. II.º parte. 33 p., 13 est.
- 1951 CHOFFAT, P. Planches et coupes géologiques de la région éruptive au Nord du Tage. 3 p., 23 est., 1 carte. (Publicação póstuma). (Coordenada e apresentada por A. DE CASTELLO BRANCO).
- 1952 Pereira de Sousa, F. L. Esboço geológico da parte ocidental de Angola. (Publicação pôstuma). (Texto explicativo por M. Montenegro de Andrade). 12 p., 8 est., 2 cartas.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova Série)

- 1953 BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSZEWSKI, G. & CROUZEL, F. Les Mastodontes miocènes du Portugal. 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1).
- 1957 LAPPARENT, A. F. DE & ZBYSZEWSKI, G. Les Dinosauriens du Portugal. 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2).

- 1959 ZEYSZWESKI, G. Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. 184 p., 11 est., 1 carta geológ. (Mem. n.* 3).
- 1959 CASTELLO BRANCO, A. DE, ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. DA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos. 104 p., 5 quadros, 2 cartas geológ. (Mem. n.º 4). Contém. em carteira, Noticia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1.25 000 por G. ZDYSZEWSKI. E. MONTENCE DE ACCUSACIONE.
- 1:25 000 por G. ZBYSZEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. DA VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO. 1959 — REAL, F. — Intrusões Kimberliticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola. 118 p. II fig., 35 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5).
- 1960 SUNAGAWA, I. Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal. 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6).
- 1961 RUGET-PERROT, CH. Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage. 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7).
- 1961 LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. DA Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme. 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8).
- 1962 CUNHA, J. CORREIA DA, MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSZEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. DA, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième partie). 54 p., 11 fig., 13 est. (Mem. n.º 9).
- 1962 ASSUNÇÃO, C. F. TORRE DE Rochas graniticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento. 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10).
- 1965 CARVALHOSA, A. BARROS E Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11).
- 1966 FERREIRA, O. DA VEIGA La culture du vase campaniforme au Portugal. 123 p., 16 fig., 24 est. (Mem. n.º 12).
- 1967 ANTUNES, M. TELLES Um Mesosuquiano do Liásico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos Crocodilos. 66 p., 10 fig., 6 est. (Mem. n.º 13).
- 1968 KÜHNE, WALTER G. & KREBS, BERNARD Contribuição para a Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal). I Parte. 53 p., 25 fig. (Mem. n.º 14).
- 1968 CARVALHO, A. M. GALOFIM DE Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo. 217 p., 26 fig., 1 carta, 20 est. (Mem. n.º 15).
- 1969 LEISNER, V., ZYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. Les monuments préhistoriques de Praia das Maçãs et de Casainhos. 11 p., 36 est. (Mem. n.º 16).
- 1971 HAHN, GERHARD & HELMDACH, FRIEDRICH-FRANZ Contribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeri-dgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal). II Parte. 88 p., 43 fig., 4 est., 4 tab. (Mem. n.º 17).
- 1971 GONÇALVES, F. Subsidios para o conhecimento geológico do nordeste alentejano. 62 p., 4 fig., 2 estend.

 1 mapa em carteira, 7 est. (Mem. n.º 18).
- 1971 RAMALHO, MIGUEL M. Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). 218 p., 11 fig., 7 estend., 39 est. (Mem. n.º 19).
- 1972 ANTHONIOZ, P. M. Les complexes polymétamorphiques precambriens de Morais et Bragança (N-E du Portugal); étude pétrographique et structurale. 192 p., 57 fig., 8 estend., 12 est. (Mem. n.º 20).
- 1972 REY, J. Recherches geologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). 477 p., 162 fig. sendo 3 estend., 22 est. (Mem. n.º 21).
- 1973 SEIFERT, J., THULBORN, A. R. & BRAM, H. Contribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal). III Parte. 141 p., 96 fig., 4 est. (Mem. n. 22).
- 1973 BERTHOU, P. Y. Le Cénomanien de l'Estrémadure portugaise. 169 p., 13 fig., 2 ext., 67 est. (Mem. n.º 23).
- 1974 RIBEIRO, A. Contribution à l'étude tectonique de Trâs-os-Montes oriental. 177 p., 63 fig., 5 tabl., 73 est., 8 mapas em carteira (Mem. n.º 24).

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL MEMÓRIA N.º 24 (NOVA SERIE)

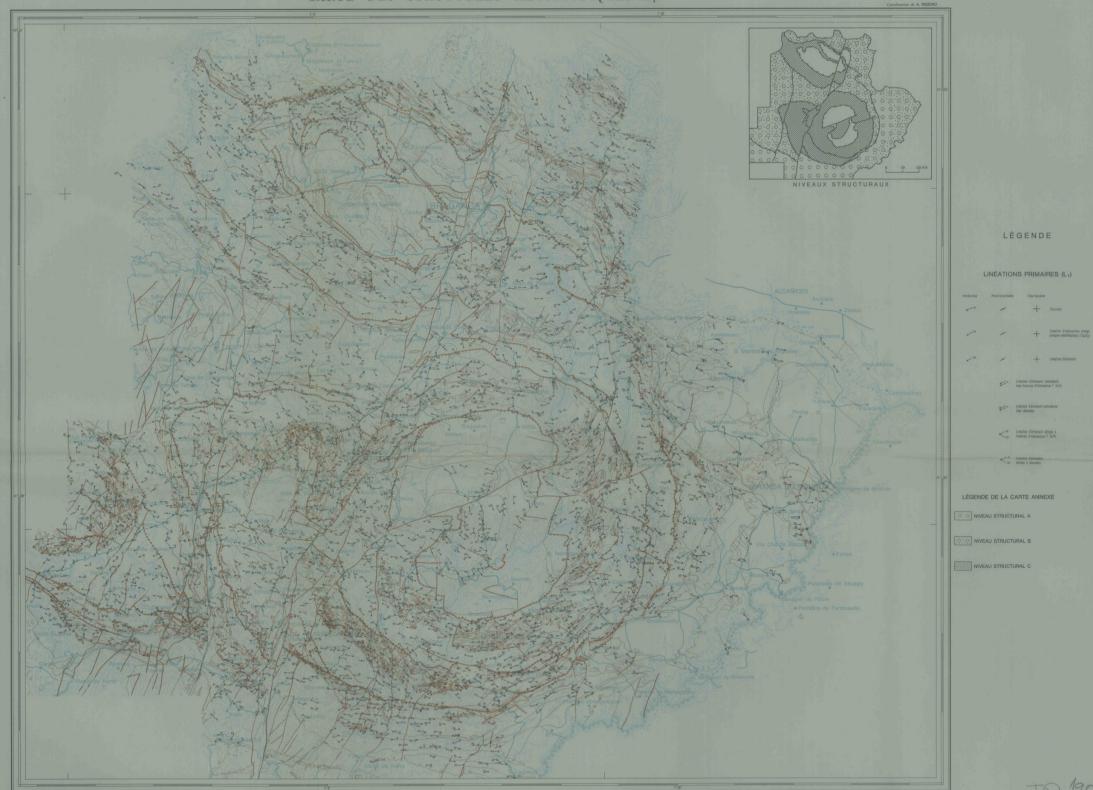
ERRATA

CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE

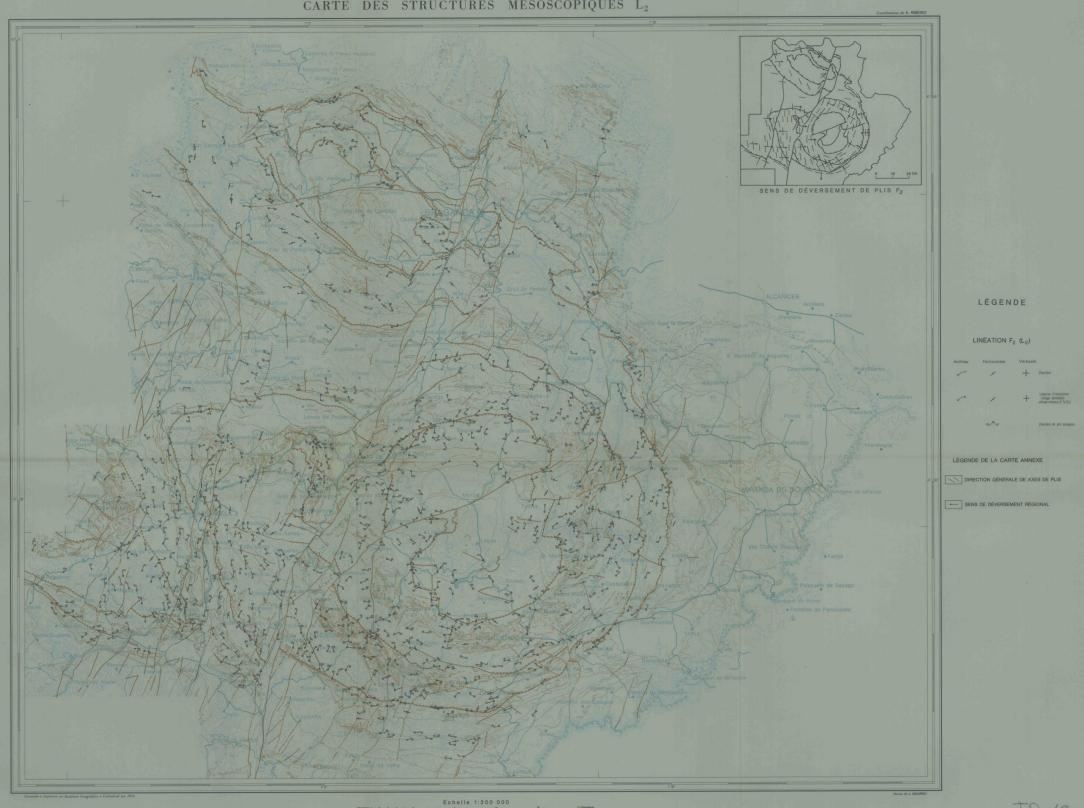
Dans la Légende il manque, dans la colonne du Domaine du Douro inférieur, entre la Formation quartzitique et le Complexe Volcano-sédimentaire, la figuration de la Formation infraquartzitique, avec la même couleur que le complexe de schistes, grauwackes et grés du Sous-domaine Péritransmontain et le complexe phyllado-quartzeux du Sous-domaine Centrotransmontain.

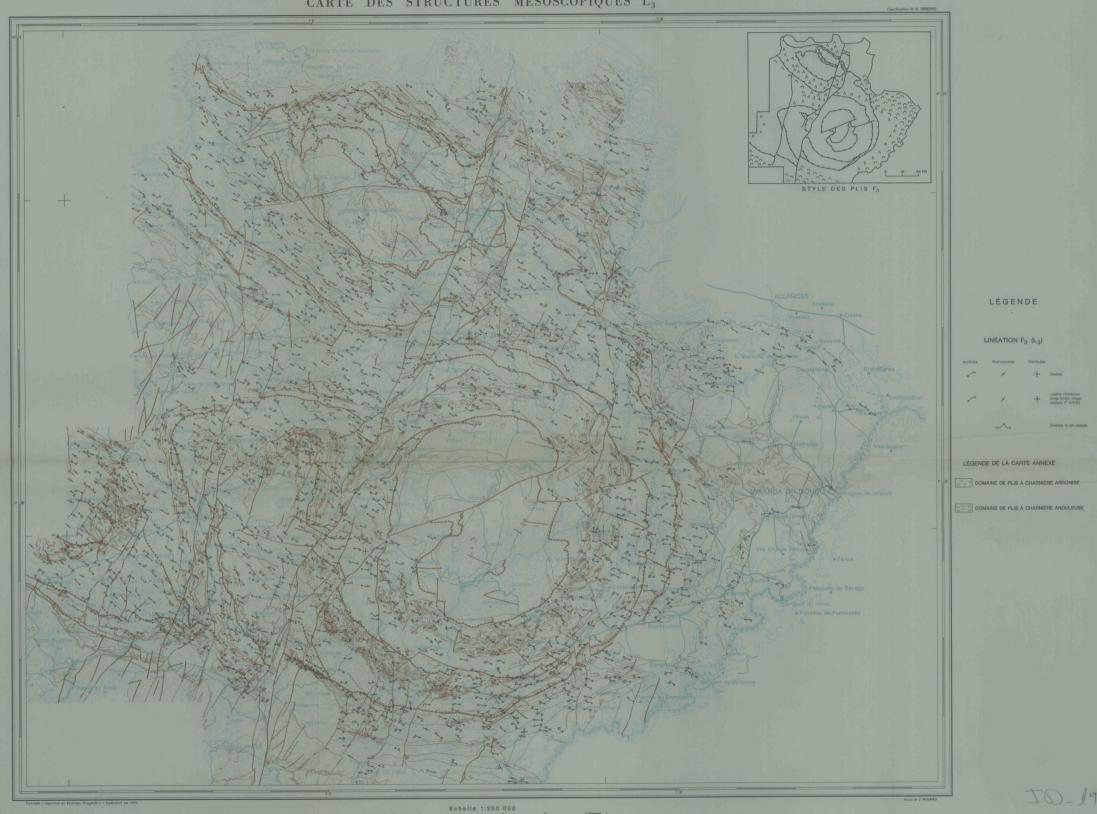
CARTE DES STRUCTURES MÉSOSCOPIQUES L,

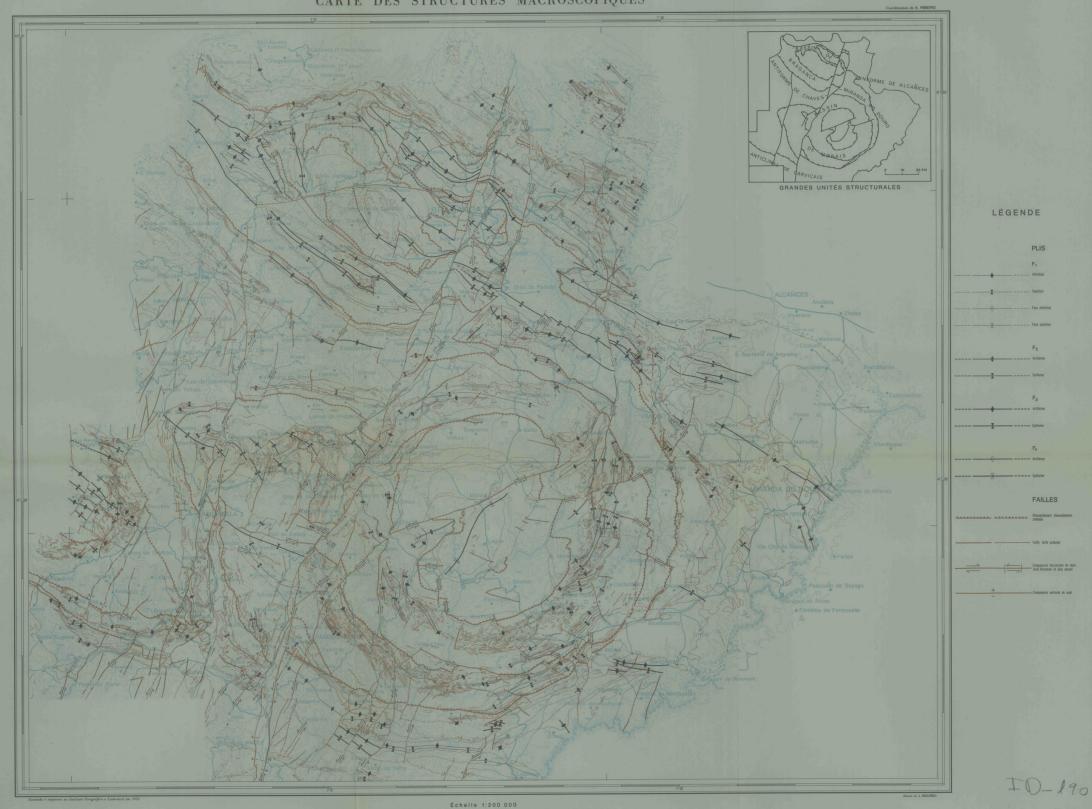
Dans la Légende de la Carte annexe il faut permuter les symboles de Domaine de plis à charnière arrondie avec Domaine de plis à charnière anguleuse.

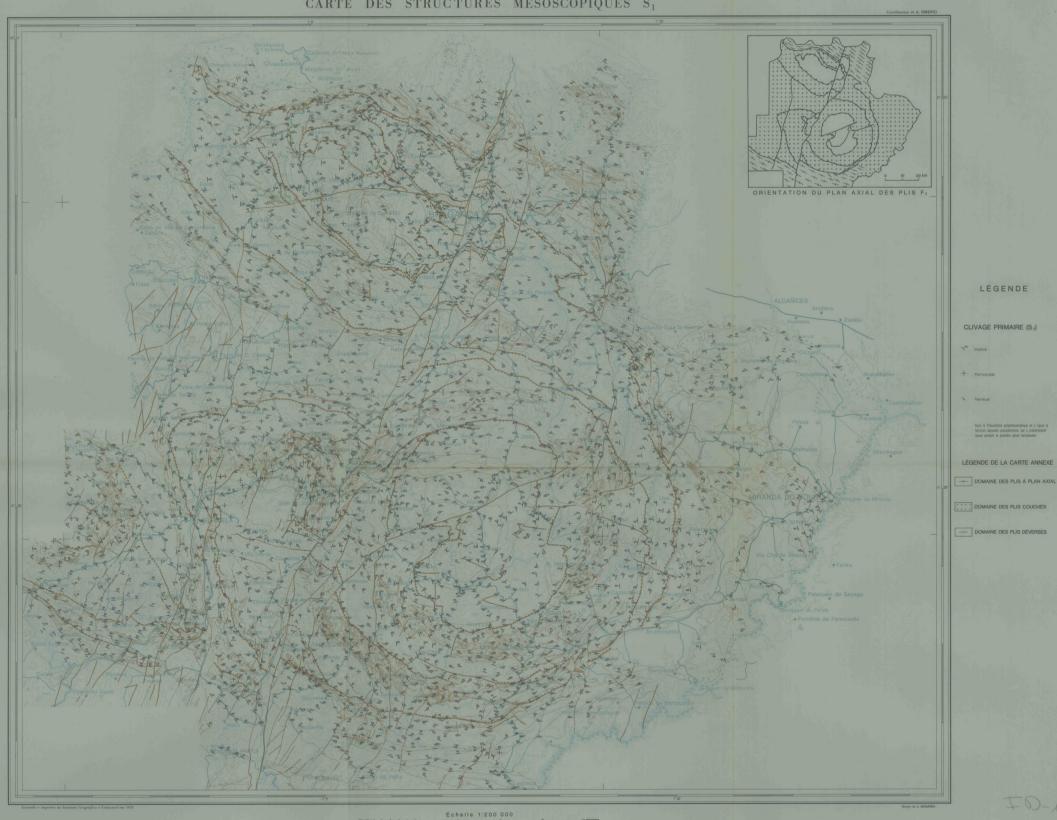


Échelle 1:200 000

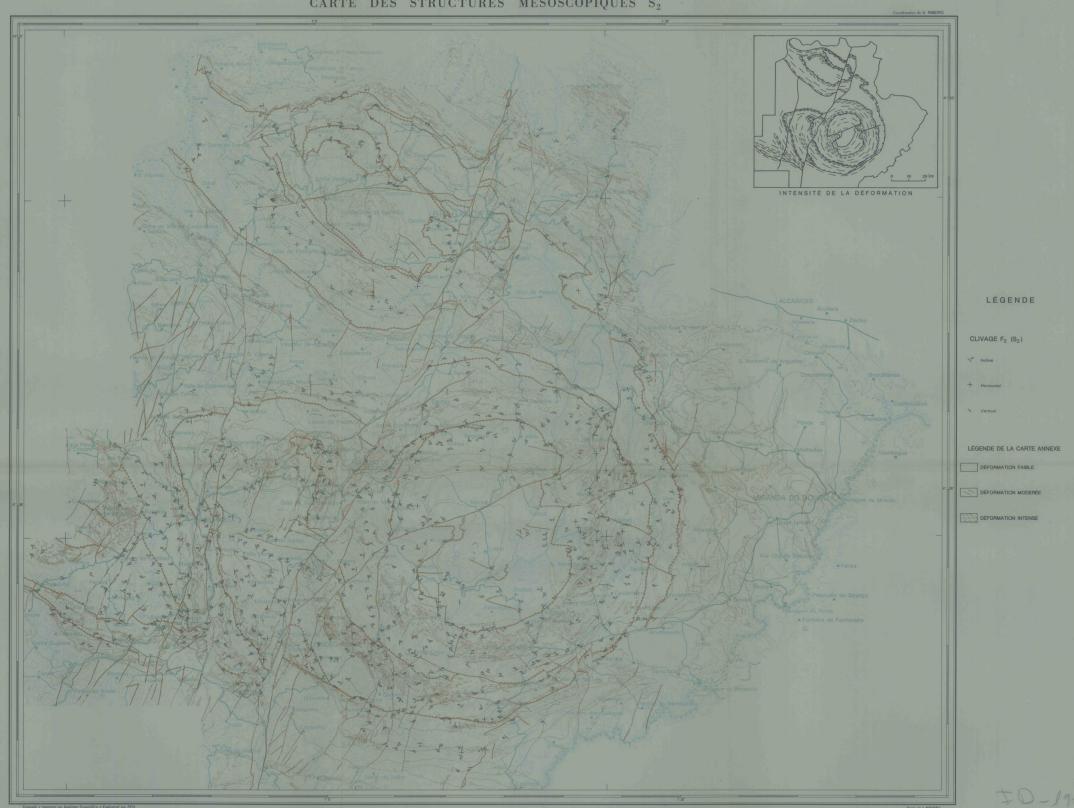




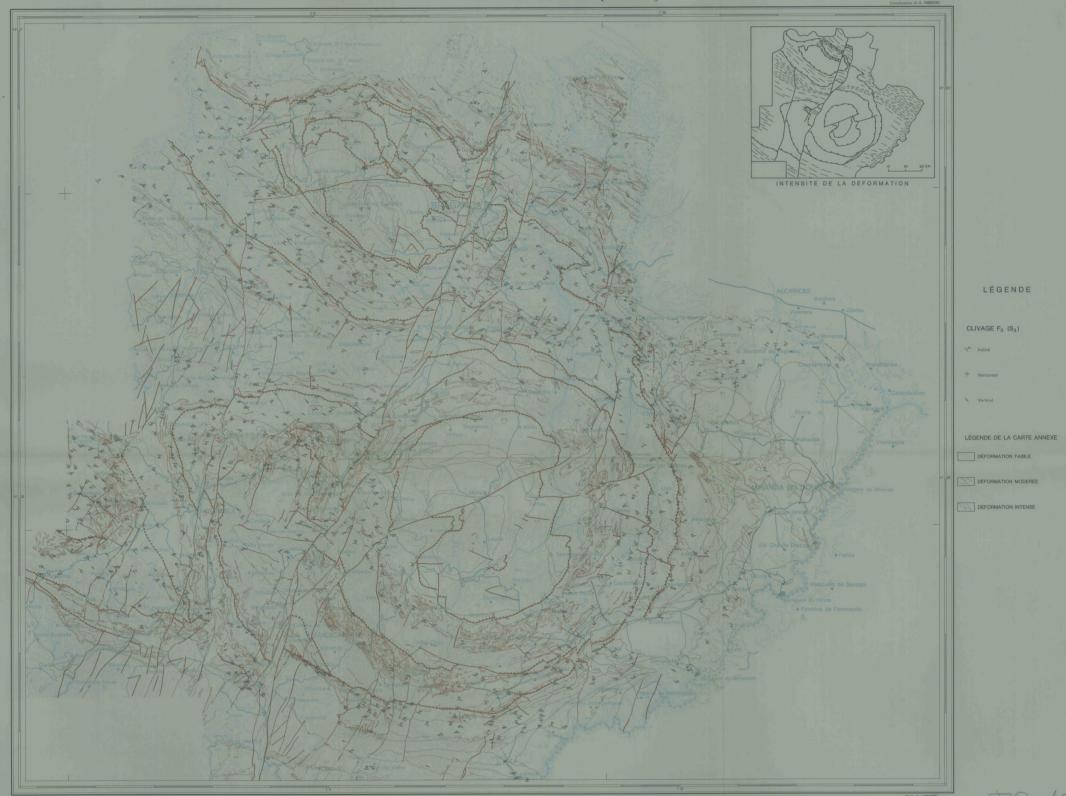




-- DOMAINE DES PLIS À PLAN AXIAL SUBVERTICAL



Échelle 1:200 000



Échelle 1:200 000

TO-190

-10

