

Évolution tectonique, métamorphique et plutonique d'un secteur de la chaîne hercynienne ibérique (Ponte de Lima, Nord du Portugal)

par GRACIETTE DIAS * et ANNE-MARIE BOULLIER **

000609

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

Résumé. — Une chronologie des événements tectoniques, métamorphiques et plutoniques affectant un secteur de la zone Centro-Ibérique Hercynienne est présentée. La déformation régionale se caractérise par la succession de deux phases au moins : une première phase tangentielle et une seconde phase de serrage suivie d'un décrochement à composante cisailante senestre. Les massifs granitiques de Sto Ovidio et Nora se mettent en place entre ces deux phases. Les caractéristiques géométriques et structurales du massif granitique de Arga et de son encaissant s'expliquent par l'interférence entre une mise en place de type diapirique et la dernière phase de déformation. L'anomalie thermique associée à ce plutonisme est à l'origine de réajustement métamorphique, dont le pic est atteint légèrement après la deuxième phase de déformation dans le domaine de stabilité de la cordiérite.

Tectonic, metamorphic and plutonic evolution of a part of the iberic hercynian orogen (Ponte de Lima, North Portugal)

Abstract. — This paper presents a chronology of tectonic, metamorphic and magmatic events in the Ponte de Lima area, part of Hercynian Central Iberian zone. Two penetrative deformation phases have been recognized, a first tangential phase followed by a second compressive then transcurent shear phase. Sto Ovidio and Nora massifs have been emplaced between these two phases. For Arga massif, strain pattern results from interference between diapiric emplacement and the second deformation phase. The peak of the regional metamorphism is reached just after the compressive-transcurent shear phase, in cordierite stability domain.

I. — INTRODUCTION.

Le secteur étudié se situe dans la région de Ponte de Lima (Province du Minho, Nord du Portugal). Il appartient à la zone Centro-Ibérique de la chaîne hercynienne [Julivert *et al.*, 1974] (fig. 1) et est situé à l'Ouest de la structure axiale qui prolonge le « Fossé Blastomylonitique » de Galice occidentale [Ribeiro *et al.*, 1979].

Dans ce secteur (fig. 2), les formations métasédimentaires, d'âge silurien, sont constituées essentiellement de mica-schistes et métagrauwackes. Il faut signaler aussi la présence d'intercalations de métaquartzites, schistes graphiteux, quartzites graphiteux, métavolcanites acides et des niveaux de roches calcosilicatées. Ces formations sont recoupées par les granites hercyniens de Sto Ovidio, Nora et Arga et par des filons d'aplites, de pegmatites et de quartz, minéralisés ou non. Les granites des trois massifs sont peralumineux, à deux micas, à tendance porphyroïde et à grain grossier ou à grain moyen à fin [Dias, sous presse]. Au cœur des massifs de Sto Ovidio et Nora affleure une association de filons granitiques et de schistes métamorphiques et déformés, d'âge silurien probable, dont les contacts sont généralement concordants. Elle sera appelée « zone d'association » (fig. 2) dans la suite de ce travail. Ces massifs granitiques sont considérés d'âge post-stéphanien [Cotelo Neiva, 1954 ; Teixeira, 1972]. Selon ce dernier

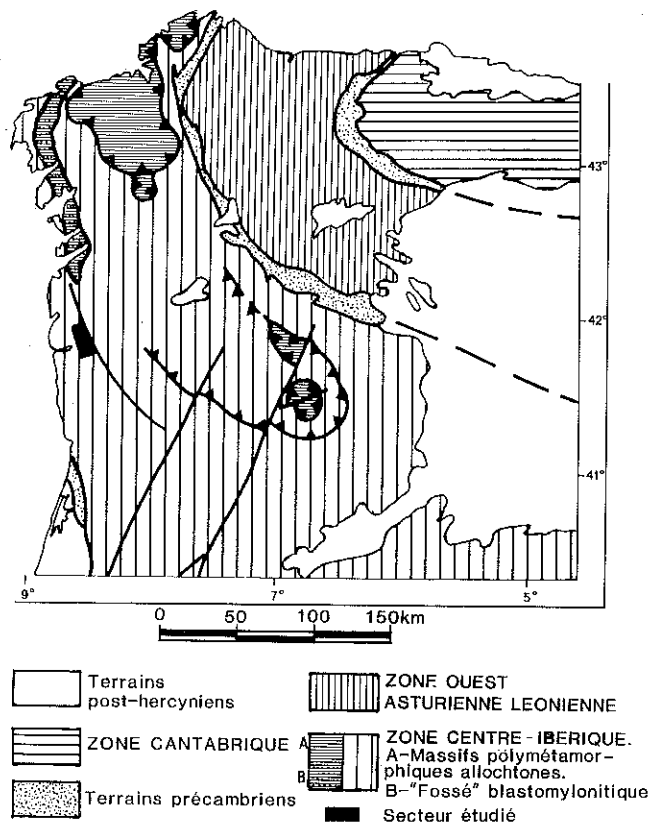


FIG. 1. — Les grandes unités tectoniques du NW de la Péninsule Ibérique [d'après Julivert *et al.*, 1974] et situation du secteur étudié.

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

* Universidade do Minho, Largo do Paço, 4700 Braga, Portugal. Boursière de Inst. Nac. de Invest. Cient. (INIC, Portugal).

** Centre de rech. pétrog. et géoch., BP 20, F 54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex.

Note déposée le 6 janvier 1984 ; présentée à la séance du 23 janvier 1984 ; manuscrit définitif reçu le 9 novembre 1984.

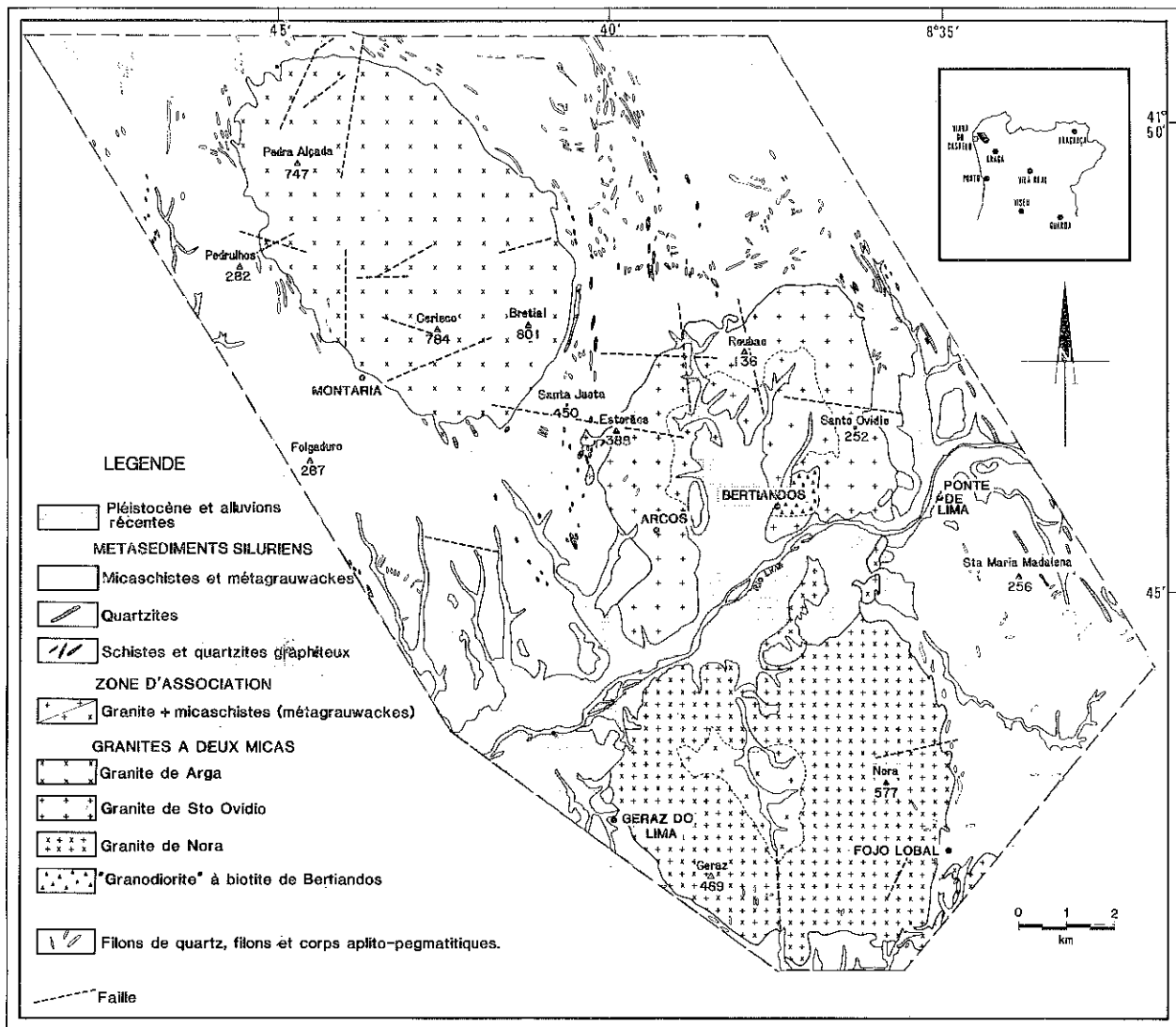


FIG. 2. — Carte géologique simplifiée de la région de Ponte de Lima, d'après la carte géologique du Portugal à l'échelle 1/50.000 — feuilles 1 C [Teixeira et Torre De Assunção, 1961] et 5 A [Teixeira et al., 1972] modifiées selon les travaux en cours (G.D.).

FIG. 2. — Schematic geological map of the Ponte de Lima area, after the geological map 1 C and 5 A of Portugal, 1/50.000 [Teixeira and Torre De Assunção, 1961 ; Teixeira et al., 1972] and personal (G.D.) field work.

auteur ils appartiennent au groupe des « Younger granites », post-tectoniques. L'âge de 316 ± 4 Ma donné par Barr et Areias [1980] doit être pris avec réserve parce que l'isochrone Rb/Sr (roche totale) est définie en associant des échantillons de quatre massifs séparés, ayant des relations différentes vis-à-vis de la déformation régionale (syn-tectoniques et post-tectoniques).

Ce travail a comme objectifs de présenter l'histoire de la déformation et des phénomènes métamorphiques, permettant le calage de la mise en place des différents granites par rapport aux phases de déformation et, en dernier temps, de reconstituer la chronologie relative des événements dans le domaine étudié.

Bull. Soc. géol. Fr., 1985, n° 3

II. — DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME.

1. — La déformation des métasédiments.

Les structures de la région montrent l'existence d'au moins deux phases de déformation. Nous appellerons ces phases F — par analogie avec la nomenclature utilisée par Ribeiro [1974] — avec un indice n et n + 1. Cette imprécision est volontaire car nous ne pouvons pas affirmer sans ambiguïté que la surface S_n engendrée par la déformation F_n est une première surface métamorphique ou non. Ce point sera discuté ultérieurement ainsi que la correspondance éventuelle entre ces deux phases F_n et F_{n+1} (schématisées sur la figure 3) avec les phases F1, F2 et F3 des différents auteurs.

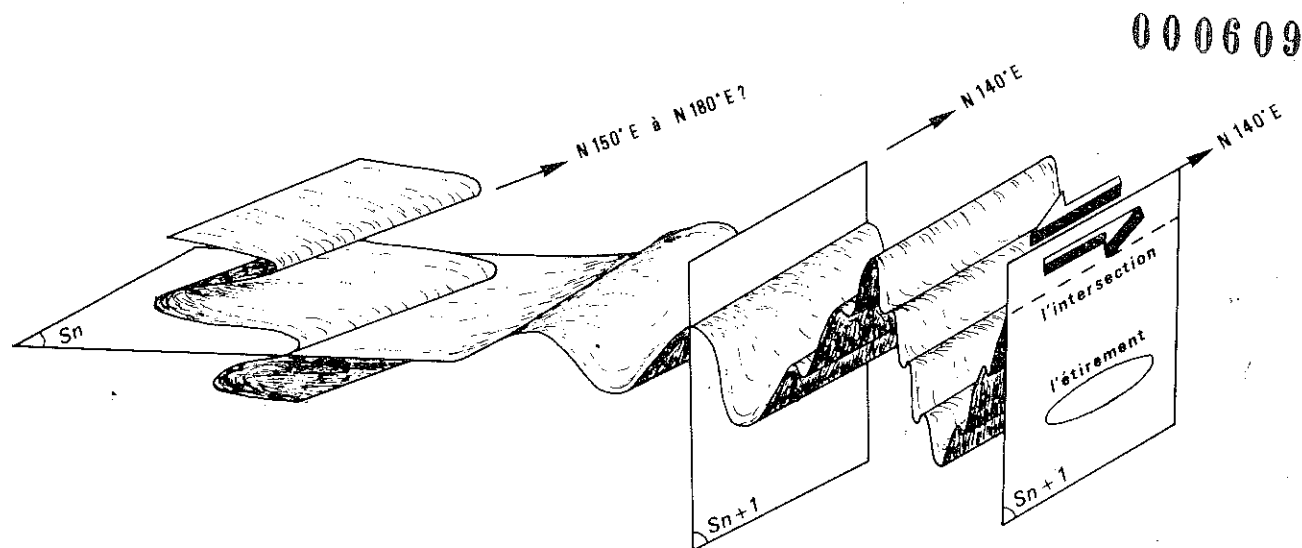


FIG. 3. — Bloc diagramme caractérisant les structures développées pendant les épisodes de déformation qui affectent la région de Ponte de Lima (Nord du Portugal).

FIG. 3. — Block diagram showing the structures developed during deformation phases in the Ponte de Lima area (North of Portugal).

a) La phase F_n .

La phase de déformation F_n se traduit par la formation de plis couchés décimétriques et développe une schistosité de plan axial (S_n) subhorizontale. Le plissement est serré et subisoclinal. Les linéations d'intersection de la surface plissée ($S_n - 1$) et de la surface S_n sont dispersées dans la schistosité S_n . On voit rarement d'allongement lié à la déformation F_n , ni de déversement net des plis. En absence de marqueurs tels que des galets ou des taches de réduction, qui permettraient de préciser les rapports X/Y et Y/Z de l'ellipsoïde des déformations, on ne peut que supposer que F_n correspond davantage à un aplatissement. De fines lamelles de biotite alignées soulignent le clivage S_n , et la roche présente un rubanement avec alternance, parfois très fine, de lits biotitiques et de lits quartzeux. Dans ces derniers on distingue macroscopiquement et microscopiquement la surface $S_n - 1$, plissée et soulignée par des minces lits biotitiques (photo 1), dans lesquels les paillettes restent parallèles à la schistosité S_n . Généralement, cette surface est complètement transposée par S_n .

b) La phase $F_n + 1$.

La phase de déformation suivante, $F_n + 1$, est responsable des grandes structures cartographiques. Elle se traduit par la formation de plis d'amplitude kilométrique à plan axial subvertical de direction générale N 140 E. Les massifs granitiques occupent les cœurs des antiformes de cette phase. Les plis associés sont généralement symétriques ou légèrement déversés avec des axes subhorizontaux à pendage faible (moins de 25°) plutôt vers le Sud.

Dans les métasédiments plus quartzitiques (plus compétents) et dans les domaines où la déformation est peu

intense, il y a simplement crénulation de la surface S_n ou faible plissement (plis macroscopiques ouverts). $S_n + 1$ n'est alors pas matérialisée ou faiblement marquée par une recristallisation de la biotite parallèlement au plan axial des plis (photo 2).

Dans les domaines plus pélitiques et dans ceux où la déformation $F_n + 1$ est plus intense, une schistosité de plan axial $S_n + 1$ se développe, retransposant les surfaces antérieures. Elle est soulignée par des lamelles alignées de biotite et de muscovite. Comme structures linéaires de cette phase, il faut citer la linéation de crénulation et la linéation d'intersection de S_n et $S_n + 1$, subhorizontales ou à faible pendage parallèlement aux axes des plis. Parfois on observe sur $S_n + 1$ une linéation d'alignement marquée par l'orientation des prismes d'andalousite et/ou des micas, linéation généralement subhorizontale. Dans les domaines où la déformation est plus intense, une linéation d'étirement, subhorizontale, se développe ; elle est nettement marquée dans les filons déformés et dans le secteur SW, déformé, du granite de Nora. Dans ce secteur, la géométrie des structures présentées par les « clastes » feldspathiques indique un cisaillement senestre (cf. § suivant).

En résumé, la déformation dans le secteur étudié est caractérisée par deux épisodes : un épisode précoce à composante tangentielle et un second épisode de serrage puis de décrochement à composante cisailante senestre subhorizontale (fig. 3).

c) Les trajectoires des schistosités.

Les trajectoires des schistosités sont représentées sur la carte de la figure 4, dressée à la suite des observations des affleurements et des photos aériennes.

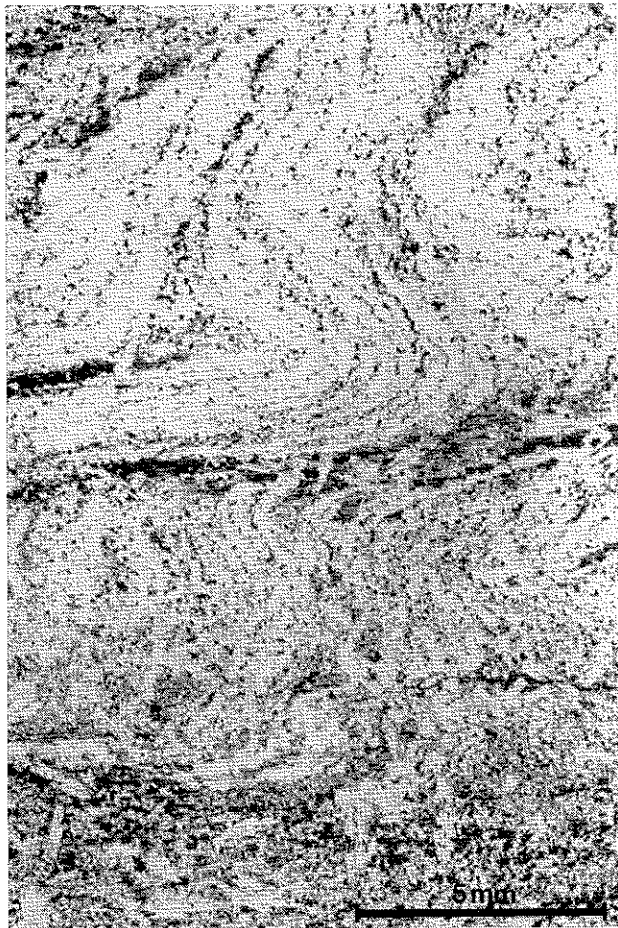


PHOTO 1. — Plis Pn et schistosité Sn subhorizontale dans les schistes de la zone d'association de Sto Ovidio. Photographie de lame mince en lumière naturelle.

PHOTO 1. — *Microphotograph of Pn folds and Sn subhorizontal schistosity in the schists of the Sto Ovidio association zone. Plane light.*

• La schistosité Sn, subhorizontale, n'est bien mise en évidence que dans les zones d'association où les schistes ne sont pas ou peu affectés par la phase de déformation Fn + 1.

Il faut encore signaler que, dans des domaines restreints à proximité des contacts oriental et occidental du massif de Sto Ovidio et surtout au Nord, la déformation Fn + 1 est faible. La surface Sn est crénelée ou affectée par de larges plis ouverts, sans développement d'une schistosité Sn + 1.

Dans les autres domaines de la région étudiée, la déformation Fn + 1 est plus intense et alors la surface Sn n'est observée que dans les métasédiments plus quartzitiques ou soulignée par des « filonets » de quartz plissés et boudinés dans les zones de forte transposition de Sn en Sn + 1.

• La schistosité Sn + 1 présente une tendance régionale NW-SE, très nette à l'Est et à l'Ouest du secteur étudié ; des perturbations de direction apparaissent, d'une part autour des granites (où la schistosité Sn + 1 tend à se



PHOTO 2. — Sn plissée et développement d'une schistosité de plan Sn + 1, subverticale, dans un métagrauwacke. Photographie de lame mince en lumière naturelle.

PHOTO 2. — *Microphotograph of folded Sn schistosity and development of an axial planar vertical Sn + 1 schistosity in a metagraywacke. Plane light.*

paralléliser avec les contacts) et d'autre part entre ces massifs granitiques (fig. 4).

2. — Évolution métamorphique.

Dans ce paragraphe, l'évolution métamorphique des micaschistes du secteur de Ponte de Lima est présentée, en utilisant comme repères les structures liées aux phases de déformation décrites dans le paragraphe précédent.

La schistosité Sn est soulignée par des lamelles de biotite, parfois de muscovite. Des blastes de biotite, souvent poecilites, se développent statiquement sur la schistosité Sn (fig. 5.1 et 5.2). Donc l'association quartz + biotite ± muscovite est stable pendant Fn.

Durant la phase de déformation Fn + 1, la biotite et surtout la muscovite recristallisent parallèlement au plan axial des plis Pn + 1. D'autre part, dès les premières manifestations de cette phase, l'andalousite apparaît aux dépens des blastes de biotite ; elle forme des porphyroblastes synchroniques de la phase Fn + 1, riches en inclusions,

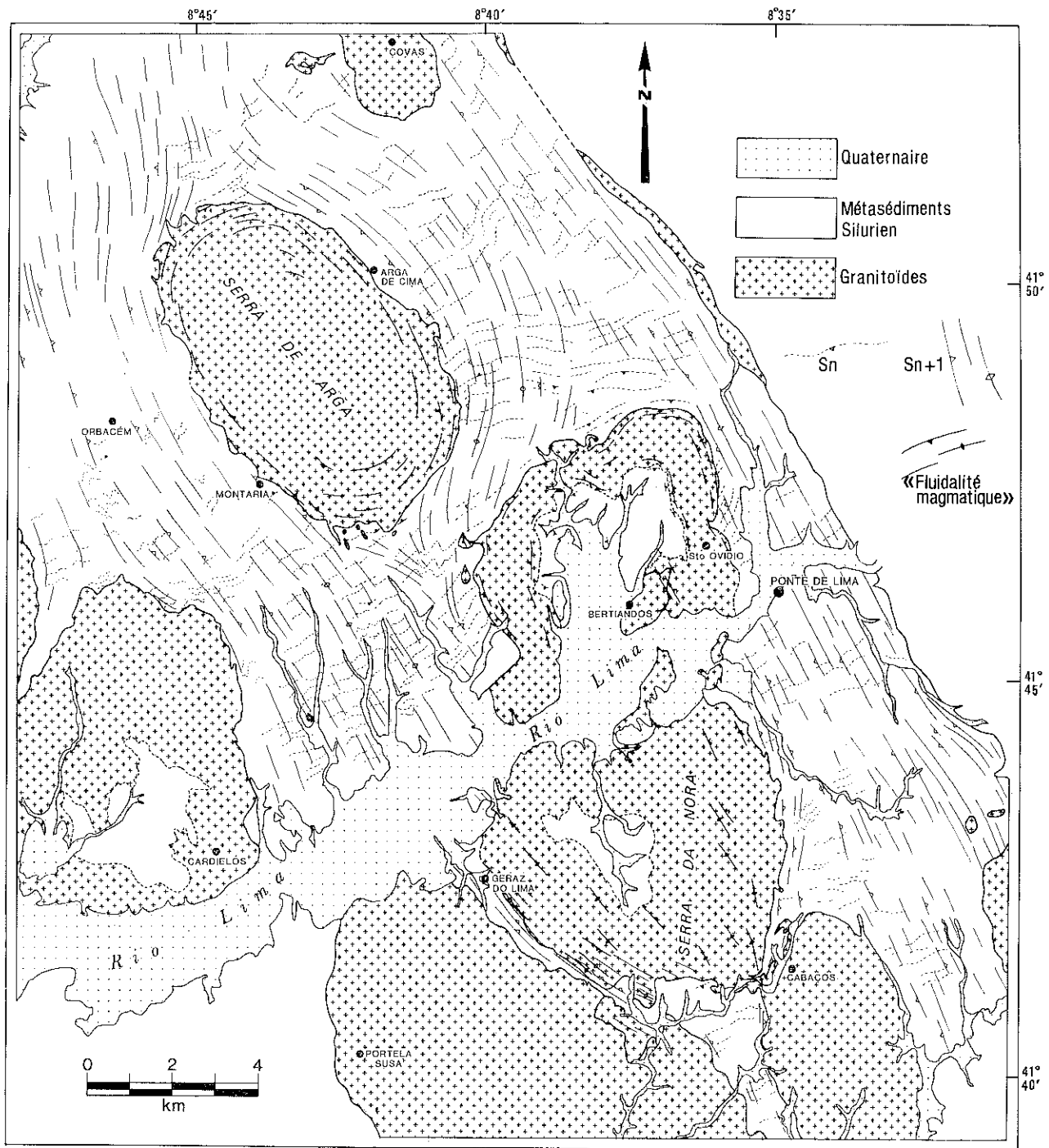


FIG. 4. — Carte des schistosités et des foliations affectant les massifs granitiques et leur encaissant dans la région de Ponte de Lima (d'après photographies aériennes et données de terrain).

FIG. 4. — Map showing the schistosity and the foliations in the granites and their surrounding rocks in the Ponte de Lima area (after observations of aerial photographs and field data).

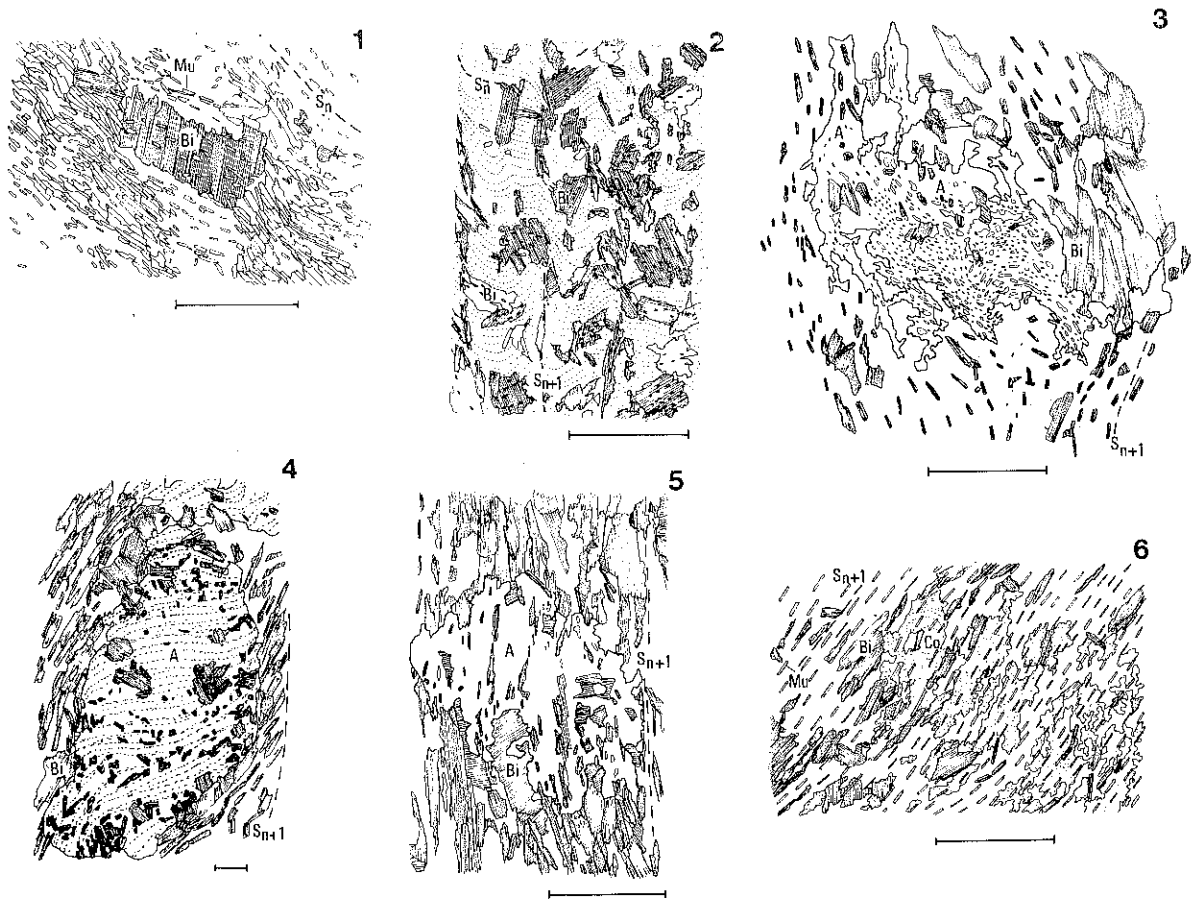


FIG. 5. — Évolution métamorphique dans la région de Ponte de Lima. Dessins d'après lames minces.

Échelles graphiques : 1 mm ; minéraux : Bi : biotite ; Mu : muscovite ; A : andalousite ; Co : cordiérite.

1 et 2 : blastés poeciloblastiques de biotite post-Fn ; 3 : porphyroblaste d'andalousite poeciloblastique syn-Fn + 1 (avec Sn crénelée) à post-Fn + 1 ; 4 : porphyroblaste d'andalousite hélicitique syn-Fn + 1 ; 5 : blaste d'andalousite statique sur Sn + 1 (post-Fn + 1) ; 6 : cordiérite amiboïde post-Fn + 1, remplaçant la biotite et la muscovite.

FIG. 5. — *Metamorphic evolution of the Ponte de Lima area. Drawings after thin sections.*

Scale bars : 1 mm ; Minerals : Bi-biotite ; Mu-muscovite ; A-andalusite ; Co-cordierite. 1 and 2 : post -Fn poeciloblastic biotite ; 3 : syn-to post-Fn + 1 poeciloblastic porphyroblast of andalusite with internal crenulated Sn ; 4 : syn-Fn + 1 helicitic porphyroblast of andalusite ; 5 : static growing of andalusite on Sn + 1 (post Sn + 1) ; 6 : post Fn + 1 amiboïd cordierite, replacing biotite and muscovite.

fossilisant la schistosité interne Sn hélicitique ou crénelée (fig. 5.3 et 5.4). Lorsque les blastés de biotite post-tectoniques de Fn ne sont pas remplacés par l'andalousite, ils sont déformés par la phase Fn + 1 : pliages, formes en amandes sigmoïdes ou à clivages obliques sur Sn + 1. Ainsi, l'association biotite + muscovite + andalousite est parfaitement stable pendant la phase de déformation Fn + 1.

Mais la blastèse de l'andalousite se poursuit légèrement après Fn + 1, parfois remplacée par la sillimanite. L'andalousite poeciloblastique est alors statique sur Sn + 1, avec des inclusions linéaires de biotite + muscovite + quartz (fig. 5.3 et 5.5). L'évolution métamorphique se termine par la blastèse de cordiérite tardive, amiboïde, qui recoupe la surface Sn + 1 et qui remplace la biotite, la muscovite, l'andalousite et la sillimanite (fig. 5.6). Ainsi le troisième épisode métamorphique immédiatement postérieur à la phase de déformation Fn + 1 correspond au domaine de stabilité de la cordiérite.

III. — STRUCTURES DES MASSIFS GRANITIQUES.

1. — *Le massif de Sto Ovidio* est caractérisé par un granite à deux micas, à grain moyen à fin et tendance porphyroïde. Il présente une forme arrondie avec, au cœur, une zone d'association granite-schistes.

La structure planaire est soulignée par l'orientation : des mégacristsaux de feldspath potassique, de la biotite, des enclaves (surtout enclaves surmicacées et enclaves métasédimentaires présentant une schistosité identique à Sn) et des schlierens biotitiques. Ceux-ci sont généralement parallèles à la structure planaire définie par les autres éléments.

La structure planaire est plus marquée en bordure du massif et dans la zone d'association. En bordure, la tendance porphyroïde est plus nette ; elle est accompagnée d'une diminution de la granulométrie de la matrice et d'une forte concentration d'enclaves. Il faut noter que l'orientation

de la biotite n'est observée que dans ces zones de bordure. A l'intérieur du massif les enclaves sont plus petites et plus dispersées, la roche présente une foliation plus faible, sans orientation de la biotite.

Dans le granite, les mégacristsaux dessinent très localement des structures sinueuses et contournées qui suggèrent des écoulements tourbillonnaires.

Les structures planaires internes se disposent parallèlement aux contacts (fig. 4). En bordure orientale, elles sont subverticales à fort pendage vers l'Ouest passant rapidement à des pendages plus faibles ($\approx 60^\circ$) vers l'Est. Les fluidalités planaires de la branche ouest du massif se caractérisent par des pendages faibles vers l'Ouest.

Une structure linéaire soulignée par l'alignement préférentiel de l'axe majeur des enclaves aplaties a pu être observée en bordure du massif dans des affleurements bien exposés. En bordure orientale, la linéation est généralement dans la ligne de plus grande pente de la structure planaire, tandis que au Nord et Nord-Est du massif, elle est plutôt subhorizontale, parallèle au contact.

L'analyse microscopique ne montre pas de recristallisation très importante des grains. Les plagioclases sont légèrement déformés et fracturés et les micas sont tordus. Le quartz est caractérisé par une extinction irrégulière et des joints de grains légèrement dentelés, traduisant une certaine migration des limites des grains.

L'attitude subverticale de la linéation au contact est du granite et subhorizontale aux contacts nord et nord-est d'une part, et la disposition cartographique de la foliation d'autre part, suggèrent pour le massif de Sto Ovidio une architecture en lame enracinée à l'Est et déversée vers l'Ouest, lame concordante avec la schistosité Sn et dont la zone d'association représenterait le plancher (fig. 6 A).

Cependant, le granite de Sto Ovidio est localement et cartographiquement sécant sur Sn (fig. 4). La schistosité Sn + 1 ne pénètre pas dans le granite de Sto Ovidio et tend à se mouler sur lui. Ce granite a donc constitué un noyau dur, entraînant une modification de la trajectoire de Sn + 1.

2. — *Le massif de Nora* est constitué par un granite à deux micas, à grain moyen à fin et à tendance porphyroïde. Il a une forme arrondie avec, au cœur, une zone d'association affleurant très peu et moins développée que pour le massif de Sto Ovidio. Le massif de Nora présente une structure planaire marquée par l'orientation des mégacristsaux de feldspath potassique et de plagioclase (albite-oligoclase), des enclaves et des schlierens biotitiques. En bordure, cette structure est plus évidente et également soulignée par l'orientation des lamelles de biotite ; le grain y est fin, la tendance porphyroïde plus forte et on observe une plus grande concentration d'enclaves métasédimentaires et surmicacées. Ces structures sont parallèles aux contacts, généralement subverticales ou à fort pendage vers l'extérieur du massif (fig. 4).

Dans le secteur sud-ouest du massif, sur une bande de 1,5 km environ de largeur et de direction N 130 E, au contact avec l'encaissant, le granite est très déformé. Une schistosité N 110 E à N 140 E, subverticale à fort pendage vers le Nord-Est, se superpose à la foliation primaire (N 130

E à N 160 E subverticale et parallèle aux contacts). Cette schistosité est parallèle à la schistosité Sn + 1 des schistes encaissants et porte une linéation d'étirement subhorizontale à faible pendage vers le Sud (10° à 20°). Les « clastes » feldspathiques, enveloppés par la surface secondaire, sont déformés en sigmoïdes et indiquent un cisaillement senestre, confirmé par la géométrie des structures C et S identiques à celles décrites par Berthé *et al.* [1979]. Les caractères géométriques de la déformation du granite de Nora dans ce secteur sud-ouest et leur identité avec les structures observées dans les schistes (linéation d'étirement subhorizontale sur Sn + 1) nous permet de dire que ces schistes ont eux aussi été soumis à ce même cisaillement senestre pendant la déformation Fn + 1.

L'analyse microscopique montre que les minéraux ont été déformés plastiquement. Le plagioclase est tordu et fracturé. Les micas sont pliés. Le quartz est caractérisé par une extinction irrégulière, des joints de grains dentelés et remplit les cassures des plagioclases. Ces déformations sont d'autant plus marquées qu'on s'approche de la bande granitique NW-SE schistosée. Dans cette zone, le quartz est recristallisé et forme des rubans ; les plans de mâcle des feldspaths sont fortement tordus ; les micas montrent des bandes de pliage avec fracturation ; finalement une schistosité se développe, soulignée par la recristallisation de muscovite et de petites paillettes de biotite, enveloppant des clastes déformés de feldspath potassique, plagioclase, biotite et muscovite.

La surface Sn + 1 moule la branche orientale du massif de Nora. Mais en bordure sud-ouest, la schistosité régionale Sn + 1 recoupe le contact et affecte à la fois l'encaissant et le granite (fig. 4). Le granite de Nora, par ailleurs structurellement comparable au granite de Sto Ovidio vis-à-vis de la déformation Fn, s'est par contre comporté différemment pendant la déformation Fn + 1.

L'observation des photographies aériennes révèle, à l'intérieur des granites de Sto Ovidio et Nora, une zonation en continuité avec la schistosité Sn de l'encaissant et correspondant à de larges bandes plus ou moins claires au sein du granite. Cette zonation n'a pas pu être identifiée sur le terrain mais pourrait correspondre, par exemple, à des variations de la densité d'enclaves métasédimentaires. La vérification de cette hypothèse nécessiterait un comptage systématique des enclaves dans de larges zones d'affleurement.

3. — *Le massif de Arga* est représenté par un granite à deux micas, à grain moyen à grossier et tendance porphyroïde faible, mais plus marquée en bordure. Il présente une forme d'ellipse dont le grand axe est dirigé NW-SE. A la périphérie du granite on peut observer des filons aplopegmatitiques qui se sont mis en place à tous les stades de la déformation Fn + 1 et qui sont syn-, tardi- ou post-tectoniques.

La structure planaire, bien marquée en bordure, est soulignée par l'orientation des mégacristsaux de feldspath potassique et de plagioclase (albite-oligoclase), de la biotite et par l'orientation des enclaves.

Dans le massif, les enclaves métasédimentaires, surmicacées ou de quartz, sont généralement dispersées et de petite

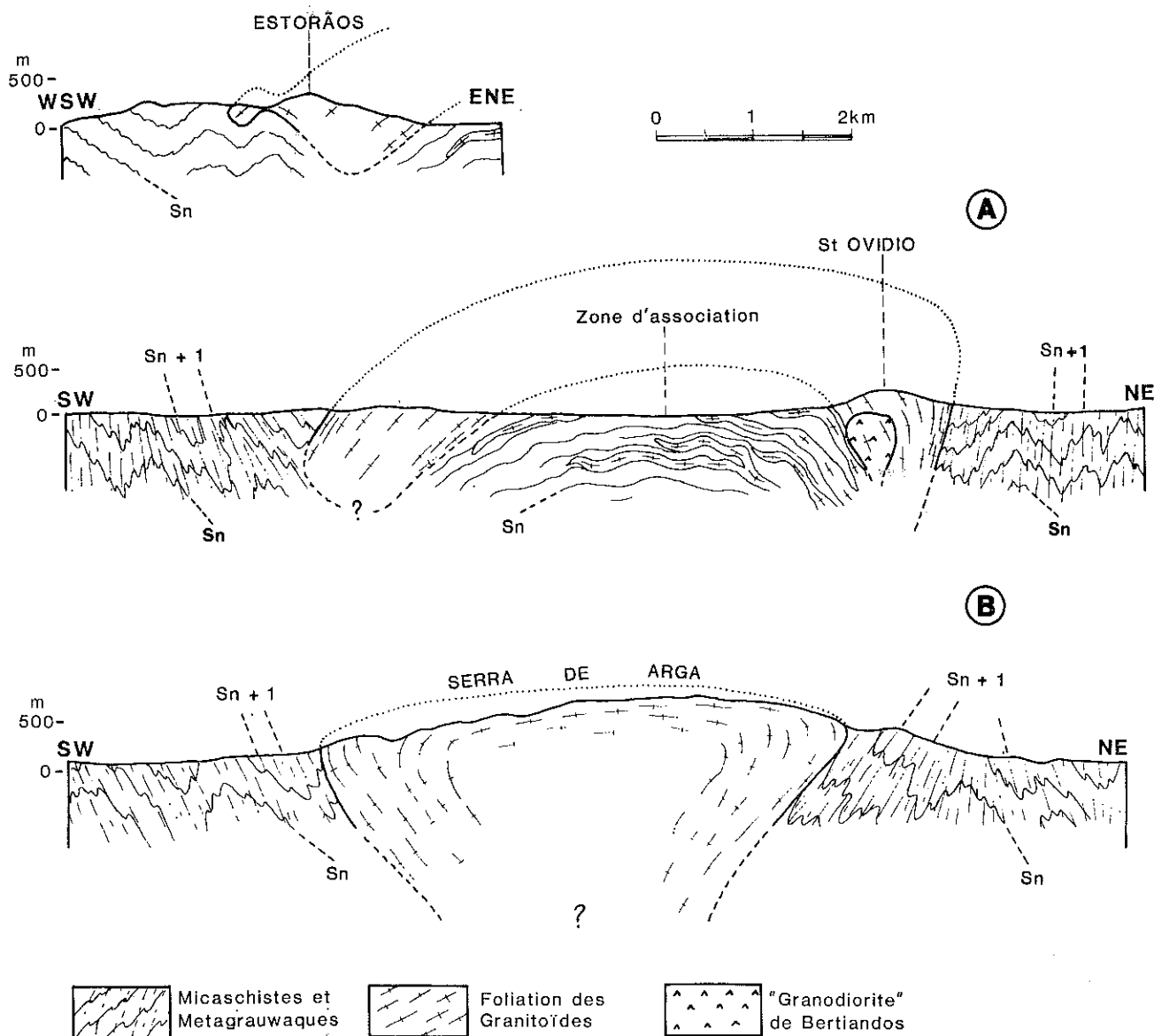


FIG. 6. — Coupes schématiques montrant les relations structurales entre les massifs granitiques et leur encaissant.

A — Massif de Sto Ovidio ; B — Massif de Arga.

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

A : Sto Ovidio massif ; B : Arga Massif.

taille. Les enclaves métasédimentaires montrent une foliation identique à S_n , mais parfois légèrement plissée par la phase $F_n + 1$. Cependant on observe, en plusieurs endroits (au contact de l'encaissant et au sommet du massif), des plans de grande concentration d'enclaves donnant au granite un aspect « agmatitique ». Sur les bords du granite, ces plans ont un fort pendage tandis qu'ils sont plats au sommet du massif (par exemple à la chapelle de N. Senhora do Minho).

Les schlierens biotitiques sont relativement fréquents et soulignent généralement la foliation, parallèlement aux autres éléments de la structure. Mais ils peuvent présenter

des formes courbes ou « plissées » ou même des formes en « méduse » comme dans le massif de Rosses [Pitcher et Berger, 1972], avec concentration de mégacristaux.

Très localement, la structure planaire est soulignée par un rubanement matérialisé par l'alternance de « petits bancs » de granite à grain moyen à fin non porphyroïde, avec des bancs à grain grossier porphyroïde dont les mégacristaux s'alignent parallèlement au rubanement.

Les structures planaires sont concentriques avec des pendages vers le centre ($\approx 60^\circ$) et elles ont un agencement général en forme de S, indicatif d'un cisaillement senestre (fig. 4). Au sommet du massif, la foliation est subhorizontale

à faible pendage ($\approx 20^\circ$) vers l'extérieur et porte une linéation marquée par l'allongement des mégacristsaux feldspathiques, subhorizontale de direction N 140 E à N 160 E. Ces structures caractérisent un appareil « en champignon », allongé du Nord-Ouest au Sud-Est, dont le toit correspond à peu près à la surface topographique du massif (fig. 6 B).

A l'examen au microscope, le granite de Arga ne montre pas de déformation et/ou de recristallisation importante. Le quartz présente une extinction ondulante forte mais sans joint de grains dentelés et les micas, surtout la muscovite, ne sont que légèrement tordus. Très localement, le granite de la bordure ouest du massif présente une mésostase de petits grains (quartz + plagioclase albitique) qui entourent les mégacristsaux de feldspath potassique et de plagioclase, mais sans présenter des marques de recristallisation.

Le massif de Arga est sécant sur Sn et généralement concordant avec Sn + 1. La schistosité Sn + 1 pénètre localement dans le granite et se prolonge géométriquement par la structure interne du granite (fig. 4). Les trajectoires de la schistosité Sn + 1 délimitent, aux extrémités nord-ouest et sud-est du massif de Arga, deux zones triangulaires (fig. 5), appelées points triples de schistosité [Brun et Pons, 1981]. Dans le cas du massif de Arga, ces points triples correspondent à deux zones où la déformation Fn + 1 est très faible.

IV. — RELATIONS DÉFORMATION - MISE EN PLACE DES GRANITES.

Dans les granites, les structures observées peuvent être reliées à deux types d'écoulement [Bouchez *et al.*, 1981 ; Marre, 1982] :

— écoulement à l'état visqueux (fraction liquide supérieure à 35 %) et/ou intermédiaire (fraction liquide inférieure à 35 %) ;

— écoulement à l'état solide.

Ainsi, dans les massifs de Sto Ovidio (y compris dans les filons granitiques de la zone d'association), de Nora et de Arga, la disposition subplanaire des feldspaths, des biotites et des enclaves est attribuée au premier type d'écoulement car elle ne s'accompagne pas (ou très peu) de déformation plastique du quartz qui, étant le dernier minéral à cristalliser, est le meilleur indicateur d'une déformation plastique à l'état solide. Par contre, dans le massif de Nora (bordure sud-ouest), un écoulement à l'état solide se surimpose aux premières structures, car le quartz présente une déformation intracristalline importante, accompagnée de recristallisation, les micas (biotite et muscovite) sont tordus et recristallisent également.

Ceci étant posé, nous pouvons établir une chronologie relative de mise en place des trois massifs par rapport aux épisodes de déformation régionale, en prenant en compte :

1. les caractéristiques des trajectoires des schistosités et des foliations (fig. 4) ;

2. l'existence locale de superposition de structures ;

3. la présence de « zones d'association » non affectées par la phase de déformation Fn + 1 ;

4. l'existence de domaines restreints de plus faible déformation Fn + 1 à proximité du contact avec le massif de Sto Ovidio ;

5. l'existence, dans les massifs de Sto Ovidio et Nora, d'enclaves métasédimentaires non déformées par la phase Fn + 1 ; la présence dans le massif de Arga d'enclaves légèrement plissées par Fn + 1 ;

6. le champ filonien lié à Arga, syn-, tardi- et post-tectonique par rapport à la phase Fn + 1.

Les massifs de Sto Ovidio et Nora se mettent en place après la phase à composante tangentielle de la déformation régionale (Fn), mais avant l'épisode de serrage puis décrochement à composante cisailante senestre subhorizontale (Fn + 1).

L'existence de points triples dans les trajectoires de schistosité Sn + 1, l'obliquité locale de ces trajectoires par rapport au contact du pluton et leur continuité géométrique avec les structures planaires du granite, indiquant un très faible contraste de viscosité entre encaissant et pluton, démontrent le synchronisme de la mise en place du massif de Arga et du second épisode de déformation régionale Fn + 1 [Pitcher et Berger, 1972 ; Brun et Pons, 1981 ; Brun, 1981 ; Pons, 1982, 1983].

Pour Brun [1981], la présence de points triples de schistosité, qui suppose un gonflement du pluton, est un critère de diapirisme et leur interprétation fait appel à l'interférence entre le gonflement du pluton et le raccourcissement régional. Cette interférence est aussi marquée par l'orientation des linéations, observée au sommet du chapeau diapirique.

D'après les modèles de Brun et Pons [1981], deux cas d'interférence entre la mise en place d'un diapir et une déformation régionale cisailante sont examinés. Le massif de Arga montre une analogie très marquée avec leur modèle B, correspondant à une mise en place synchrone d'une déformation régionale à composante cisailante transcurrente. On a bien vérifié par ailleurs que cette composante cisailante de Fn + 1 existe réellement dans le secteur étudié.

Toutes ces caractéristiques suggèrent, pour le massif de Arga, une mise en place diapirique avec gonflement important, synchrone de la deuxième phase de déformation Fn + 1 (serrage puis décrochement à composante cisailante senestre subhorizontale).

V. — CONCLUSIONS ET DISCUSSION.

Le tableau I présente la chronologie des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques, établie pour la région de Ponte de Lima.

a) La déformation régionale débute par un épisode à composante tangentielle donnant naissance à des plis couchés et à une schistosité de plan axial (Sn), subhorizontale à faible pendage. Il s'agit déjà d'une surface métamorphique avec essentiellement recristallisation de biotite dans ces plans d'anisotropie et qui transpose fortement une ancienne surface (Sn — 1). Aucun indice de déformation de cette surface Sn — 1 antérieurement à Fn n'a pu être mis en

PHASES DE DEFORMATION	STRUCTURES	MÉTAMORPHISME	MISE EN PLACE GRANITES
	Systèmes de fractures Cisaillements conjugués		
	Ln + 1 subhorizontale - linéation de crénulation linéation d'intersection Sn + 1 ^ Sn - linéation minérale (andalousite et/ou micas) - linéation d'étirement		
Fn + 1 = F3 305 ± 10 MA	Sn + 1 schistosité de plan axial N 140 E Pn + 1 plan axial subvertical axe subhorizontal	cordiérite ↑ andalousite + sillimanite ↑ +andalousite+(grenat) rec. (quartz+biotite) + plagioclase + muscovite + ↑ andalousite ↑ -biotite poecillitique	ARGA Sto OVIDIO ↑ NORA
Fn 345 MA - 320 MA (?)	linéations dispersées Sn schistosité de plan axial subhorizontale Pn plis couchés Sn - 1 = So (?)	rec. (quartz+biotite) + plagioclase + muscovite quartz + plagioclase + biotite	

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

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

évidence. On ne peut donc pas, pour le moment, affirmer que la surface Sn — 1 est une stratification (So) ou une schistosité antérieure à Sn.

b) Les massifs granitiques de Sto Ovidio et Nora se mettent en place tardivement par rapport à cet épisode de déformation. Le massif de Sto Ovidio se caractérise par une structure en « lame » relativement plate, enracinée du côté est, profitant des structures essentiellement subhorizontales de l'épisode de déformation tangentielle.

c) L'anomalie thermique associée à ce plutonisme est à l'origine des réajustements métamorphiques, caractérisés essentiellement par la blastèse de grosses biotites poecillitiques.

d) La déformation se poursuit par un épisode de serrage puis décrochement à composante cisillante senestre (Fn + 1). Une schistosité de plan axial, N 140 E subverticale, se développe et la linéation d'étirement subhorizontale est parallèle aux axes des mégastructures de la région. Les trajectoires de cette schistosité enveloppent les massifs de Sto Ovidio et Nora. La bordure sud-ouest de ce massif est fortement schistosée, les structures attestant d'une composante de cisaillement senestre.

e) Les réajustements métamorphiques progressent avec recristallisation de biotite et muscovite dans les plans d'anisotropie et blastèse de porphyroblastes d'andalousite, synchrone de cette phase de déformation.

f) L'analyse géométrique et structurale du massif de Arga et de son encaissant ont permis de montrer le caractère diapirique de ce massif (géométrie en dôme et gonflement du pluton) et la simultanéité entre sa mise en place et la déformation Fn + 1, ce qui témoigne du caractère syn-tectonique de ce granite.

g) Le métamorphisme de basse pression qui caractérise le secteur étudié se manifeste après cet épisode de serrage puis décrochement par la blastèse statique de l'andalousite (et de la sillimanite) et par la cristallisation postérieure de la cordiérite qui remplace les micas, l'andalousite et la sillimanite.

On a donc mis en évidence deux groupes de massifs granitiques pétrographiquement et géochimiquement voisins [Dias, sous presse], mais qui ont une signification tectonique différente. Le granite de Arga appartient probablement au groupe d'âge 305 ± 10 Ma (Westphalien) proposé par Pinto [sous presse], tandis que les deux autres massifs (Sto Ovidio et Nora) pourraient, à titre d'hypothèse, correspondre au groupe Namurien à 322 ± 10 Ma [Pinto, *op. cit.*].

De nombreux auteurs ont étudié les structures présentées par les terrains du Paléozoïque du NW Péninsulaire, notamment de la zone Centro-Ibérique. Le caractère polyphasé de l'orogénèse hercynienne est reconnu, mais il n'y a pas accord sur le nombre et sur l'âge des phases tectoniques. Une synthèse de ces positions est présentée par Noronha *et al.* [1979], Noronha [1983].

Dans le secteur étudié, les structures qui caractérisent la phase de déformation Fn + 1, peuvent être corrélées avec la phase 2 définie par Matte [1968], Bard *et al.* [1971], Den Tex et Floor [1971] en Galice et avec F₃ de Ribeiro [1974], Noronha et Saavedra [1975], Ramos et Oliveira [1975], Noronha [1983] dans la zone centro-ibérique portugaise. Selon Capdevilla et Viallette [1970] et Ribeiro [1974] cette phase de déformation serait intra westphalienne (305 ± 10 Ma).

Les terrains situés à l'Est et à l'Ouest du linéament, qui fait le prolongement du « fossé » blastomylonitique de

Galice occidentale, ont une lithologie comparable mais présentent une évolution tectonique, métamorphique et plutonique très différente [Holtz, 1982], correspondant pour le secteur oriental à un niveau structural plus profond. On peut admettre, à titre d'hypothèse, que le linéament cartographié correspondrait à un ancien plan de chevauchement, le compartiment oriental étant en position anormale sur le compartiment occidental sans que l'on puisse préciser pour l'instant la direction et le sens du mouvement. Dans la région étudiée (secteur occidental), la phase de déformation F_n pourrait alors correspondre à un aplatissement de l'autochtone lié à la mise en place des nappes ; F_n serait ainsi corrélée avec la phase F_2 de Ribeiro [1974].

Puis le plan de chevauchement aurait été redressé et aurait joué en cisaillement pendant et après la phase $F_n + 1$.

Les zones de cisaillement ductile de la virgation nord-ibérique ont fait l'objet de plusieurs interprétations. Dans le modèle de Matte et Ribeiro [1975] de la virgation ibéro-armoricaine, les cisaillements ductiles associés à la déformation principale ont un sens de cisaillement vers la charnière de l'arc (décrochements senestres dans la branche ibérique, dextres dans la branche armoricaine). Selon Courrioux et Gouanic [1982, Fig. 2], les zones de cisaillement dextre N 140 E de Galice et du Nord Portugal se formeraient

lors d'un poinçonnement rigide-plastique d'axe est-ouest ; les zones de cisaillement se moulent autour de noyaux durs tels les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal, induisant une modification locale des sens de cisaillement. Ce dernier modèle intègre les sens de mouvement observés par Ponce De Leon et Choukroune [1980] et par Ponce De Leon et Ribeiro [1981] pour les principales zones de cisaillement de l'arc ibéro-armoricain. Dans le secteur de Ponte de Lima, cependant, les structures observées dans la bande déformée du granite de Nora montrent une composante de cisaillement senestre liée à la phase de déformation $F_n + 1$, alors que cette région se situe dans le prolongement de la zone de cisaillement dextre de Vigo [Ponce De Leon et Choukroune, 1970]. Il est donc nécessaire de faire une étude plus systématique de la composante de cisaillement de $F_n + 1$ avant d'intégrer ces structures dans l'ensemble de l'arc ibérique.

Remerciements. — Nous remercions A. Ribeiro, F. Noronha, J. M. Bertrand, J. Leterrier et A. Pecher pour les discussions constructives que nous avons eues ensemble. Ce travail a été financé en partie par l'Ambassade de France au Portugal, dans le cadre des accords franco-portugais de coopération scientifique et technique, et par la D.G.R.S.T. (convention n° 81.D.1095).

Références

- BARD J.-P., CAPDEVILA R. et MATTE PH. (1971). — La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique : comparaison avec les segments voisins. *Publ. Inst. Français du Pétrole*, 22, t. 1, p. 1.4.1-1.4.68.
- BARR S.M. et AREIAS L. (1980). — Petrology and geochemistry of granitic intrusions in the Viana do Castelo area, northern Portugal. *Geol. Mijnbouw*, 59 (3), p. 273-281.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. et GAPAIS D. (1979). — Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102, p. 265-272.
- BOUCHEZ J.-L., GUILLET P. et CHEVALIER F. (1981). — Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, n° 4, p. 387-399.
- BRUN J.-P. (1981). — Instabilité gravitaire et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse Rennes, 197 p.
- BRUN J.-P. et PONS J. (1981). — Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *J. Struct. Geol.*, 3, p. 219-229.
- CAPDEVILA R. et VIALETTE Y. (1970). — Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 270, p. 2527-2530.
- COTELO NEIVA J.M. (1954). — Pegmatitos com cassiterite e tantalite columbite da Cabração (Ponte de Lima, Serra de Arga). *Mem. Not. (Coimbra)*, 36, p. 1-81.
- COURRIOUX G. et GOUANIC Y. (1982). — Les zones de cisaillement ductile de Monteneme et Puente deume (Galice, Espagne) : leurs rapports avec les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal dans le modèle de poinçonnement rigide-plastique. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 295, p. 69-72.
- DEN TEX 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.
- DIAS G. (1984). — Caracterização geoquímica dos complexos graníticos de Sto Ovidio, Nora et Arga (região do Minho). *Bol. Soc. Geol. Portugal*. (Sous presse).
- HOLTZ F. (1982). — Approche structurale et métamorphique de part et d'autre d'un granite linéamentaire au Nord-Ouest du Portugal. D.E.A. Nancy, 38 p.
- JULIVERT M., FONTBOTÉ J., RIBEIRO A. et CONDE L. (1974). — Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1 000.000. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MARRE J. (1982). — Structurologie des granitoïdes. B.R.G.M., Série « Manuels et Méthodes », 3, 120 p.
- MATTE P. (1968). — La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Thèse, *Revue Géol. Alpine*, 44, 128 p.
- MATTE P. et RIBEIRO A. (1975). — Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 280, p. 2825-2828.
- NORONHA F. (1983). — Estudo metalogénico da area tungstifera de Borralha. Thèse Porto, 413 p.
- NORONHA F., RAMOS J.M.F., REBELO J.A., RIBEIRO A. et RIBEIRO M.L. (1979). — Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le nord-ouest péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXI, p. 227-237.
- NORONHA F. et SAAVEDRA J. (1975). — Estudo petrológico e tectónico da area tungstifera da Borralha (Norte de Portugal). Congr. Ibero Amer. Geol. Econ., Buenos Aires, vol. 5, p. 227-246.
- PINTO M.S. (sous presse). — Geochronology of portuguese granitoids : a contribution. *Bol. Soc. Geol. Portugal*.
- PITCHER W.S. et BERGER A.R. (1972). — The geology of Donegal : *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1985, n° 3

- a study of granite emplacement and unroofing. New-York, Wiley Interscience, 435 p.
- PONCE DE LEON M.I. et CHOUKROUNE P. (1980). — Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 1-2, p. 63-68.
- PONCE DE LEON M.I. et RIBEIRO A. (1981). — Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 1, p. 85-87.
- PONS J. (1982). — Un modèle d'évolution de complexes plutoniques. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse Toulouse, 451 p.
- PONS J. (1983). — Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, n° 3, p. 349-355.
- RAMOS J.M.F. et OLIVEIRA J.M.S. (1975). — Aplicação de métodos conjugados de prospecção-geológicas e geoquímicas- no estudo da área scheelítica de Freixo de Numão (Vila Nova de Foz Côa) no Norte de Portugal. Congr. Ibero Amer. Geol. Econ., Buenos Aires, vol. 5, p. 255-279.
- RIBEIRO A. (1974). — Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, nova série, n° 24, 168 p.
- RIBEIRO A., ANTUNES M.T., FERREIRA M.P., ROCHA R.B., SOARES A.F., ZBYSZEWSKI G., ALMEIDA F.M., CARVALHO D. et MONTEIRO J.H. (1979). — Introduction à la géologie générale du Portugal. Serv. Geol. de Portugal, 114 p.
- TEIXEIRA C. (1972). — Carta geologica de Portugal, escala 1/500.000. Serv. Geol. Portugal.
- TEIXEIRA C. et ASSUNÇÃO C. TORRE DE (1961). — Carta geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia explicativa da folha 1-C, Caminha. Serv. Geol. Portugal, 41 p.
- TEIXEIRA C., MEDEIROS A.C. et COELHO A.P. (1972). — Carta geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia explicativa da folha 5-A, Viana do Castelo. Serv. Geol. Portugal, 43 p.