

Le texte qui suit a été rédigé à la demande du Comité organisateur du 26^{ème} Congrès Géologique International, Paris, 1980. Le même Comité a présenté un modèle de rédaction, commun à tous les pays d'Europe Occidentale que prennent part au Congrès. Ce modèle a été suivi dans la mesure du possible par les auteurs chargés d'élaborer l'«Introduction à la Géologie du Portugal».

Le texte publié sera rendu plus compréhensible s'il sera accompagné par la lecture de la Carte Géologique du Portugal à l'échelle du 1:500 000^{ème}, 4^{ème} édition, Serviços Geológicos de Portugal, 1972, ou bien par l'examen de plusieurs cartes thématiques à l'échelle du 1:1 000 000^{ème}, éditées par le S.G.P.

La Direction du S.G.P. remercie les auteurs des différents chapitres qui ont bien voulu collaborer à la rédaction du manuscrit et tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont contribué à la préparation et à l'impression de ce texte.

INTRODUCTION À LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE DU PORTUGAL

A. RIBEIRO *, M. T. ANTUNES **, M. P. FERREIRA ***, R. B. ROCHA **, A. F. SOARES ***,
G. ZBYSZEWSKI *, F. MOITINHO DE ALMEIDA *, D. DE CARVALHO * & J. H. MONTEIRO *

* Serviços Geológicos de Portugal

** Centro de Estratigrafia e Paleobiologia da Universidade Nova de Lisboa

*** Departamento de Geologia da Universidade de Coimbra

S O M M A I R E

	Pages
1. Place dans le cadre européen (A. RIBEIRO)	3
1.1 La chaîne hercynienne en Europe et autour de l'Atlantique Nord	4
1.2 Le cadre morphostructural européen	6
 2. Cadre structural et géotectonique (A. RIBEIRO)	8
2.1 Unités morphostructurales de la Péninsule Ibérique	8
2.2 Massif Hespérique	9
2.2.1 Traits généraux de la Tectonique, Métamorphisme et Magmatisme	9
2.2.2 Zone Cantabrique	11
2.2.3 Zone Ouest-Asturienne-Léonienne	11
2.2.4 Sous-zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes	11
2.2.5 Zone Centro-Ibérique	15
2.2.6 Zone d'Ossa-Morena	17
2.2.7 Zone Sud-Portugaise	19
2.2.8 Fracturation tardi-hercynienne	19
 2.3 La couverture Épi-Hercynienne	20
2.3.1 Bordure Occidentale ou Lusitanienne	20
2.3.1.1. Dislocations subméridiennes dans la bordure W du Massif Hespérique	21
2.3.1.2. Accidents bétiques.	21
2.3.1.3. Accidents de type diapirique.	24
2.3.1.4. Complexes annulaires subvolcaniques	26
2.3.2 Bordure Méridionale ou de l'Algarve	26
2.3.3 Bassins du Bas-Tage et du Sado	28
 2.4 Séismicité et Néotectonique	28
2.4.1 Séismicité	28
2.4.2 Néotectonique	31
2.4.2.1. Mouvements à grand rayon de courbure	31
2.4.2.2. Système de fossés et de horsts en distension	31
2.4.2.3. Failles inverses	31
 3. Essai de reconstitution paléogéographique par cycles orogéniques	31
3.1 Le cycle hercynien (A. RIBEIRO)	31
3.1.1 Précambrien.	32
3.1.2 Cambrien	34
3.1.3 Ordovicien	38
3.1.4 Silurien	39
3.1.5 Dévonien inférieur et moyen	41
3.1.6 Dévonien supérieur — Carbonifère marin	41
3.1.7 Permo-Carbonifère continental	44
3.1.8 Synthèse de l'Évolution Paléogéographique et Tectonique	45

	Pages
3.2 Le cycle alpin (M. T. ANTUNES, M. P. FERREIRA, R. B. ROCHA, A. F. SOARES et G. ZBYSZEWSKI)	45
3.2.1 Trias et base du Lias	45
3.2.2 Lias inférieur	53
3.2.3 Lias moyen	55
3.2.4 Lias supérieur	57
3.2.5 Dogger	57
3.2.6 Malm	62
3.2.7 Crétacé inférieur	67
3.2.8 Crétacé supérieur	69
3.2.9 Paléogène	75
3.2.10 Néogène	77
3.2.11 Quaternaire	85
3.2.12 L'activité magmatique au Mésozoïque	89
3.2.13 Synthèse de l'évolution paléogéographique et tectonique (A. RIBEIRO)	89
4. Ressources Naturelles (F. MOITINHO DE ALMEIDA, D. DE CARVALHO, J. H. MONTEIRO et G. ZBYSZEWSKI)	91
4.1 Minerais métalliques	91
4.1.1 Minéralisations pré-hercyniennes	91
4.1.2 Minéralisations hercyniennes	92
4.1.3 Minéralisations post-hercyniennes	92
4.2 Minéraux et Roches industrielles	93
4.3 Ressources énergétiques	94
4.4 Eau	94
4.4.1 Hydrogéologie	94
4.4.2 Eaux minérales	98
 GÉOLOGIE DES ÎLES ATLANTIQUES (G. ZBYSZEWSKI):	
Archipel des Açores	99
Groupe oriental	99
Groupe central	102
Groupe occidental	106
Archipel de Madeira	108
Île de Madeira	108
Îles Desertas	111
Île de Porto Santo	111
Îles Selvagens	112
Bibliographie sommaire	113

1. PLACE DANS LE CADRE EUROPÉEN

On sait depuis STILLE que le continent européen est formé de fragments successivement cratonisés: l'Éo-Europe Précambrienne, la Paléo-Europe Calédonienne, la Mésio-Europe Hercynienne, la Néo-Europe Alpine. Dans ce cadre, la Péninsule Ibérique est essentiellement constituée par un fragment de socle hercynien, bordé au SE et au N par la Chaîne Alpine et à l'W par l'Atlantique. Un des thèmes principaux de la géologie ibérique sera donc l'évolution de ce segment de la chaîne au cours du cycle hercynien (Fig. 1.1).

La subdivision de l'Europe citée ci-dessus correspond à l'évolution, depuis le Précambrien, des limites de plaques dont les bordures évoluent pour donner des chaînes de montagnes. Cependant l'histoire récente d'un fragment de l'écorce sera surtout dominée par sa position par rapport aux limites actuelles des plaques, définies avant tout par l'activité sismotectonique actuelle. De ce point de vue, la Péninsule Ibérique se situe près de la limite entre la Plaque Eurasie et la Plaque Africaine; en effet cette limite correspond à la Faille Açores — Gibraltar et à son prolongement en Méditerranée occidentale. À l'W, il s'agit d'une branche de la ride médio-atlantique qui rejoint la ride principale au point-triple des Açores. En allant vers l'E, la Faille devient, après un secteur neutre du point de vue de l'activité sismique, une zone de subduction intraocéanique. Le bord de plaque traverse ensuite la limite continent-océan et se traduit par une zone d'activité sismotectonique diffuse au niveau de Gibraltar où se poursuit actuellement la collision intracontinentale entre les Plaques Eurasie et Afrique (Fig. 1.2).

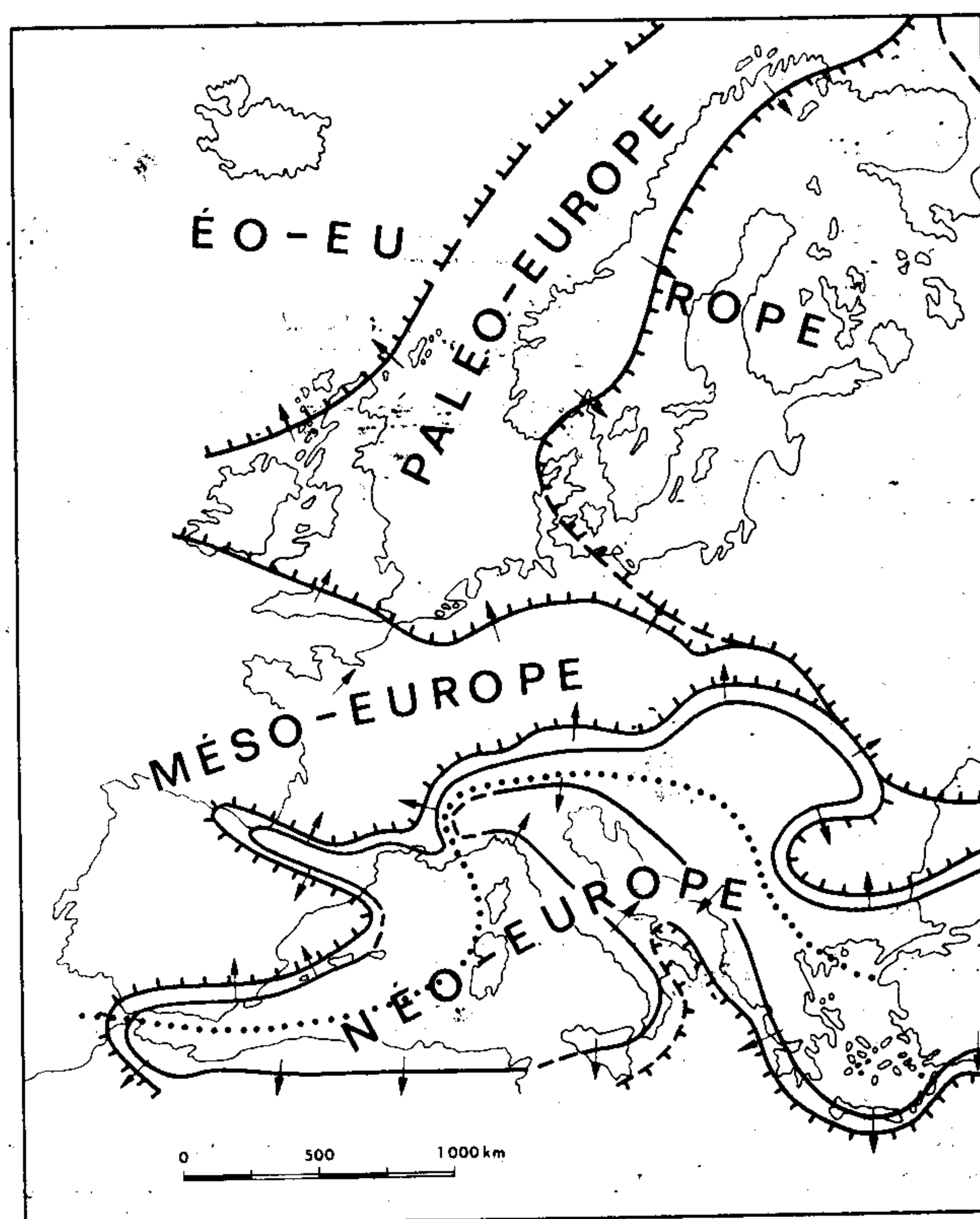


Fig. 1.1. — Grandes unités tectoniques d'Europe, d'après Stille.

Fig. 1.1. — Main tectonic units of Europe, according to Stille.

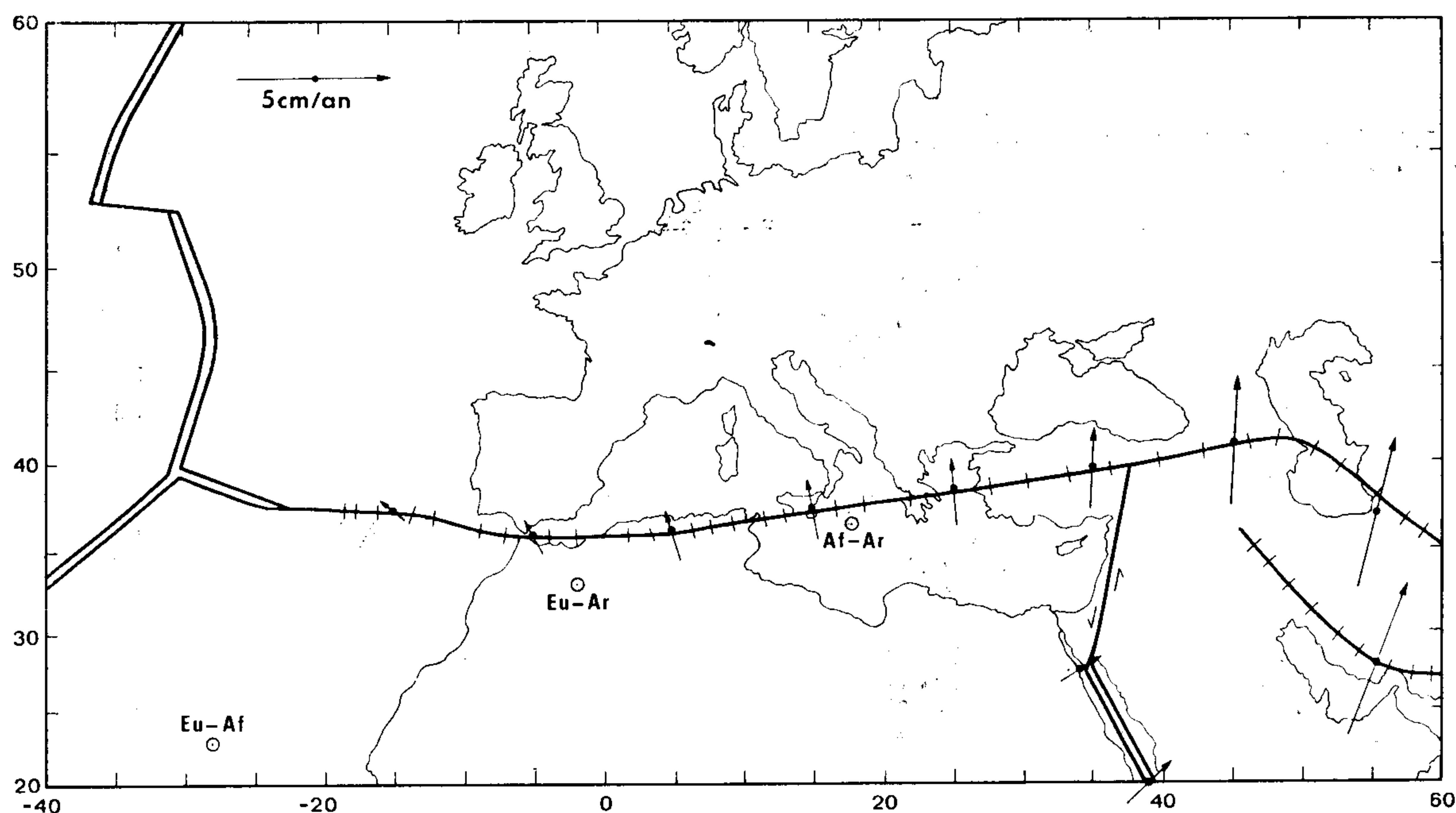


Fig. 1.2. — Limites de plaques dans la région Açores-Méditerranée, d'après McKenzie; limites en extension (dorsales) figurées en ligne double, failles transformantes en ligne épaisse, limites compressives en ligne épaisse recoupée par de courtes lignes transversales. La flèche indique le vecteur de déplacement avec l'échelle indiquée.

Fig. 1.2. — Plate Boundaries in the Azores-Mediterranean region, after McKenzie; extension boundaries (ridges) are shown as double line, transform faults as single heavy line and compressive boundaries as solid lines with short cross lines. The arrow indicates the slip vector at scale.

Cet exposé permet de saisir l'autre thème que nous aurons à développer pour comprendre la géologie de la façade atlantique de l'Ibérie où se situe le Portugal. En effet, depuis le Permien, l'évolution du territoire portugais est dominée par l'établissement d'une marge continentale liée à l'ouverture de l'Atlantique et par les répercussions, à l'intérieur de la croûte continentale ibérique, de l'ouverture, puis de la fermeture de la Mésogée; il est évident que ces répercussions sont très atténuées étant donné que le rebord de la chaîne Alpine issue de la fermeture de la Mésogée se situe assez loin du territoire portugais, là où se dessine l'arc de Gibraltar. Mais on peut dire que la géologie post-hercynienne du Portugal est dominée, comme sa géographie, par des influences atlantiques et méditerranéennes ou, en ce qui concerne la paléobiogéographie du Mésozoïque, par des influences boréales et mésogéennes.

1.1. La chaîne hercynienne en Europe et autour de l'Atlantique Nord

La chaîne hercynienne d'Europe montre une disposition en plan assez complexe. En effet, les structures majeures dessinent des arcs à courbure variable, en s'opposant ainsi à la disposition linéaire de la chaîne calédonienne autour de l'Atlantique Nord. En tenant compte des mouvements ultérieurs liés à l'ouverture de l'Atlantique et à l'ouverture puis à la fermeture de la Mésogée, on peut

reconstituer l'allure de la chaîne avant les dernières étapes de fracturation tardi-hercynienne (Fig. 1.3).

Vers son extrémité orientale, les structures se moulent autour du massif de Bohême; elles prennent ensuite la direction NE-SW — dite hercynienne — en Allemagne et dans l'E de la France, puis passent assez rapidement à la direction NW-SE. — dite armoricaine — en France, à l'Ouest du sillon houiller. Plus à l'W, elles dessinent l'arc ibéro-armoricain, ultérieurement segmenté par l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Si l'on observe la chaîne en coupe, on se rend compte qu'elle constitue un orogène à double déversement. On peut distinguer une branche à déversements vers l'extérieur, qui sont donc en prédominance divergents; un domaine axial, à structures raides et une branche à déversements vers l'intérieur, qui sont donc convergents. Les caractères paléogéographiques, tectoniques, magmatiques et métamorphiques sont assez constants dans une direction parallèle aux structures mais changent radicalement selon la direction transversale. Ceci imprime à la chaîne une zonalité, reconnue depuis longtemps et permet une corrélation entre les divers massifs du socle hercynien, aujourd'hui séparés par des bassins sédimentaires, par des fonds océaniques ou par des chaînes alpines. On peut donc comparer les diverses transversales à la chaîne, qui montrent des caractères communs en vertu de la zonalité. Ainsi, d'une façon très générale, dans les Domaines ou Zones Internes, le Paléozoïque inférieur et le Précambrien prédominent, la déformation

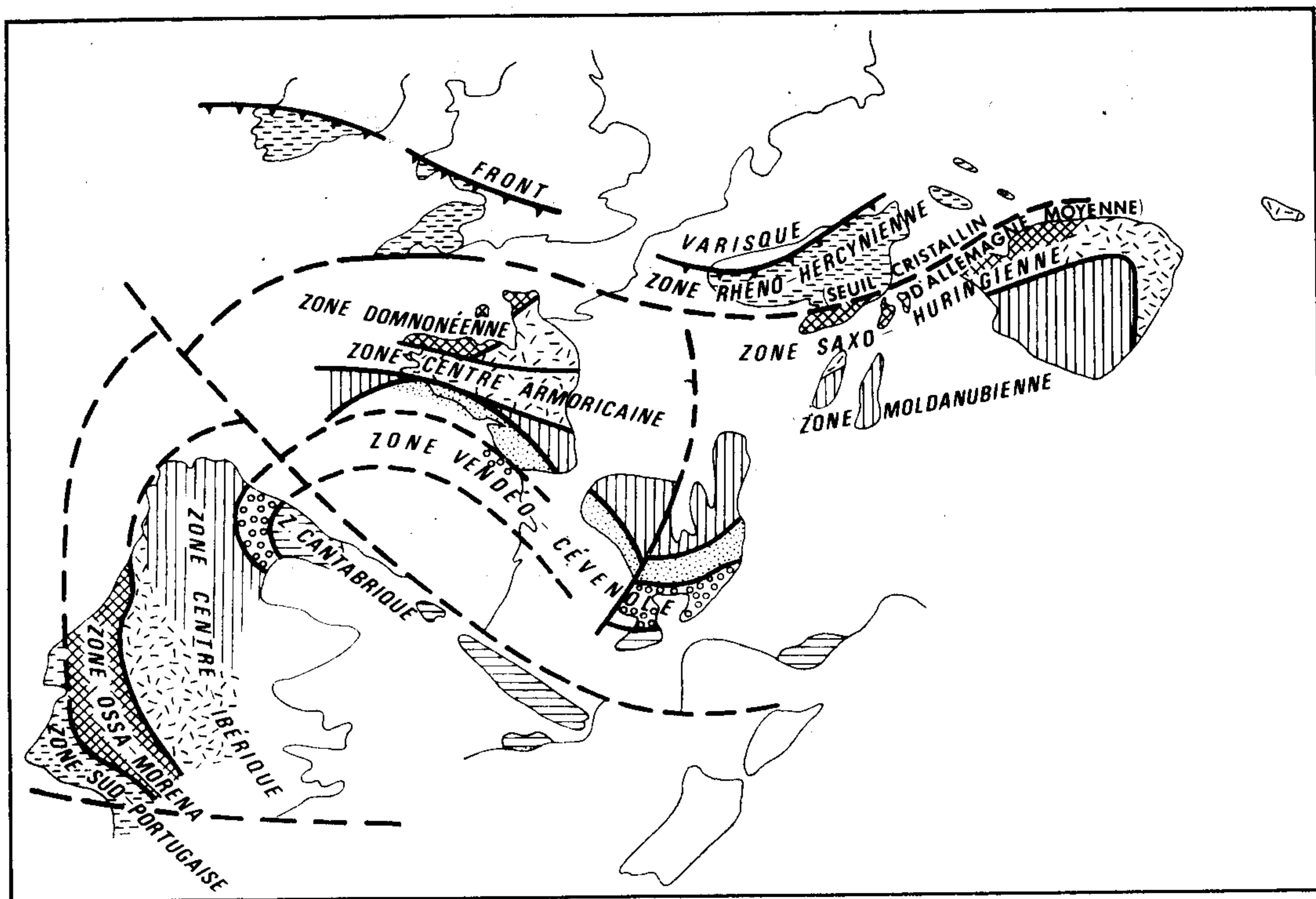


Fig. 1.3. — Essai de corrélation des principales unités varisques d'Europe moyenne et occidentale à la fin des plissements hercyniens, d'après Cogné, modifié.

Fig. 1.3. — Essay of correlation of the main variscan units in Middle and West Europe at the end of hercynian folding, after Cogné, modified.

est plus intense et pénétrative, elle est précoce, le métamorphisme régional est de degré plus élevé et les intrusions synorogéniques plus étendues. Dans les Domaines Externes, le Paléozoïque supérieur affleure plus largement, la déformation est moins intense et plus tardive, le métamorphisme régional de degré plus bas et les intrusions synorogéniques plus rares. Cependant la symétrie bilatérale de la chaîne est très grossière et les deux zones externes qui flanquent le Domaine axial se distinguent par plusieurs caractères.

Les diverses zones que l'on peut distinguer sont souvent séparées par des accidents profonds qui se sont manifestés à plusieurs reprises pendant tout le cycle hercynien, ce qui suggère un contrôle de l'évolution paléogéographique et tectonique par des zones de cisaillement au niveau du socle.

Essayons de dégager les grands traits de l'évolution de l'ensemble hercynien, ce qui permettra d'intégrer la géologie du socle ibérique dans un contexte plus large et moins artificiel.

La Zone Externe, située dans la branche à déversements divergents, dirigés vers la plate-forme épi-précambrienne ou épi-calédonienne, peut se suivre depuis la Zone Moravo-Silésienne, en passant par la Zone Rhéno-Hercynienne, le SW de l'Angleterre et l'Irlande, pour rejoindre la Zone Sud-Portugaise. Le Paléozoïque supérieur y montre des manifestations volcaniques abondantes, suivies par le dépôt d'épaisses séries de flysch d'âge carbonifère, connu classiquement sous le nom de Culm. À l'extérieur, un «front varisque» sépare les terrains déformés de la couverture non déformée de l'avant pays. Ce front doit se prolonger de l'Irlande vers le New Brunswick (Canada); en effet, il ne se retrouve pas dans l'extrême SW de la Péninsule Ibérique, puisque, bien que la déformation décroisse dans cette direction, tous les terrains du Paléozoïque y sont encore assez intensément déformés; au delà de ce front, la molasse houillère productive se déposa dans l'avant-fosse subvarisque.

Les Zones Internes et les Zones Externes de cette branche sont séparées par un accident chevauchant majeur qui amène en surface la Ride cristalline d'Europe moyenne; cet accident se suit en Angleterre du SW (Start-Point, Lizard) et se retrouve dans la Péninsule Ibérique: c'est le chevauchement de Ferreira do Alentejo-Ficalho qui superpose la Zone de Ossa-Morena à la Zone Sud-Portugaise.

Les domaines plus internes forment une mosaïque plus complexe et les corrélations ne sont pas aussi évidentes que pour la branche que nous venons de décrire; cependant la Zone Centro-Ibérique se prolonge clairement dans la Zone Sud-Armoricaine, le Massif Central Français et la Zone Moldanubienne. La branche à déversements convergents de la chaîne hercynienne d'Europe moyenne est plus difficile à reconstituer, car elle a été en partie reprise par la chaîne alpine. Cependant la Zone Sud du Massif Central se poursuit assez clairement, du point de vue paléogéographique et tectonique, dans la Zone Ouest-Asturienne.

Un accident chevauchant majeur sépare cette zone de la Zone Externe Cantabrique. Celle-ci constitue la couverture de l'avant-pays qui limitait la chaîne hercynienne du côté sud; on y retrouve notamment les molasses pro-

ductives houillères de l'avant fosse. L'arc ibéro-armoricain se referme progressivement et, au niveau de cette zone, les structures tournent de 180°, ce qui pose un sérieux problème d'espace pour l'évolution tectonique de ce secteur.

Un problème fondamental, qui se pose à l'échelle de toute la chaîne hercynienne, est celui de l'extension et de la nature du socle précambrien qui y est inclus. De ce point de vue, on doit admettre une opposition fondamentale entre deux domaines bien distincts qui, au moins au long de certaines transversales, sont séparés par un accident cisailant majeur. En effet, le linéament de Cordoue-Badajoz-Portalegre-Coimbra se poursuit dans la Zone broyée sud-armoricaine, mais devient plus difficile à tracer vers l'E. Le domaine situé du côté extérieur contient des fragments d'un socle granitique daté de 2000-2500 M.A. et repris au Cadomien (650-550 M.A.). Ce socle se retrouve à l'extérieur du domaine plissé hercynien, avec une histoire semblable, dans les boucliers qui entourent la chaîne hercynienne et calédonienne.

Au contraire, dans le domaine situé du côté intérieur, on ne retrouve pas de socle granitique précambrien indiscutable, mais uniquement des complexes à haut degré de métamorphisme, de composition mafique et ultramafique, dont l'âge est controversé, cadomien pour les uns, déjà paléozoïque pour d'autres et dont la mise en place, elle aussi controversée, a une signification géodynamique encore imprécise.

Les causes de la différenciation entre ces deux domaines nous échappent encore, mais il a été suggéré que la ligne qui les sépare correspondrait à la suture de l'Orogénie Cadomienne (Précambrien supérieur) et représenterait la jonction de l'Europe et de l'Afrique au Précambrien supérieur.

Il faut maintenant intégrer le contexte de la chaîne hercynienne d'Europe dans celui, plus large, des chaînes paléozoïques autour de l'Atlantique Nord (Fig. 1.4). Si on replace les continents qui entourent l'Atlantique Nord dans leur position originelle avant l'ouverture de cet océan, on se rend compte que les orogènes paléozoïques soudent trois boucliers (nord-américain, balte et africain). En Europe, les deux orogènes paléozoïques, c'est-à-dire la chaîne calédonienne et la chaîne hercynienne, sont bien distinctes, car la première soude le Bouclier d'Amérique du Nord au Bouclier Balte et la deuxième le Bouclier Africain au Bouclier Balte. Mais, vers le SW, les chaînes calédonienne et hercynienne se confondent en une chaîne unique qui soude alors le Bouclier Africain et l'Amérique du Nord. Le dispositif général prend la forme d'une jonction triple, en Y, des 3 boucliers. Le segment méridional de cette jonction triple comprend une branche déversée vers le Bouclier Américain (Appalaches du Sud, Ouachita) et une autre déversée vers le Bouclier Africain (Mauritanides).

A la superposition dans l'espace s'ajoute la continuité dans le temps. En effet, dans la chaîne calédonienne, l'orogénèse devient de plus en plus récente vers le SW; dans la transversale de Terre Neuve, l'orogénèse est acadienne et elle est plus récente encore vers le SW. Or, dans les zones internes de la chaîne hercynienne, il y a aussi une phase

tectonique acadienne très importante, bien que l'orogénèse s'y poursuive encore longtemps après.

Comme beaucoup d'autres chaînes de montagne, la chaîne hercynienne a connu une évolution du comportement de l'écorce soumise aux contraintes tectoniques: ductile au début de l'orogénèse, mais de plus en plus cassante, au fur et à mesure que les contraintes appliquées se dissipent. Ainsi la fin de l'orogénèse est-elle marquée par un période de formation d'un réseau de décrochements qui

Ce type peut être subdivisé en 3 catégories:

- la couverture épicontinentale des plate-formes épi-précambriennes, épi-calédonienne ou épi-hercynienne de l'Europe stable;
- les rifts intracontinentaux où cette couverture est déformée par des failles normales à rejet modéré et où le relief ainsi créé est compensé par une sédimentation synchrone du mouvement des failles;

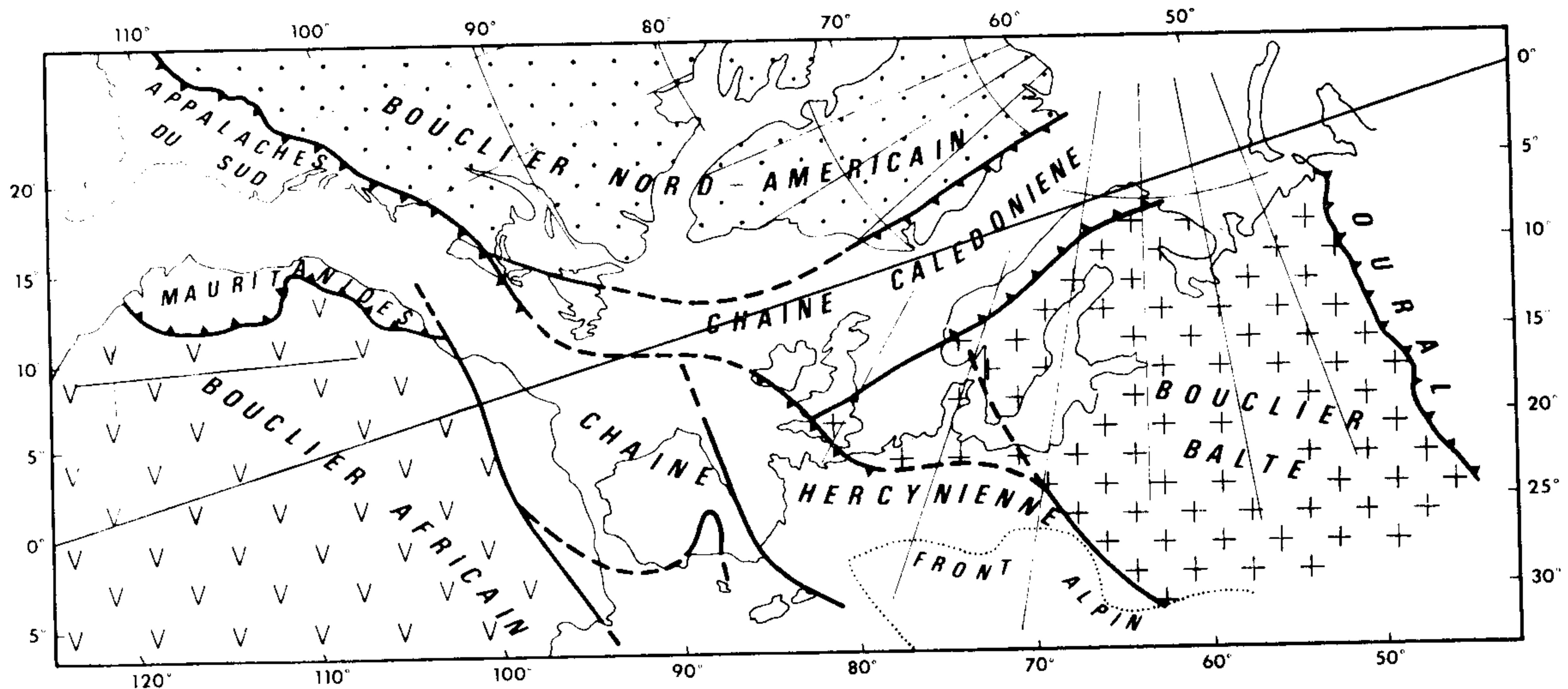


Fig. 1.4. — Disposition en Y des orogènes paléozoïques autour de l'Atlantique Nord

Fig. 1.4. — Y pattern of Paleozoic orogenes around the Northern Atlantic.

segmentent la chaîne, surtout dans le SW de l'Europe. Ce réseau est considéré comme tardi-hercynien, car il recoupe les plis des dernières phases souples de l'orogénèse hercynienne, datées de la fin du Westphalien et il n'affecte pas la couverture épi-hercynienne. Le caractère cassant de la déformation qui lui a donné naissance est bien mis en évidence, par le fait qu'il recoupe les structures antérieures sous des angles variés et qu'il affecte des zones dont le style et l'intensité de la déformation souple sont variables.

1.2. Le cadre morphostructural européen

D'après RUTTEN, on peut distinguer en Europe 3 types morphostructuraux élémentaires (Fig. 1.5):

- des bassins et bas-plateaux
- des massifs montagneux
- des chaînes de montagne

Dans les Bassins et Bas-Plateaux, il y a eu un bilan équilibré entre érosion d'une part et d'autre part, subsidence avec sédimentation dans le cas des Bassins, ou soulèvement dans le cas des Bas-Plateaux; comme ils ont été épargnés par les mouvements tectoniques récents, il en résulte une morphologie atténuée.

- les bassins alpins périphériques, où se dépose la molasse de la chaîne alpine, avec une subsidence parfois très active qui est responsable de la grande épaisseur des terrains, généralement post-oligocènes.

Dans les massifs montagneux, le socle calédonien ou hercynien est exposé. La différence entre ceux-ci et les bas plateaux est beaucoup plus structurale que morphologique; en effet, un soulèvement parfois très léger est suffisant pour que toute la couverture de la plate-forme soit érodée, faisant apparaître le socle sous-jacent. L'individualisation des massifs est généralement due à un soulèvement assez récent, plio-quaternaire ou uniquement quaternaire; il en résulte un relief typique, avec une surface culminante souvent polygénique, élaborée pendant le Tertiaire et incisée par des gorges parfois assez profondes.

Les chaînes de montagne de type alpin résultent de la coïncidence entre les mouvements compressifs qui ont engendré une structure «alpinotypique» et les mouvements verticaux responsables du soulèvement d'ensemble. En effet, la compression qui a engendré les structures s'arrête au Miocène supérieur; au Pliocène, on a tantôt un soulèvement d'ensemble, tantôt un affaissement en distension qui a créé quelques bassins océaniques, surtout en Méditerranée occidentale; mais, au Quaternaire, la compression reprend, surtout le long de l'actuelle limite de plaques entre l'Eurasie et l'Afrique, dont le tracé s'éloigne parfois nota-

blement du front alpin, surtout en Méditerranée orientale. Mais, même dans le cas où les mouvements verticaux ont cessé assez tôt, l'érosion plio-quaternaire n'a pas eu le temps de niveler les montagnes miocènes. Il en résulte que

simple comparaison entre les figures 1.2 et 1.5 et démontre ce fait, valable même pour la chaîne alpine. En effet, l'individualisation des unités morphostruturales ici décrites est due en grande mesure aux mouvements tectoniques actuels,

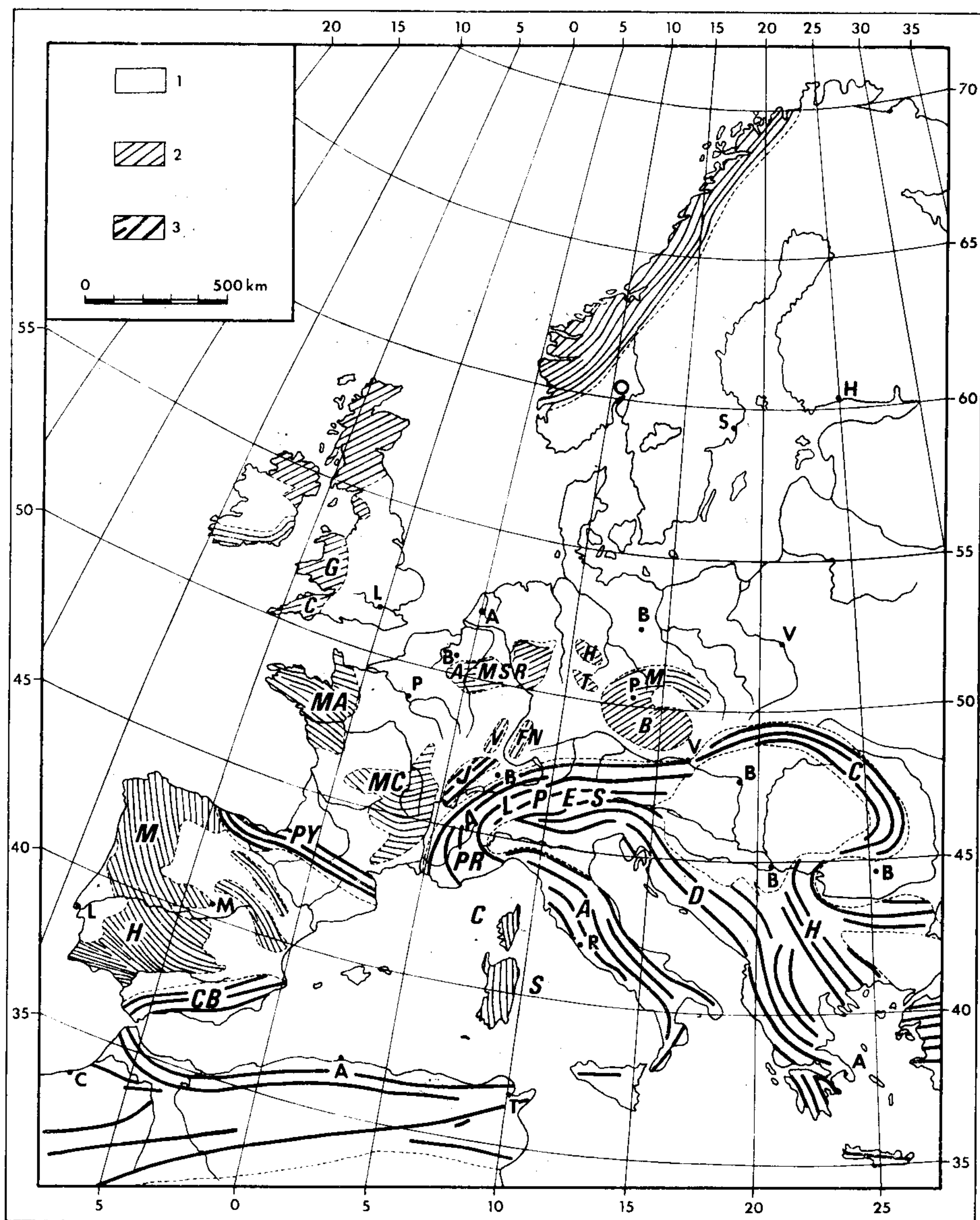


Fig. 1.5. — Carte morphostruturale de l'Europe, d'après Rutten: 1 — Bassins et Bas-Plateaux. 2 — Massif Montagneux: A — Ardennes; CG — Cornouaille-Pays de Gales; CS — Corse-Sardaigne; FN — Forêt Noire; H — Harz; MA — Massif Armorica; MB — Massif de Bohême; MC — Massif Central; MH — Massif Hespérique; MSR — Massif Schisteux Rhénan; T — Thuringe; V — Vosges. 3 — Chaînes de montagnes: A — Apennin; C — Carpathes; CB — Chaîne Bétique; D — Dinarides; H — Hellénides; J — Jura; PR — Provence; Py — Pyrénées.

Fig. 1.5. — Morphostructural map of Europe, after Rutten.

les chaînes alpines se différencient des autres unités citées ci-dessus, tant du point de vue structural que morphologique.

Il faut souligner l'indépendance entre les unités morphostruturales ici considérées et les structures responsables de la cratonisation de chaque fragment de socle. Une

dont le plan se surimpose aux mouvements plus anciens, de façon parfois totalement indépendante. Par le biais de la néotectonique, la géomorphologie est réintégrée dans les synthèses géodynamiques, en dépit des traditions culturelles de beaucoup de pays européens qui en font uniquement un élément de la synthèse géographique.

2. CADRE STRUCTURAL ET GÉOTECTONIQUE

2.1. Unités morphostructurales de la Péninsule Ibérique

La Péninsule Ibérique présente des contours massifs et un relief de plateaux assez élevés, qui la différencient des autres régions européennes et qui annoncent déjà les boucliers de type africain. Ceci est dû à l'existence d'un fragment de socle hercynien qui s'est peut-être déjà individualisé dès les temps tardi-hercyniens, mais sûrement depuis l'ouverture du Golfe de Gascogne, en constituant la microplaque ibérique. Depuis longtemps, ce socle a été appelé Massif Hespérique par les géologues et géographes ibériques; certains auteurs l'appellent aussi Meseta Ibérique, mais l'étymologie indique clairement (Meseta =

=petite table) que ce terme n'est pas structural mais géomorphologique; ce doit être uniquement réservé aux fragments aplanis du socle et à sa couverture tabulaire.

Le *Massif Hespérique* occupe la partie occidentale et centrale de la Péninsule Ibérique (Fig. 2.1).

Il est traversé par la *Cordillère Centrale* qui correspond à un horst dû à la compression alpine, allongé dans la direction ENE-WSW, parallèlement aux accidents principaux de la Chaîne Bétique, d'où la désignation de direction bétique. Elle s'élève de plus de 1000 m jusqu'à 2592 m.

La *Cordillère Centrale* fragmente le *Massif Hespérique* en deux blocs où la couverture tertiaire tabulaire est conservée, surtout dans la partie orientale. La *Meseta Nord*, dont l'altitude moyenne est de 800 m, est drainée par le Douro et comprend à l'E le *Bassin du Douro*; la *Meseta Sud*, dont l'altitude varie de 900 à 200 m, est drainée par le Tage et le Guadiana et comprend le *Bassin du Tage* à l'E et le *Bassin du Bas Tage et Sado* à l'W; en effet, la *Meseta Sud*

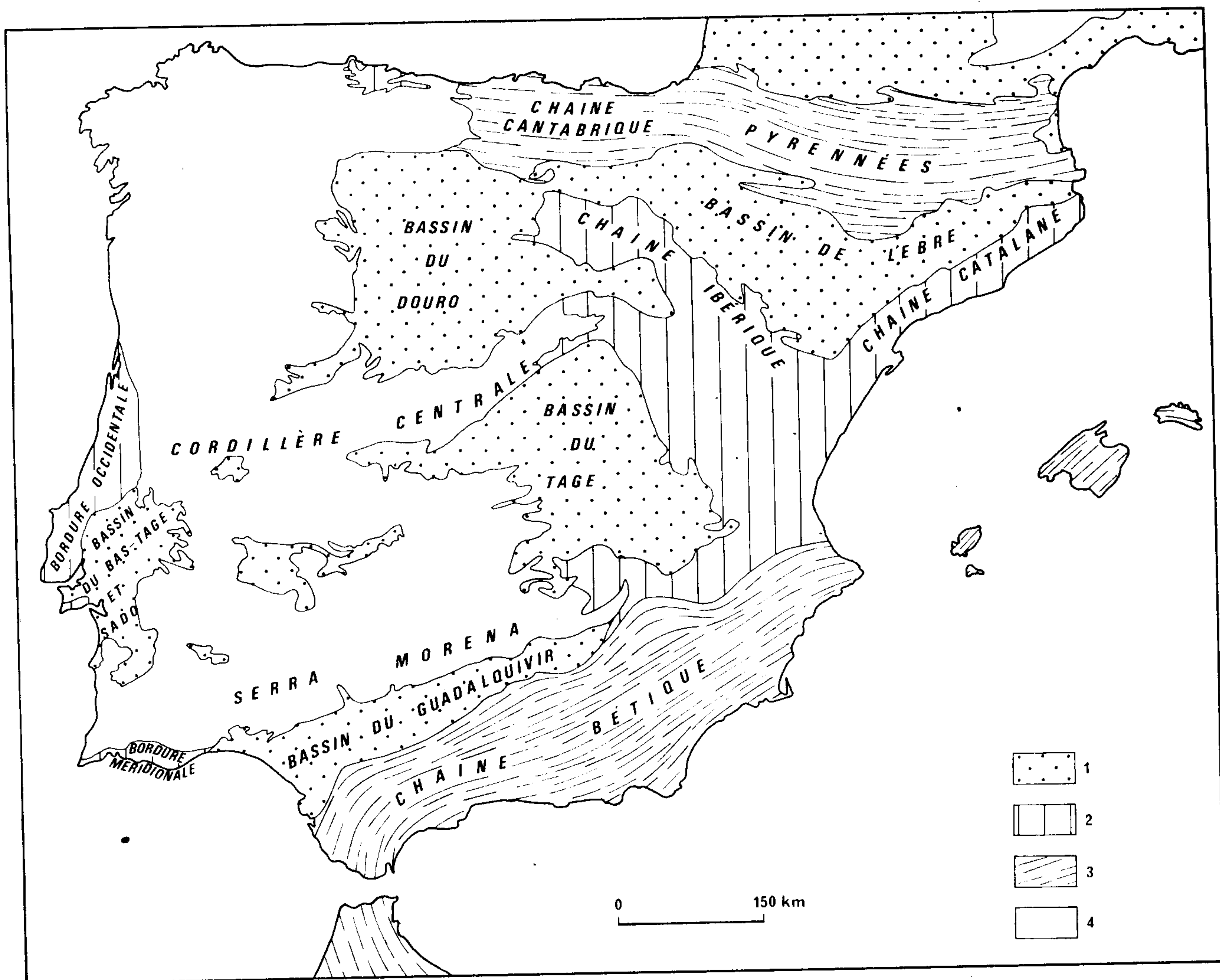


Fig. 2.1. — Unités morphostructurales de la Péninsule Ibérique, d'après Lautensach: 1 — Bassins; 2 — Bordures et chaînes modérément plissées; 3 — Chaînes alpines; 4 — Socle Hercynien.

Fig. 2.1. — Morphostructural units in the Iberian Peninsula, after Lautensach: 1 — Basins; 2 — Borderlands and moderately deformed chains; 3 — Alpine chain; 4 — Hercynian basement.

se présente comme un bloc bombé à la fois vers l'E et vers l'océan; ce bombement est dissymétrique, et permet l'individualisation d'un bassin oriental plus étendu et plus profond et d'un bassin occidental, entre lesquels on trouve des témoins de sa continuité originelle.

Sur les bords du Massif Hespérique, s'installèrent, pendant le Méso-Cénozoïque, des bassins sédimentaires dont le contenu subit des déformations alpines d'intensité très variable. Ainsi, sur le bord W et SW, la déformation alpine fut très réduite et on distingue la *Bordure Occidentale ou Lusitanienne* et la *Bordure méridionale ou de l'Algarve*; sur les bords N et SE, la déformation alpine fut plus importante, donnant lieu aux *Cordillères Cantabrique et Ibérique*; le bord Sud est aussi déformé par une flexure, mais qui affecte uniquement le socle, dans la *Sierra Morena*. Toutes ces unités constituent le rebord montagneux du Massif Hespérique.

A l'extérieur de celui-ci, on trouve en premier lieu les *Dépressions externes du Guadalquivir et de l'Ebre*, occupées par du Tertiaire tabulaire et, plus à l'extérieur, les *Chaînes alpines périphériques, Bétiques* au SE et *Pyrénées* au N, où le socle hercynien et pré-hercynien a subi une réactivation plus ou moins intense pendant l'orogénie alpine et où la couverture méso-cénozoïque a été déformée par des plissements et charriages, parfois de grande amplitude. Les *Dépressions externes du Guadalquivir et de l'Ebre* fonctionnent ainsi comme avant-fosses des chaînes alpines, respectivement Bétique et Pyrénéenne.

En ce qui concerne le territoire portugais, nous décrivons successivement les unités géotectoniques suivantes:

- Massif Hespérique
- Bordure occidentale
- Bordure méridionale
- Bassin du Bas-Tage et Sado
- Marge continentale

et nous terminerons par l'activité néotectonique.

2.2. Massif Hespérique

2.2.1. Traits généraux de la Tectonique, du Métamorphisme et du Magmatisme

Le Massif Hespérique constitue le fragment le plus continu de socle hercynien en Europe.

Comme nous l'avons vu dans l'introduction sur le cadre européen, un des traits majeurs de ce segment déformé est donné par la zonalité de la paléogéographie, du style tectonique, du magmatisme et du métamorphisme. Ceci a été reconnu en premier lieu par LOTZE qui a subdivisé l'orogène en plusieurs zones. Une version légèrement modifiée en a été proposée, qui considère les zones suivantes, du NE vers le SW: Cantabrique; Ouest-Asturienne-Léonienne; Centro-Ibérique; Ossa-Morena et Sud-Portugaise (Fig. 2.2).

Comme ailleurs en Europe, l'orogène se caractérise par un dispositif en éventail, avec des structures raides au centre et des déversements vers l'extérieur dans les marges. Ceci établit une différenciation de premier ordre entre les Zones Internes — où le Précambrien et le Paléozoïque inférieur sont mieux représentés, la déformation plus intense, le magmatisme et le métamorphisme synorogéniques plus répandus et les deux Zones Externes (Cantabrique et Sud-Portugaise) — où le Paléozoïque supérieur est plus étendu, la déformation moins intense et plus tardive et où le magmatisme et le métamorphisme synorogéniques sont moins accentués.

On dégage ainsi une symétrie bilatérale mais, comme nous verrons, il y a des différences majeures entre les deux zones externes; c'est pourquoi on ne peut parler de symétrie que dans un sens assez général.

Dans la Péninsule Ibérique, l'orogénèse hercynienne débute au Dévonien moyen et se poursuit après le Stéphanien; elle a un caractère polyphasé, mais l'essentiel de la structure résulte de deux épisodes de déformation qui ont pu être datés, soit par la présence de discordances dans les zones externes ou superficielles, soit par des datations radiométriques de certains granites dont on connaît bien les relations géométriques avec les structures.

Ainsi, la première phase s'échelonne depuis le Dévonien moyen jusqu'au Viséen. Elle donne des plis synschisteux, à plan axial subvertical ou faiblement déversés, dans la plus grande partie du domaine épimétamorphique et des plis couchés dans les domaines plus métamorphiques. Cette phase précoce n'affecte que les zones les plus internes de l'orogène.

La deuxième phase est d'âge Westphalien; dans les zones internes, elle donne des plis à plan axial subvertical, surtout dans les domaines où la première phase a donné des plis couchés; dans les zones externes, dont le contenu est pour la première fois déformé, elle donne des plis à plan axial variable et des nappes de style superficiel.

Cette subdivision en phases de l'orogénèse, bien que très commode au point de vue descriptif, est sûrement artificielle car on a, selon les endroits, superposition ou continuité entre les structures engendrées par les deux phases. Tout se passe comme s'il y avait déplacement d'une onde orogénique des zones internes vers les zones externes, dans le sens même du déversement des accidents.

Les deux phases sont en général à peu près homoaxiales, sauf dans la branche SW où on peut déceler une courbure un peu plus accentuée pour la deuxième phase que pour la première (Fig. 2.3).

L'orogénèse hercynienne est accompagnée par un métamorphisme régional et par un magmatisme synorogénique *sensu lato*.

Le métamorphisme régional affecte surtout les zones internes qui appartiennent, en majeure partie, au faciès schistes-verts mais où l'on peut distinguer des ceintures à plus haut degré de type basse-pression (à andalousite-sillimanite), de type barrovien (à disthène-sillimanite) et de type basse-pression intermédiaire. Le métamorphisme a souvent un caractère plurifacial, la pression diminuant avec

le temps; selon les étages structuraux, le pic du métamorphisme est atteint au cours de la première phase de déformation, pendant l'interphase ou même au cours de la deuxième pour les zones les plus profondes. Dans certains domaines polymétamorphiques, le problème se pose de distinguer le métamorphisme régional hercynien bien

appartiennent à deux séries, du point de vue composition et origine:

— Granitoïdes «alcalins» et alumineux, surtout mis en place pendant la tectogénèse et étroitement contrôlés par le métamorphisme régional; cette série semble se produire par anatexie humide de la partie moyenne de la

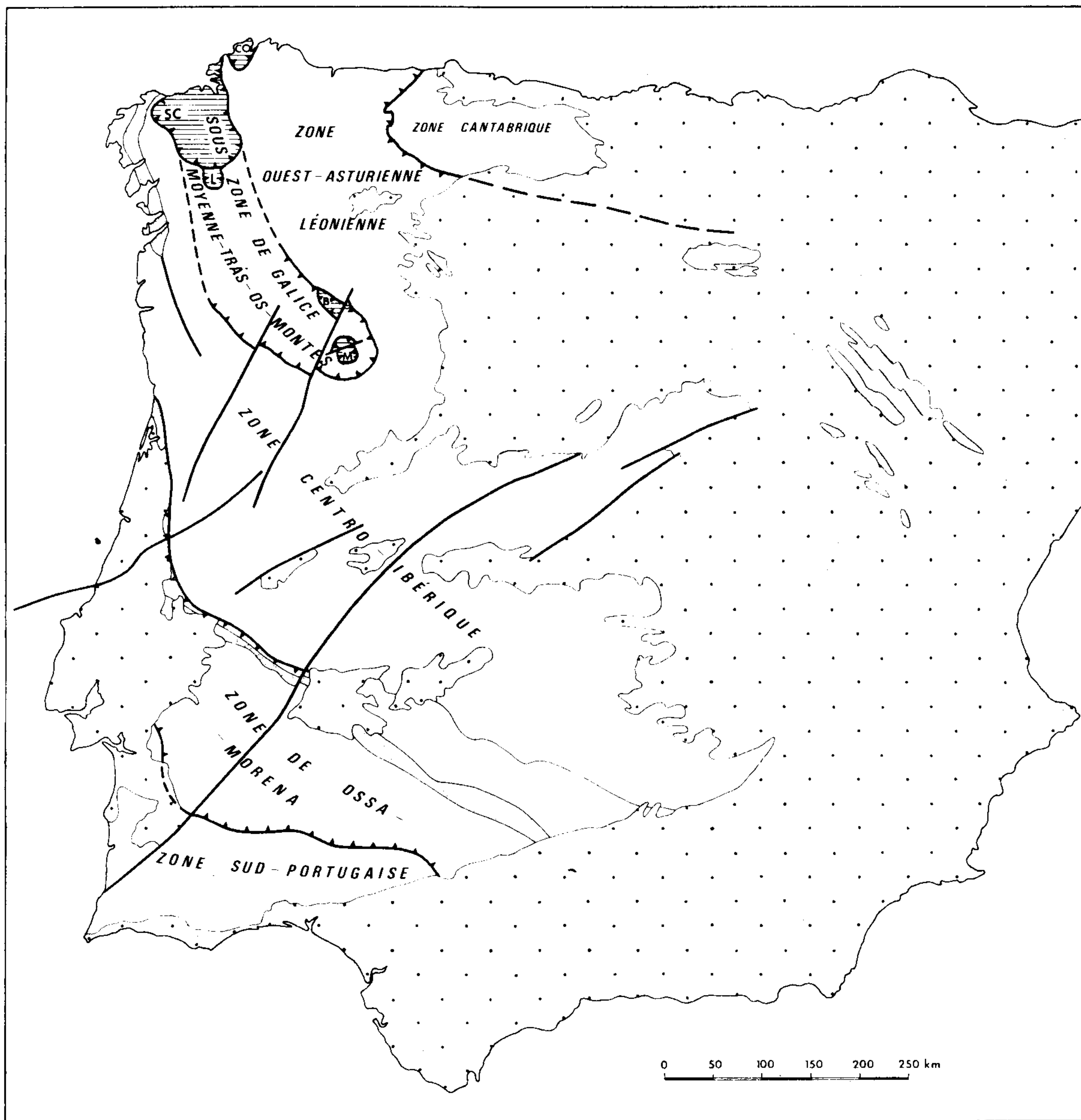


Fig. 2.2. — Zones paléogéographiques et tectoniques du Massif Hespérique, d'après le Carte Tectonique de la Péninsule Ibérique.

Fig. 2.2. — Paleogeographic and tectonic units in the Iberian Massif, following the Tectonic Map of Iberian Peninsula.

établi de celui des épisodes antérieurs d'âge controversé (précambrien, calédonien ou hercynien précoce).

Dans la Péninsule, comme dans le reste de l'Europe hercynienne, le magmatisme synorogénique se caractérise par la production abondante de granitoïdes. Ceux-ci

croûte au cours du métamorphisme régional, d'après les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

— Granitoïdes «calco-alcalins» et roches basiques associées, surtout mis en place après la tectogénèse. Dans le Nord du Massif, cette série est produite par fusion sèche

de la partie inférieure de la croûte au cours du métamorphisme régional et par mélange avec des produits basiques infracrustaux; dans le Sud la proportion de matériel infracrustal est plus importante et certains granitoïdes ont pu se former par différenciation magmatique.

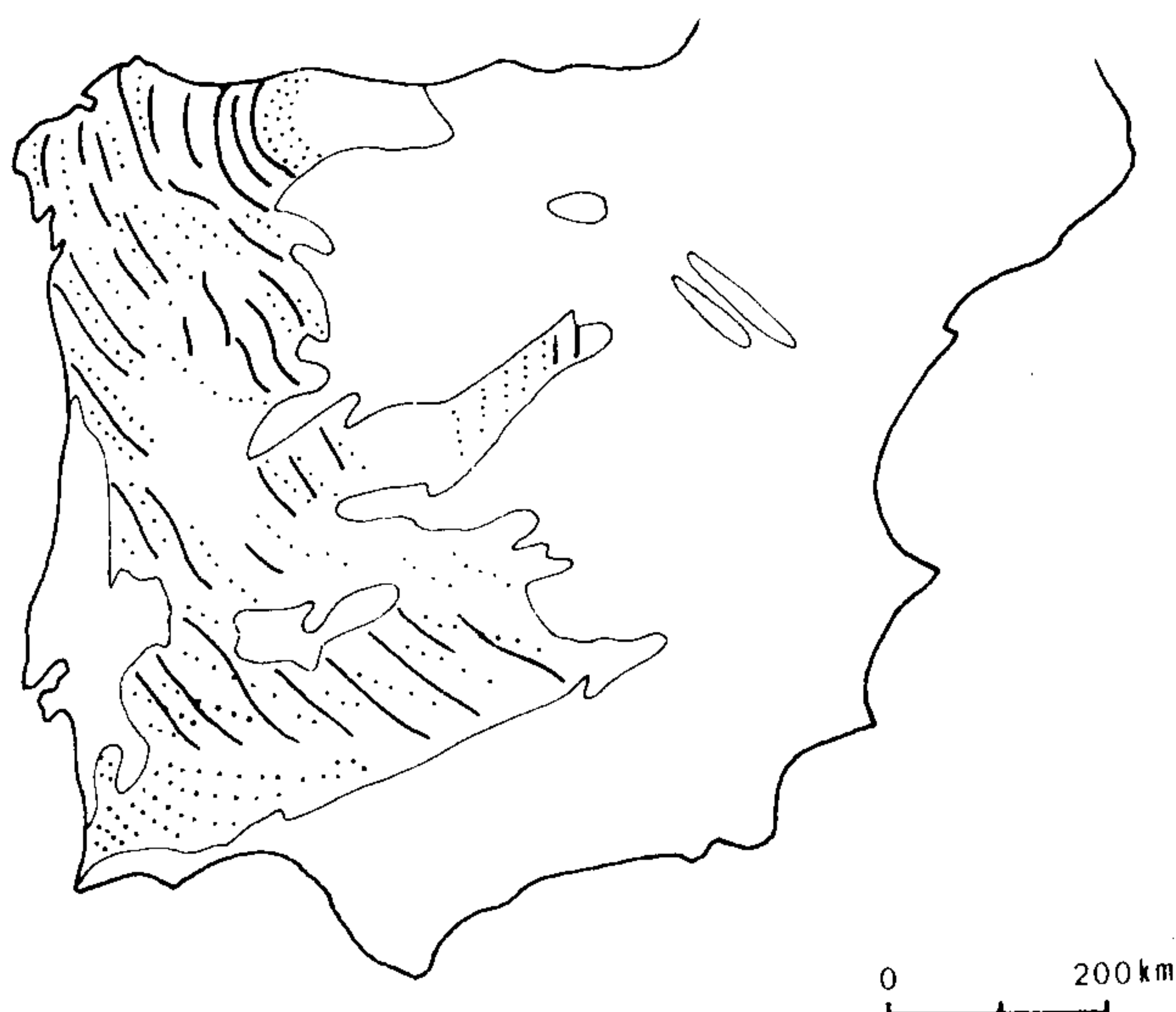


Fig. 2.3. — Directions axiales de la première (tireté) et deuxième (pointillé) phases de plissements hercyniennes.

Fig. 2.3. — Axial direction of first (full line) and second (dots) fold hercynian phases.

La distribution des intrusions synorogéniques montre une certaine zonalité; ainsi les massifs sont d'autant plus répandus qu'ils ont un caractère plus allochtone.

Les différentes zones sont séparées par des accidents majeurs, ce qui suggère un contrôle de la zonalité par des failles profondes séparant des compartiments crustaux de nature différente (Figs. 2.4; 2.5 et 2.6).

Avant de décrire les zones qui occupent le territoire portugais, on doit considérer brièvement la situation tectonique dans les zones situées à l'extrême NE, pour compléter la vision générale du segment ibérique de l'orogène.

2.2.2. Zone Cantabrique

La zone Cantabrique constitue un empilement de nappes d'avant-pays produites par décollement de la couverture paléozoïque qui présente des faciès de plate-forme depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère inférieur. La déformation est d'âge Westphalien-Stéphanien, avec dépôt de molasses productives parfois très épaisses, synchrones du replissement des nappes de décollement avec plans axiaux subverticaux.

La limite W de cette zone est un accident chevauchant majeur; au delà, le socle précambrien affleure dans l'antiforme du Narcea.

2.2.3. Zone Ouest-Asturienne-Léonienne

Le Paléozoïque s'épaissit dans cette zone; le style tectonique est très différent de la zone Cantabrique: le clivage de plan axial des plis de première phase hercynienne apparaît raide à l'E mais il devient couché, engendrant des nappes plis-couchés, vers l'W et dans des domaines où la courbure de l'arc s'accroît. Ce fait constitue une règle générale pour l'arc et il démontre qu'il y a un raccourcissement crustal différentiel le long de l'arc. La première phase hercynienne est d'âge pré-Culm, donc clairement plus ancienne que dans la zone Cantabrique, et les structures correspondantes sont déformées par une phase tectonique postérieure avec un clivage de crénulation de plan axial subvertical.

Le métamorphisme régional est du type de basse-pression intermédiaire, avec parfois du disthène résiduel, et le magmatisme synorogénique ressemble à celui de la zone Centro-Ibérique que nous décrirons plus loin.

La limite SW de cette zone correspond à une antiforme majeure où affleure la formation précambrienne volcano-détritique «Ollo de Sapo», très près de la frontière NE du Portugal.

2.2.4. Sous-zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes

Le secteur NE de la zone Centro-Ibérique peut être considéré comme un domaine spécial — la sous-zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes.

Un des traits distinctifs de cette zone est la présence de 5 massifs composés de roches à haut degré de métamorphisme et de composition mafique et ultramafique prédominante. Ce sont les massifs de Cabo Ortegal, Santiago de Compostela, Lalin, Bragança et Morais; ils ont une histoire tectonique et métamorphique très complexe — c'est pourquoi ils ont été considérés comme polymétamorphiques. Les contacts extérieurs des massifs sont des chevauchement majeurs sur des séquences monométamorphiques du Silurien (et Dévonien inférieur?), très riches en roches volcaniques acides et mafiques, que nous avons nommé le supergroupe «Transmontain». Les faciès de celui-ci le différencient nettement des séquences de même âge du reste moins déformé de la zone Centro-Ibérique. Le supergroupe repose sur celles-ci par l'intermédiaire d'un autre chevauchement majeur qui dessine un arc de 180° en Trás-os-Montes et qui doit être considéré comme la limite de cette sous-zone.

On trouve dans les complexes polymétamorphiques des faciès variés, depuis la granulite jusqu'au schiste vert; le métamorphisme est du type haute-pression intermédiaire, avec un gradient géothermique de 16-18°C/km, qui a été établi d'après des paragenèses dans les roches ultramafiques, mafiques et acides (paragneiss et migmatites). La structure interne des massifs est encore mal comprise et on peut trouver des granulites superposées à des roches de faciès amphibolite-almandin, ainsi que celles-ci sur des amphibolites rétrogradées dans le faciès schiste vert.

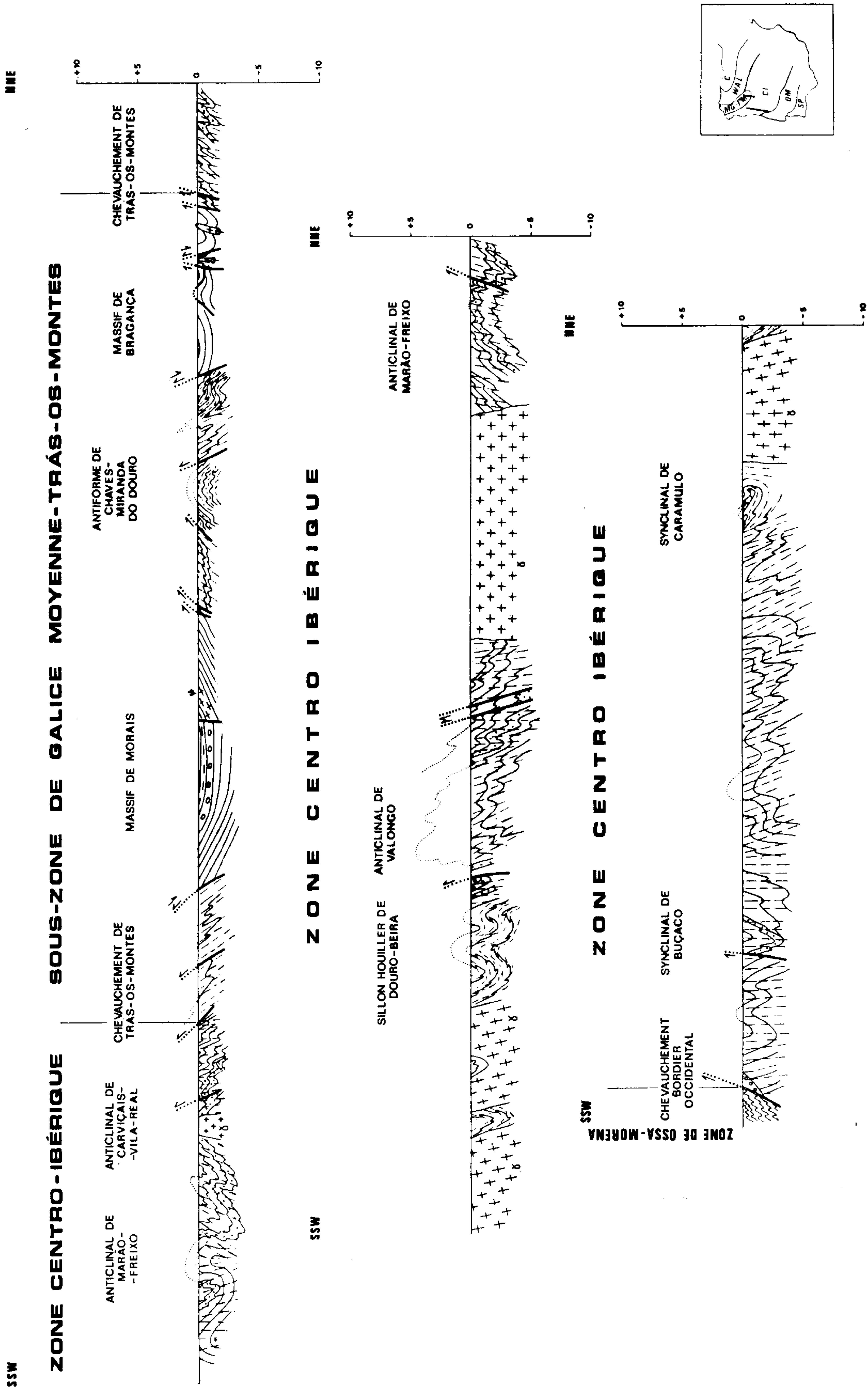


Fig. 2.4. — Géotransversale: Zone de Galice Moyenne - Trás-os-Montes et Zone Centro-Ibérique.

Fig. 2.4. — Geotransverse: Middle Galicia - Trás-os-Montes and Centro-Iberian Zones.

SW

NE

ZONE DE OSSA-MORENA | ZONE CENTRO-IBÉRIQUE

CHEVAUCHEMENT
DE FERREIRA

SYNCLINAL DE
AMÉNDIOA



NE

ZONE DE OSSA - MORENA

SW

SINCLINAL DE
TERENA

ANTIFORME DE
ESTREMOZ

CHARRIAGE DE
JUROMENHA

BANDE
BLASTOMYLONITIQUE

s² exprimé comme clivage schisteux

Fig. 2.5. — Géotransversale: Zone Centro-Ibérique et Ossa-Morena.

Fig. 2.5. — Geotransverse: Centro-Iberian and Ossa-Morena Zones.

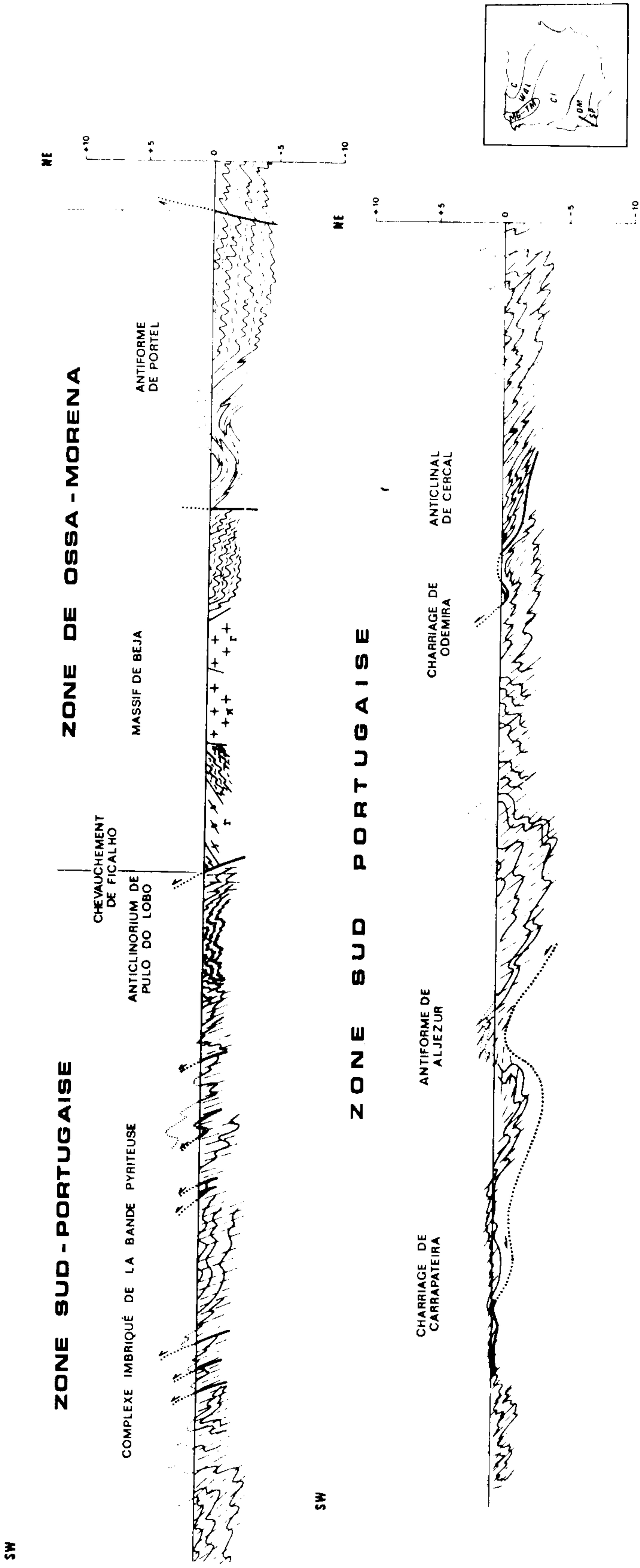


Fig. 2.6. — Géotransversale: Zone de Ossa-Morena et Sud-Portugaise.
Fig. 2.6. — Geotraverse: Ossa-Morena and South-Portuguese Zones.

Il existe au moins 3 phases de déformation pénétrative, dont les structures sont cogénétiques des paragenèses de degré plus élevé, et qu'on ne retrouve pas dans l'enveloppe paléozoïque.

Dans le Massif de Morais, les gneiss ocellés de Lagoa, qui s'apparentent à l'Olo de Sapo, et auxquels font suite les micaschistes de Lagoa, constituent une unité monométamorphique au dessus des complexes polymétamorphiques. En effet les paragenèses appartiennent au faciès schiste verts, de la zone de l'almandin à la zone de la chlorite, sans reliques de roches de haut-degré.

Le supergroupe transmontain présente la succession suivante de phases: la première donne des plis couchés avec clivage de plan axial, S_1 ; la deuxième des plis avec clivage qui retranspose parfois complètement S_1 , surtout quand on se rapproche des plans de chevauchement; la troisième phase, qui correspond à la F_2 régionale, donne des plis à plan axial subvertical de direction NW-SE, qui replissent les chevauchements.

Dans la région de Trás-os-Montes Oriental, le métamorphisme régional appartient au faciès schiste vert (zones de la chlorite, de la biotite, de l'almandin) et serait du type barrovien; la présence locale de crossite dans certains niveaux de schistes verts confirme la tendance, au moins locale, vers les domaines de haute-pression. Le pic du métamorphisme est atteint pendant la deuxième phase de déformation, mais le mouvement s'est poursuivi dans les chevauchements qui sont soulignés par des sauts de métamorphisme.

Le magmatisme synorogénique est caractérisé, en Trás-os-Montes Oriental, par l'exiguïté des intrusions de granitoïdes et par la présence d'un complexe stratifié alpinotype, mis en place pendant la première phase hercynienne, qui comprend de bas en haut des dunites, des harzburgites et des flasergabbros. Il a été fragmenté ultérieurement au long des chevauchements principaux.

Quand on se déplace vers le NW dans la sous-zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes Oriental, les caractères du métamorphisme régional et du magmatisme, spécifiques de cette zone, sont progressivement oblitérés et se rapprochent de ceux de la zone Centro-Ibérique.

La sous-zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes soulève des problèmes d'interprétation tectonique dont la solution va forcément influencer notre conception géodynamique de toute la chaîne hercynienne d'Europe.

En effet la situation paléogéographique et tectonique est assez semblable à celle du massif gneissique du Munchberg et d'autres massifs de la zone Saxo-Thuringienne, les faciès Centro-Ibériques étant comparables au faciès Thuringien et le faciès «Transmontain» au faciès Bavarois. Cette différence paléogéographique est aussi visible dans le style tectonique: les plis sont couchés et isoclinaux au dessus du chevauchement et plus raides et ouverts au dessous — et dans le degré de métamorphisme — quand on s'approche des massifs, on traverse successivement les isogrades de la biotite et de l'almandin.

Comme dans le cas du massif gneissique du Munchberg, divers auteurs ont proposé, à des époques différentes, des solutions allochtonistes et autochtonistes. A

première vue, l'interprétation nappiste semble évidente, parce que les roches à plus haut degré de métamorphisme occupent des synformes tardives séparées par des antiformes. Mais une analyse plus détaillée montre des faits intrigants: les plis de la première phase hercynienne moulent les massifs avec des déversements opposés. Ceci suggère que la déformation du Paléozoïque s'est adaptée aux limites des roches moins ductiles qui composent les massifs (Fig. 2.7).

L'âge de l'emplacement des massifs a pu être établi grâce à la présence de débris de roches à degré de métamorphisme élevé dans un Flysch du Dévonien inférieur de la région de Bragança. Cependant, des problèmes d'interprétation subsistent dans cette région, notamment le mécanisme de mise en place et l'âge du métamorphisme dans les massifs. En effet, dans le Massif de Morais, les gneiss ocellés et les micaschistes de Lagoa reposent sur les roches polymétamorphiques mais la nature du contact est controversée (charriage ou discordance?); d'autre part, on ne peut pas exclure la possibilité d'un charriage des complexes polymétamorphiques à partir de l'W, avant la première phase de déformation hercynienne pénétrative, ce qui pourrait expliquer les relations géométriques entre ces complexes et le supergroupe transmontain.

Dans ce cas, la zone de racines correspondrait au contact entre la zone Ossa-Morena et Centro-Ibérique, accident majeur qui amène en superposition du Précambrien polymétamorphique sur des sédiments paléozoïques assez peu déformés situés à l'E. La flèche du charriage serait alors au minimum de 170 km.

2.2.5. Zone Centro-Ibérique

Du point de vue paléogéographique, la différence principale, entre la zone Centro-Ibérique et la zone Ouest-Asturienne-Léonienne résulte de la discordance du quartzite armoricain (Arenig) sur une séquence de type Flysch (Cambrien et Précambrien supérieur?), appelée complexe schisto-grauwackeux. Ceci implique la présence d'une phase de déformation sarde, qui est cependant de nature épeirogénique.

La structure est caractérisée par la présence d'une zone axiale à structures raides à partir de laquelle divergent les plis hercyniens de la première phase. Cette zone axiale prolonge le «Fossé Blastomylonitique» de Galice occidentale, où l'on trouve des roches polymétamorphiques probablement précambriennes et des granites peralcalins et calco-alcalins d'âge Ordovicien supérieur et Silurien. Cette unité se rétrécit vers le Sud et la zone axiale est effacée par des granites post-tectoniques. A l'E et à l'W de cette zone axiale, les plis de première phase hercynienne sont couchés près de la charnière de l'arc et deviennent *raides* vers le SE, avec clivage et schistosité de plan axial.

Ces structures sont replissées par une deuxième phase hercynienne, avec crénulation passant à une schistosité de plan axial.

Dans le fossé de Douro-Beira des molasses du Westphalien D et du Stéphanien B-C sont conservées; ce fossé

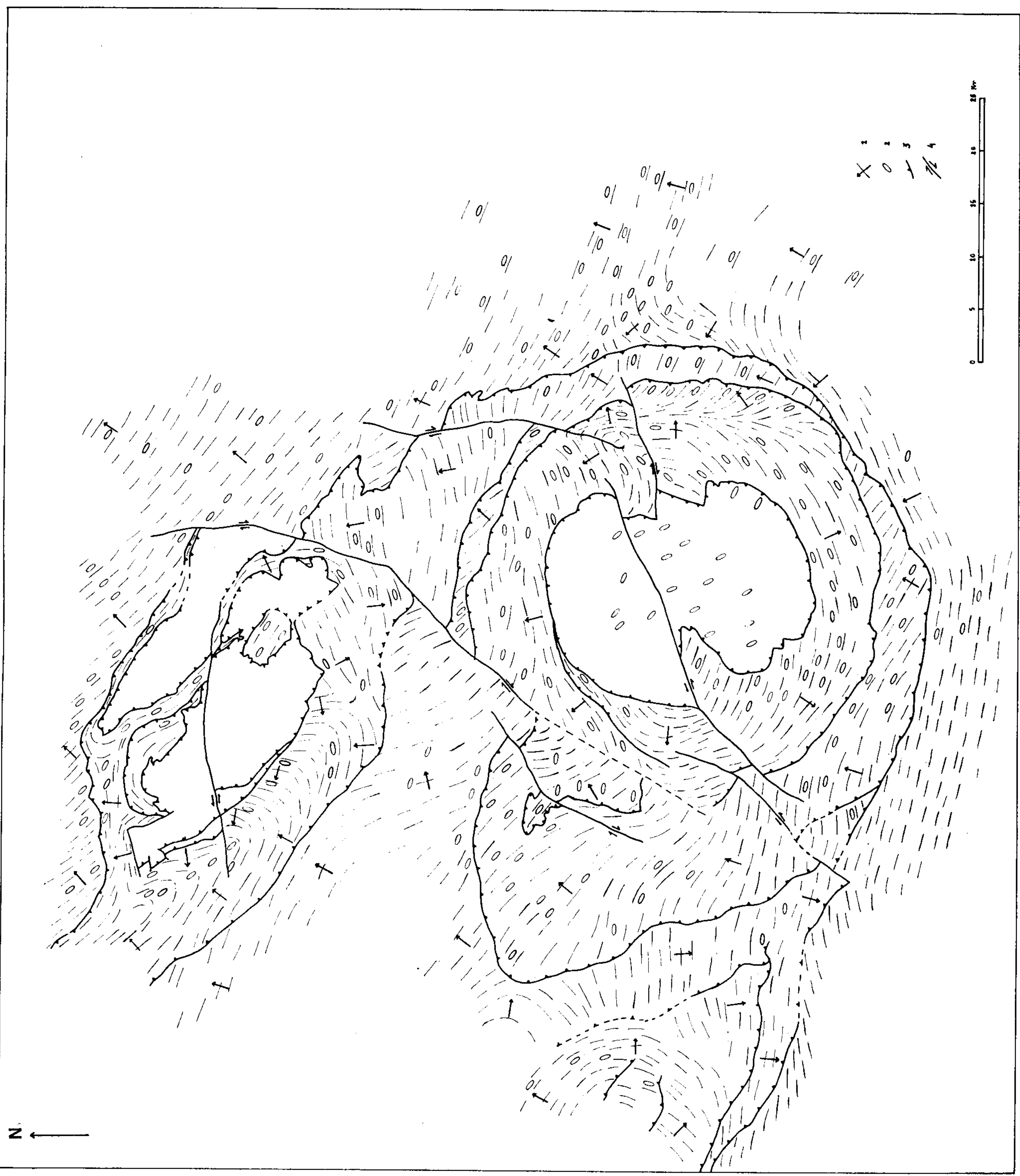


Fig. 2.7. — Rapports entre axes de plis et étirement, pendant la première phase de déformation, dans le Trás-os-Montes oriental: 1 — Direction d'axe de pli et sens de déversement; 2 — Direction d'étirement; 3 — Chevauchement; 4 — Décrochement hercynien précoce.

Fig. 2.7. — Relationship between fold axes and stretching, during the first deformation phase, in Eastern Trás-os-Montes: 1 — Fold axis and vergence; 2 — Stretching direction; 3 — Thrust plane; 4 — Early hercynian Wrench-fault.

correspond à un cisaillement *raide* avec une composante de décrochement sénestre.

Dans la zone Centro-Ibérique, le métamorphisme régional est plurifacial et compris entre le type Barrovien et le type de Basse-Pression; le type de métamorphisme est d'ailleurs intimement lié au niveau des intrusions de granitoïdes.

Ainsi le type de Basse-Pression intermédiaire se dispose suivant des bandes parallèles aux structures de la deuxième phase de déformation, avec les faciès les plus profonds au coeur des antiformes de cette phase, qui sont occupés par des intrusions mésozonales de la zone de la sillimanite, parfois accompagnées de migmatisation. Vers l'extérieur, se succèdent les isogrades de staurotide+andalousite, almandin, biotite et chlorite. La zone de l'almandin est souvent très étroite ou même inexistante.

Les relations déformation-cristallisation métamorphique et magmatique indiquent que la montée des isogéothermes se produisit au cours de la deuxième phase de déformation; suivant le niveau structural, la mise en place des granites s'arrêta avant, pendant ou après cette phase, en donnant lieu à des granites autochtones déformés, parautochtones déformés sur les bords ou allochtones presque non déformés.

Localement, le long de la même bande métamorphique, le type de métamorphisme change: on trouve du disthène résiduel, contemporain de la staurotide mais antérieur à l'andalousite. Ceci suggère que le type originel était de plus haute pression et qu'il a été modifié par la montée des isogéothermes, liée à la mise en place des granites.

Autour des intrusions épizonales, les isogrades se disposent parallèlement aux contacts des granites, très discordants par rapport à la structure de l'encaissant. On distingue les zones suivantes en allant vers l'extérieur: sillimanite \pm cordiérite, parfois inexistante; andalousite \pm cordiérite (avec almandin dans les niveaux très riches en Fe O) et biotite, parfois très large. Ce type de métamorphisme de contact reflète des conditions de très basse pression.

Le magmatisme synorogénique de la zone Centro-Ibérique comprend surtout des granitoïdes de la série alcaline et de la série calco-alcaline, les roches basiques étant très subordonnées.

Les caractères de la série «alcaline» sont: plagioclases de composition albite et/ou oligoclase acide, prédominance des types à deux micas, caractère leucocrate, teneur en muscovite équivalente à celle de la biotite, apatite commune. Les différents types de cette série forment une suite granitique dont les membres sont:

- Granites gneissiques mis en place vers 350 ± 10 MA affectés en partie par la première phase de déformation hercynienne.
- Granites à deux micas autochtones, liés à des migmatites et à des granites d'anatexie et parautochtones, plus ou moins déformés et contemporains de la deuxième phase hercynienne, vers 300 ± 10 MA
- Granites à deux micas et mégacristsaux, allochtones un peu plus tardifs.

Au point de vue de la mise en place, on se rend compte que les granites de la série «alcaline» ont tendance à accompagner les périodes de déformation par compression.

Les caractères de la série «calco-alcaline» sont: composition oligoclase-andésine du plagioclase, biotite prédominant sur muscovite; précurseurs basiques communs et enclaves microdioritiques abondantes; caractère mésocrate; myrmékite et perthite d'exsolution communs; hornblende et/ou proxène parfois présents; minéraux accessoires abondants et variés: titanite, apatite, opaques.

Les membres de cette série forment deux groupes bien distincts:

- Granites à mégacristsaux et à biotite-oligoclase, déformés par la deuxième phase hercynienne, avec caractère post-cristallin et mise en place vers 320 ± 10 MA.
- Granites post-tectoniques en massifs circonscrits, mis en place vers 280 ± 10 MA et où on peut distinguer les sous-types suivants, du plus ancien au plus récent: granites calco-alcalins à alcalins, à grain moyen à fin et à deux micas, parfois à mégacristsaux, et granites calco-alcalins à mégacristsaux, à grain grossier et à biotite (que les habitants appellent le «granite à dent de cheval»).

Les granites post-tectoniques ont été mis en place selon des processus variés (digestion à grande échelle de l'encaissant, subsidence en chaudron, injection forcée), pendant la période de fracturation tardi-hercynienne qui a contrôlé leur mise en place et a probablement accompagné la période de surrection finale de la chaîne hercynienne.

Le contact entre la Zone Centro-Ibérique et la Zone d'Ossa-Morena est un linéament majeur; il s'agit d'un chevauchement vers le NE avec structure imbriquée dans le centre du Portugal, passant à un cisaillement de direction N-S, la faille de Coimbra, près de la bordure W du Massif Hespérique. Cet accident a une histoire complexe où l'on décelle au moins deux types de mouvement d'âges différents: décrochement sénestre anté-autunien et faille inverse vers l'E post-autunienne.

2.2.6. Zone d'Ossa-Morena

Dans la zone d'Ossa-Morena, la séquence débute par un Précambrien polymétamorphique, suivi par un Précambrien supérieur à affinité Briovérienne, lui-même recouvert par le conglomérat de base du Cambrien: le Cambrien inférieur présente des faciès de plate-forme, suivis par une épaisse séquence pélito-quartzitique à intercalations de spilites. L'Ordovicien se présente sous un faciès pélitique, d'eau plus profonde que le quartzite armoricain, et le Silurien est riche en roches volcaniques acides et basiques. Le Dévonien inférieur et moyen, à faciès de plate-forme, est séparé du Flysch du Dévonien supérieur par une discordance majeure qui dénonce la première phase de déformation hercynienne. En effet, ce Flysch contient des conglomérats à galets de roches Paléozoïques déformées et métamorphisées.

Du point de vue tectonique, on doit tout d'abord souligner la présence de la Bande Blastomylonitique de Cordoue-Badajoz-Portalegre-Abrantes, orientée NW-SE; elle ressemble à celle de Galice occidentale par plusieurs de ses caractères: elle est limitée par des cisaillements raides, on y trouve des intrusions de granites et de syénites calco-alcalins et peralcalins d'âge Ordovicien supérieur et elle sépare aussi des domaines à déversements opposés de la première phase de déformation hercynienne.

Au N de Abrantes, les structures de la zone d'Ossa-Morena prennent une direction presque N-S, dans la zone de bordure occidentale du Massif Hespérique, et se prolongent, par Coimbra et jusqu'au S de Porto, en formant une étroite bande entre la zone Centro-Ibérique à l'E, et la couverture Méso-Cénozoïque à l'W; entre Ferreira de Zêzere et Albergaria-a-Velha, dominant les terrains épimétamorphiques, mais les faciès de haut degré réapparaissent au N de cette petite ville et s'étendent jusqu'à Espinho. Dans ce secteur, le contact entre les zones d'Ossa-Morena et Centro-Ibérique correspond à une bande complexe d'accidents chevauchants, accompagnés souvent de blastomylonitisation, sur une largeur de 5 km. Cette bande, que nous appellerons bande d'Oliveira de Azeméis, forme en quelque sorte le relais en échelon entre la bande de Galice Occidentale et celle de Cordoue-Abrantes.

Au SW de la Bande Blastomylonitique de Cordoue-Abrantes, les plis et les chevauchements de la première phase hercynienne ont des directions NW-SE à N-S, avec déversements vers le SW ou l'W. Comme dans l'arc Cantabrique, il existe une variation longitudinale dans l'intensité de la déformation qui s'accroît vers le NW.

Une deuxième phase de déformation engendre une crénulation de plan axial de direction NW-SE. Dans le niveau structural supérieur, conservé entre le charriage de Juro-menha et le synclinal de Terena, cette structure f_2 montre un pendage assez fort vers le SW et correspond à un clivage schisteux parce que les roches avaient été plissées mais sans formation de clivage ou avec un clivage très modéré, pendant le premier épisode de déformation hercynienne. Des figures d'interférence entre les plis f_1 et les plis f_2 , du type champignon et croissant, se produisent notamment dans la région de Barrancos.

Le métamorphisme régional est restreint à deux ceintures. La ceinture NE est axée sur la Bande Blastomylonitique de Cordoue-Badajoz-Portalegre-Abrantes et son prolongement vers le Nord. Le métamorphisme est de type Barrovien, comprenant les isogrades depuis l'almandin jusqu'à la sillimanite. Sur ce métamorphisme s'imprime une rétrogradation générale dans le faciès schistes-verts (zones de la chlorite et biotite) et, dans les roches de haut degré, des structures blastomylonitiques se produisent. Dans ce polymétamorphisme, la différenciation des événements précambriens et hercyniens n'est pas évidente. D'autre part, la déformation et le métamorphisme régional hercynien augmentent parallèlement aux structures vers le NW si bien que la corrélation entre les observations menées de façon indépendante au Portugal et en Espagne n'est pas toujours aisée. Ainsi, certains auteurs pensent que l'essentiel des paragenèses métamorphiques est Pré-

cambrien et même anté-Briovérien, et que la déformation hercynienne se traduit uniquement par une légère cataclase, accompagnée d'un métamorphisme de très faible degré. Cependant, on peut prouver au Portugal que la Blastomylonitisation est hercynienne, puisqu'elle affecte les roches de la séquence peralcaline qui recoupent le Cambrien et que le métamorphisme régional hercynien atteint au moins la zone de la biotite dans le Cambrien.

Dans la bande d'Albergaria-a-Velha-Espinho, on peut mettre en évidence une antiforme des isogrades de métamorphisme, recoupée par plusieurs accidents chevauchants; d'après les paragenèses, un métamorphisme de basse pression hercynien se serait imprimé sur un métamorphisme pré-hercynien de type barrovien. L'existence de disthène résiduel dans la bande de Viseu-Porto, située plus à l'E et dont l'âge hercynien est bien démontré, incite à la prudence dans l'interprétation de ce secteur qui manque d'études systématiques récentes.

La ceinture SW correspond à un alignement de dômes thermiques, recoupant les structures hercyniennes (Aracena, Serpa), et elle s'élargit vers le NW (Massif d'Évora-Beja); le métamorphisme est du type de Basse pression, avec isogrades depuis la zone de la chlorite jusqu'à la zone de la sillimanite où il y a une migmatisation parfois abondante. Les relations cristallisation-déformation indiquent que le pic du métamorphisme a été atteint avant la deuxième phase hercynienne.

Le magmatisme synorogénique de la zone d'Ossa-Morena a des caractères assez particuliers. Au NE existe un domaine de transition avec la zone Centro-Ibérique, où l'on trouve encore des granitoïdes qui s'intègrent dans le schéma établi pour cette zone; dans le Massif d'Évora, on retrouve encore des granitoïdes à deux micas, d'origine palingénétique, qui ressemblent à la série «alcaline» du nord et du centre de la Péninsule. Mais, en allant vers le SW, la production d'intrusions basiques augmente considérablement. On peut distinguer plusieurs types, à chimisme calco-alcalin prédominant:

- intrusions lopolithiques de norites et gabbros à hypersthène (Campo Maior) et complexe stratifié de gabbros et diorites, avec les lits intercalés de serpentinites et anorthosites (région de Beja); la deuxième phase hercynienne se traduit dans ce dernier complexe par des zones de cisaillement.
- complexe subvolcanique à texture porphyritique dominante et de composition très variée (diorites, quartzodiorites, gabbros, microgranites et granophyres), dans la région de Beja et au NW; la deuxième phase hercynienne se traduit par des zones de cisaillement de caractère semi-fragile.
- intrusions, postérieures à la deuxième phase de déformation, de gabbro-diorites, granodiorites, tonalites et rares granites.

Le contact entre les zones d'Ossa-Morena et Sud-Portugaise est un chevauchement majeur qui plonge fortement vers le NE; près l'accident, on trouve des intrusions de flasergabbros et serpentinites synmétamorphes; ceci

suggère qu'il s'agit d'un accident qui traverse toute la croûte. Quand on s'approche du chevauchement, les roches sont successivement transformées en protomylonites, blastomylonites et pseudotachylites, sur une largeur qui peut atteindre 1 km, par réseau de plus en plus dense de zones de cisaillement subparallèles à l'accident majeur.

2.2.7. Zone Sud-Portugaise

Dans la zone Sud-Portugaise, les roches les plus anciennes sont d'âge Dévonien supérieur; le volcanisme acide et mafique devient très important, au Tournaisien et Viséen inférieur, dans la partie NE ou Bande Pyriteuse, et est suivi par du Culm. Vers le SW, les séries deviennent plus réduites, avec des faciès de plate-forme du Faménnien au Namurien et sont suivies par un Flysch Westphalien A.

Du point de vue tectonique, la Bande Pyriteuse constitue un complexe imbriqué et déversé vers le SW. Les relations entre plissement et charriage sont variables: on peut reconnaître des charriages anté-schisteux, comme celui de Biguina qui repose sur un Olistrostroma très continu au sommet des turbidites du Culm — il s'agit probablement d'un charriage synsédimentaire; mais, en général, la structure imbriquée est due à des failles inverses raides, postérieures au clivage principal. Ce clivage plonge fortement vers le NE; il correspond au plan axial des plis dans certains secteurs, mais, dans d'autres, il coupe en oblique les plans axiaux, se déviant vers le N; vers le SW le clivage devient plat quand on s'approche des charriages majeurs: Odemira et Carrapateira. Celui-ci s'amortit frontalement et passe à un pli déversé au SW. Tous ces caractères peuvent être expliqués par le modèle d'un processus continu depuis la sédimentation jusqu'à la déformation cassante de roches indurées, en passant par des glissements et déformation de roches non consolidés, synsédimentaires.

Étant donné que les couches les plus anciennes, qui affleurent dans les anticlinaux principaux, sont toujours d'âge Dévonien supérieur, nous soupçonnons l'existence d'un décollement majeur à la base du complexe imbriqué, laissant au dessous un socle non déformé.

Une deuxième phase se traduit par un clivage de crénelation subvertical de direction NW-SE, plus pénétratif dans les secteurs où le clivage primaire était plus proche de l'horizontale.

Le type de métamorphisme régional change dans les divers secteurs de la zone Sud-Portugaise. Au NE, il appartient au faciès schiste-vert, zone de la chlorite. Dans la Bande pyriteuse, on trouve des paragenèses du faciès prehnite-pumpellyite, bien défini dans les roches volcaniques basiques et intermédiaires; les minéraux se développent pendant, et aussi après, la naissance du clivage schisteux primaire et sont déformés par la crénelation F_2 . Au SW de la Bande pyriteuse, on passe à un domaine anchi-métamorphique encore très mal étudié.

En comparant la paléogéographie et la tectonique des zones d'Ossa-Morena et Sud-Portugaise, on peut mettre en évidence une polarité très claire; l'âge du flysch devient

plus récent vers le SW (Dévonien supérieur dans la zone d'Ossa-Morena, Viséen supérieur dans la Bande Pyriteuse, Namurien supérieur vers le SW) et l'âge de la déformation principale devient aussi plus récent vers le SW (vers le Dévonien moyen dans la zone d'Ossa-Morena, affectant le Westphalien A dans l'extrême SW de la zone Sud-Portugaise). Cette migration vers le SW de l'orogénie est symétrique de la migration vers le NE dans la branche septentrionale de la chaîne.

2.2.8. Fracturation tardi-hercynienne

Comme nous l'avons dit à propos du cadre européen où s'insère le segment ibérique de la chaîne hercynienne, tout le Massif Hespérique a été recoupé à la fin de l'orogénèse hercynienne par un réseau de failles assez dense. L'interprétation cinématique de ces accidents nous amène à distinguer deux épisodes de fracturation.

Pendant le premier épisode, la direction de compression maximale est presque N-S. On la déduit de la présence de deux systèmes conjugués: un système sénestre de direction NNE-SSW à ENE-WSW et un système dextre de direction NNW-SSE à NW-SE. Le système sénestre est plus développé que le dextre, ce que l'on peut expliquer par un certain degré rotationnel de la déformation induite par les décrochements; en effet, la compression des phases souples hercyniennes, de direction approximative NE-SW, tourne de façon sénestre pour devenir N-S; dans ces conditions, il est normal que le système synthétique devienne plus dense.

L'âge de ce premier épisode peut être établi par les données suivantes: la composante de rejet horizontal est plus élevée pour les granites alcalins à deux micas, âgés de 300 ± 10 MA, que pour les granites calco-alcalins, âgés de 280 ± 10 MA et dont la mise en place est en partie contrôlée par ces accidents.

Pendant le deuxième épisode, la direction de compression maximale devient E-W. On peut en effet démontrer que la faille de Coimbra, de direction N-S, correspond à une faille inverse, de pendage moyen de 60° vers l'W, qui affecte l'Autunien de la région de Buçaco. Ce dernier montre des plis concentriques d'amplitude métrique, à plans axiaux subverticaux et axes subhorizontaux N-S; les stries de glissement banc-sur-banc ont une direction presque E-W; la structure macroscopique correspond à un synclinal dont le flanc W est recoupé par la faille inverse de Coimbra. Ces données impliquent clairement que le jeu post-autunien de la faille de Coimbra est dû à une direction de compression maximale proche de E-W. La faille de Coimbra est affectée par deux décrochements compatibles avec le même champ de contraintes.

Cette phase de déformation affecte surtout le bord W du Massif Hespérique. En effet, la compression E-W donne seulement à l'intérieur du Massif, quelques systèmes de kinks symétriques subméridiens; quand on approche du bord W du massif, on retrouve dans certains secteurs des plis macroscopiques indiquant une compression E-W à WNW-ESE modérée (Exemple: l'antiforme de Bordeira-

-Carrapateira, Algarve). A l'W de la faille de Coimbra, les kinks subméridiens deviennent plus pénétratifs. Dans les îlots des Berlengas, le seul affleurement de socle sur la marge occidentale du Bassin Lusitanien, on peut démontrer que cette phase devient beaucoup plus intense. En effet, ces îlots sont composés de granites calco-alcalins récents datant de 280 ± 11 MA. À l'intérieur du Massif Hespérique, ces granites sont entièrement post-tectoniques et uniquement affectés par des décrochements tardi-hercyniens. Au contraire, le granite des Berlengas est affecté par un épisode de déformation assez intense qui se traduit par un réseau très serré de zones de cisaillement à caractère semi-fragile, de direction N 10° à N 30° et plongement 20° à 50° vers l'W; des systèmes de zones de cisaillement de deuxième ordre, compris entre des cisaillements de premier ordre, permettent de définir le sens du déplacement en faille inverse de ceux-ci. Le long de ces zones, le granite est intensément cataclaté.

Les faits exposés nous permettent de conclure que ce deuxième épisode de fracturation tardi-hercynien est postérieur à 280 MA (Permien inférieur); il est d'autre part antérieur au Trias de la région de Coimbra, qui n'est pas affecté par cette déformation. Il est probablement que plusieurs filons basiques de direction E-W, dans le Massif Hespérique, soient en rapport avec le même système de contraintes, responsable de cet épisode de fracturation. Leur datation permettrait de préciser l'âge de cet épisode.

2.3. La couverture Épi-Hercynienne

En territoire portugais, la couverture épi-hercynienne occupe les Bordures Occidentale et Méridionale, ainsi que les Bassins du Bas-Tage et du Sado; sur le Massif Hespérique elle ne dépasse en général pas 200 à 300 m d'épaisseur, dans quelques bassins peu étendus.

Comme nous l'avons remarqué à propos du cadre général de la géologie ibérique, une marge continentale s'installe à l'W et au S de la Péninsule Ibérique à partir du Permien, en rapport avec les épisodes préliminaires d'ouverture de l'Atlantique et de la Mésogée. L'évolution de cette marge va conditionner les caractères de la couverture épi-hercynienne dont une partie importante est d'ailleurs actuellement immergée.

Les données sur la structure profonde de la croûte, établies à partir de la sismologie expérimentale, permettent de saisir, quoique de façon fragmentaire, l'évolution de la discontinuité de Mohorovicic depuis le centre du Massif Hespérique jusqu'à sa bordure occidentale. Le profil Sines-Fuzeta montre que le Moho se trouve à 30 km de profondeur à Sines et à 34-35 km à Fuzeta; au long du profil Nazaré-Cabo Raso, le Moho se tient à 27 km de profondeur. Il y a donc un amincissement de la croûte vers l'W, c'est-à-dire vers l'océan, comme dans toutes les marges inactives de type atlantique. On peut en même temps déceler un épaississement de la croûte vers le SE, que nous essayerons d'expliquer plus loin.

La Bordure Occidentale ou Lusitanienne et la Bordure Méridionale ou de l'Algarve sont aujourd'hui séparées à

l'affleurement. Cependant, les lambeaux de couverture de Santiago de Cacém et de Carrapateira, ainsi que les affleurements immergés entre le Cap Espichel et le Cap S. Vicente, permettent de reconstituer la continuité initiale du Bassin bordier.

Du point de vue structural, la couverture de la plate-forme hercynienne est généralement modérément plissée ou bien tabulaire. Le style tectonique dénonce presque toujours l'étroite influence exercée par le socle sur les déformations de la couverture; cependant, la présence en certains secteurs d'un complexe évaporitique près de la base de la couverture permet une certaine autonomie de celle-ci. Ce n'est que dans le secteur du Chainon de l'Arrábida que le style et l'intensité de la déformation rappellent ceux des Cordillères Cantabrique et Ibérique, qui peuvent être considérées comme intermédiaires entre la couverture épi-hercynienne et les chaînes alpines périphériques. On voit donc que le contenu stratigraphique des bassins va contrôler en partie leur style tectonique. Cependant, l'évolution paléogéographique est elle-même contrôlée par des facteurs tectoniques, le rythme et le style de l'extension liée à l'établissement de la marge conditionnant en large mesure la succession des faciès sédimentaires et leurs épaisseurs.

2.3.1. Bordure Occidentale ou Lusitanienne

Pendant le Mésozoïque, s'installe sur la Bordure Lusitanienne un fossé allongé selon la direction NNE-SSW, le Fossé Lusitanien, où les sédiments présentent une épaisseur maximale. Les apports se font à partir du Massif Hespérique situé à l'E, mais aussi à partir d'une aire continentale située à l'W et dont l'archipel des Berlengas constitue le seul témoin émergé. L'existence de ce continent occidental est démontré par plusieurs faits: ainsi, divers termes de la colonne stratigraphique se chargent d'éléments détritiques quand on va vers l'W, par exemple les calcaires gréseux du Lias et du Dogger et les grès et conglomérats du Malm; les termes correspondants du centre du bassin ne comportent pas ces éléments détritiques. D'autre part, l'étude des paléocourants dans ces séries et dans le Crétacé inférieur confirme un apport sédimentaire d'W en E.

Ce dispositif en fossé permet d'expliquer le cadre paléogéographique admis; sur ses bords, la sédimentation est néritique, souvent récifale et d'épaisseur réduite (500 à 1000 m), tandis que dans l'axe se disposent des faciès plus épais (jusqu'à 5000 m), parfois pélagiques.

Étant donné la largeur assez réduite du fossé, une grande partie des sédiments mésozoïques ont été déposés dans l'aire littorale et enregistrent donc toutes les oscillations du niveau de la mer qui se traduisent par d'assez brusques variations latérales de faciès et d'épaisseur.

Le style tectonique de la Bordure occidentale ou lusitanienne est caractérisé par la présence de familles d'accidents de directions variées qui correspondent en grande partie au rejeu post-hercynien du réseau de fractures tardi-hercyniennes; le long de ces accidents, la couverture est puissamment

déformée par des plis, failles et plis-failles qui délimitent des blocs, à l'intérieur desquels la couverture garde un style subtabulaire, avec seulement des déformations à grand rayon de courbure. On retrouve ainsi dans la couverture les principales directions de fracturation tardi-hercynienne du socle: N-S, surtout au long de la bordure W du Massif Hespérique; ENE-WSW, parallèle à la flexure du Guadalquivir et aux Chaînes Bétiques, d'où l'expression direction bétique: NNE-SSW, direction prédominante des accidents diapiriques; NW-SE, orientation des accidents secondaires à l'intérieur des blocs limités par les accidents majeurs. Mais on trouve aussi un accident profond de direction NNW-SSE, le long duquel sont alignés les massifs annulaires subvolcaniques. Il s'agit probablement d'une fracture non héritée du socle hercynien, formée dans la portion la plus amincie, donc la plus fragile, de la croûte proche de la marge continentale.

2.3.1.1. Dislocations subméridiennes sur la bordure W du Massif Hespérique

La bordure W du Massif Hespérique correspond, nous l'avons vu, à un accident complexe, la faille de Coimbra; cette zone de faiblesse a probablement joué pendant le dépôt des séries du Bassin Lusitanien et elle forme maintenant la limite E de ce Bassin. Au long de cette limite, le remplissage du Bassin a été fortement disloqué et le socle forme même des écaillés, de direction N-S, chevauchantes vers l'E, à l'intérieur de la couverture dans le secteur Tomar-Penela. Cette tectonique tangentielle se manifeste aussi par des accidents de même direction à l'intérieur de la couverture.

L'existence d'une compression de direction sensiblement E-W dans une marge continentale inactive de direction N-S pose un des problèmes géodynamiques majeurs de l'évolution de cette marge; quel est en effet le mécanisme capable de produire une compression qui va la raccourcir, en créant des accidents parallèles à sa direction? Nous essaierons de donner une réponse à ce problème dans le chapitre sur l'évolution géodynamique de la marge continentale atlantique.

2.3.1.2. Accidents bétiques

Les accidents de direction bétique (ENE-WSW) sont les suivants, du NW vers le SE:

- l'accident de Lousã-Pombal-Nazaré correspond à une flexure en compression, avec relèvement du bord SE jusqu'à Leiria; au delà, le mouvement s'inverse et, dans le cañon de Nazaré, le socle chevauche la couverture vers le SE (Fig. 2.8).
- l'accident de Serra de Aire — Serra de Montejunto correspond dans sa partie NE à un chevauchement sur le Tertiaire du Bassin du Bas-Tage et au SW à un anticlinal pincé (Fig. 2.9).

Ces deux accidents délimitent un bloc soulevé qui prolonge la Cordillère Centrale dans le socle, mais ce bloc s'ennoie vers le SW et le mouvement de ses lèvres peut même se renverser ce qui rend difficile de caractériser l'importance de son prolongement vers le SW; il y a, à l'intérieur du bloc, un contraste morphostructural marqué entre les chaînons de calcaires jurassiques — Serra de Sicó et Massif Calcaire d'Estremadura — et les bassins d'effondrement qui conservent des séries à prédominance gréseuse — bassin de Ourém, par exemple (Fig. 2.10).

Au Nord de Lisbonne, la série méso-cénozoïque présente des ondulations synclinales et anticlinales assez ouvertes, de direction bétique.

Le Miocène est affecté dans tous ces accidents mais non le Pliocène, ce qui indique l'âge miocène supérieur de la compression bétique.

Le chaînon d'Arrabida appartient lui aussi aux accidents bétiques, mais il mérite une description spéciale, en vertu de son style tectonique plus évolué. Il est formé par des plis assez aigus qui se disposent en échelons de direction ENE-WSW et qui sont tous chevauchants vers le SSE; ils sont découpés par des décrochements sénestres N-S. Tous ces accidents ont joué en même temps, en prêtant au chaînon un style tectonique semblable à celui du Jura. En effet, le style des plis change de part et d'autre des décrochements et un décrochement affectant un certain anticlinal devient un chevauchement dans l'anticlinal situé au N (Fig. 2.11).

L'âge de cette tectonique peut être précisée en Arrábida (Fig. 2.12); dans les anticlinaux les plus méridionaux (Formosinho), on peut établir l'existence d'une pulsation entre le Burdigalien et le Langhien et d'un jeu post-Tortonien, tandis que plus au N (S. Luís) la sédimentation est continue du Burdigalien au Tortonien, qui est lui-même chevauché, le Pliocène étant discordant sur les structures plissées. Nous pensons qu'il s'agit de pulsations mineures à l'intérieur de la phase de déformation intra-miocène, tandis que la migration de l'orogénie du S au N, contraire à la direction du déversement observé, suggère vivement que la chaîne de Arrábida est due à un sous-chevauchement par le bloc situé au Sud, où le Néogène n'est que peu ou pas déformé.

L'érosion entre les deux pulsations a largement influencé le style tectonique des accidents; en effet, là où le flanc raide situé du côté SE a été profondément érodé, les contraintes postérieures ont été suffisantes pour laminier ce qui restait des calcaires rigides de la base du Mésozoïque, en faisant affleurer le complexe évaporitique; celui-ci servit de lubrifiant au chevauchement dont la flèche augmenta et, par conséquent, dont l'inclinaison diminua. Dans le cas contraire, le chevauchement resta modeste et raide. Il s'agit donc d'un cas assez évident d'interaction morpho-tectonique entre érosion et déformation (Fig. 2.13). Cette interaction est typique du niveau structural supérieur, ce qui se traduit aussi par d'autres caractères. Ainsi l'écaillé de Palmela constitue une structure de collapse par gravité, avec glissement vers le Nord d'un lambeau de la couverture miocène de l'anticlinal de S. Luís (Fig. 2.14).

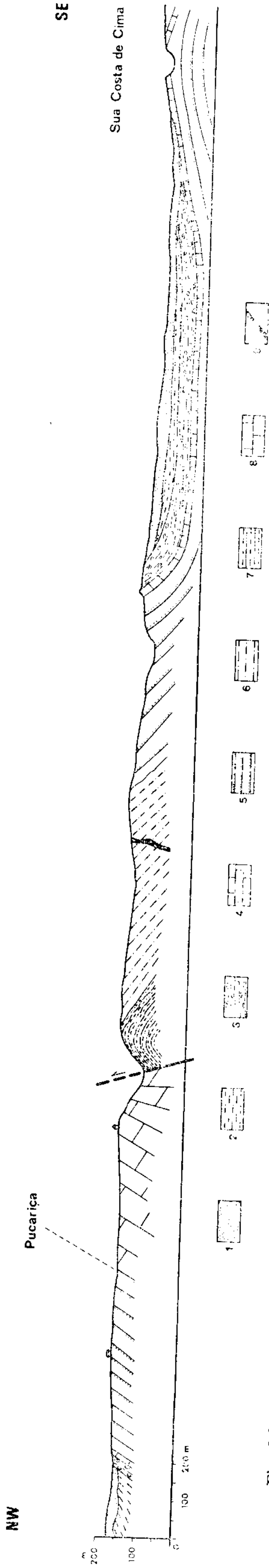


Fig. 2.8. — Coupe de l'accident de Pombal-Nazaré dans la région de Leiria, d'après Choffat: 1 — Pliocène; 2 — Miocène; 3 — Conglomérats paléogènes; 4 — Toit du Cénomanien; 5 — Cénomanien et Albien supérieur (Grès); 6 — Malm supérieur (avec charbon); 7 — Malm supérieur (avec charbon); 8 — Dogger; 9 — Dolerite.
Fig. 2.8. — Profile on the Pombal-Nazaré accident in the Leiria region, after Choffat: 1 — Pliocene; 2 — Miocene; 3 — Paleogene conglomerates; 4 — Top of Cenomanian; 5 — Cenomanian and Upper Albian; 6 — Upper Malm (Sandstone); 7 — Upper Malm (with coal); 8 — Dogger; 9 — Dolerite.

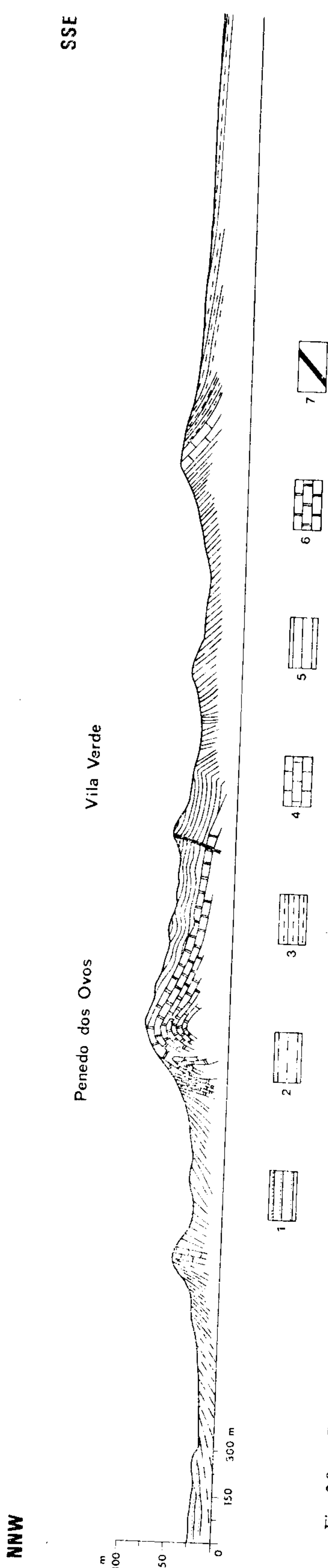


Fig. 2.9. — Coupe dans la Serra de Montejuento d'après Choffat: 1 — Grès de Torres Vedras (Aptien-Néocomien); 2 — Freixialien (Portlandien sup.); 3 — Pterocérien (Portlandien inf.); 4 — Couches de Montejuento et Couches de Cabaços (Oxfordien sup. et moyen); 5 — Marnes d'Abadia et Grès de Cabrito (K. moyen); 6 — Formation de Tojeira, Calcaires de Montejuento et Couches de Cabaços (Oxfordien sup. et moyen); 7 — Teschenite.
Fig. 2.9. — Profile in the Serra de Montejuento after Choffat: 1 — Torres Vedras Sandstones (Aptian-Neocomian); 2 — Freixialian (Upper Portlandian); 3 — Pteroceran (Lower Portlandian); 4 — Beds with *Lima pseudoalternicosta* and Corallian of Amaral (Upper and Middle Kimmeridgian p.p.); 5 — Abadia Marls and Cabrito Sandstones (Middle Kimmeridgian); 6 — Tojeira Formation, Montejuento limestones and Cabaços beds (Upper and Middle Oxfordian); 7 — Teschnite.

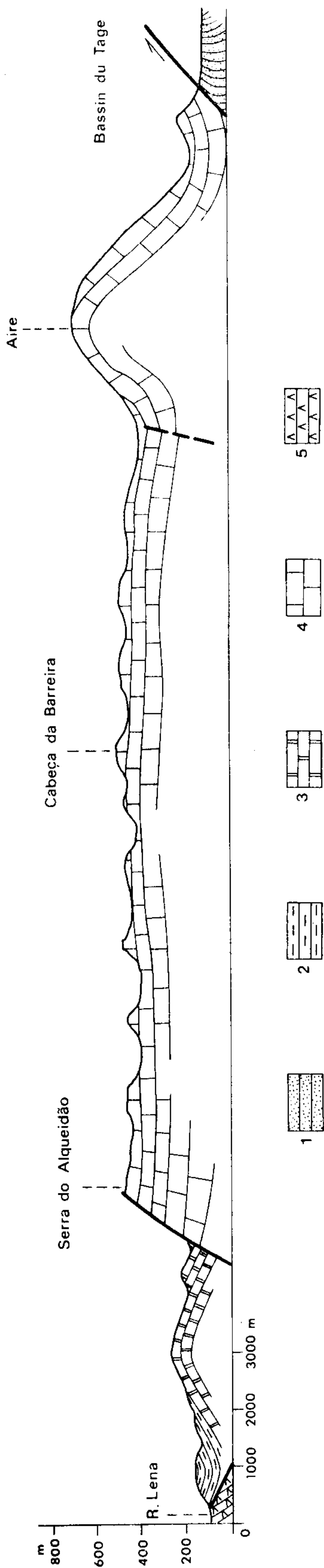
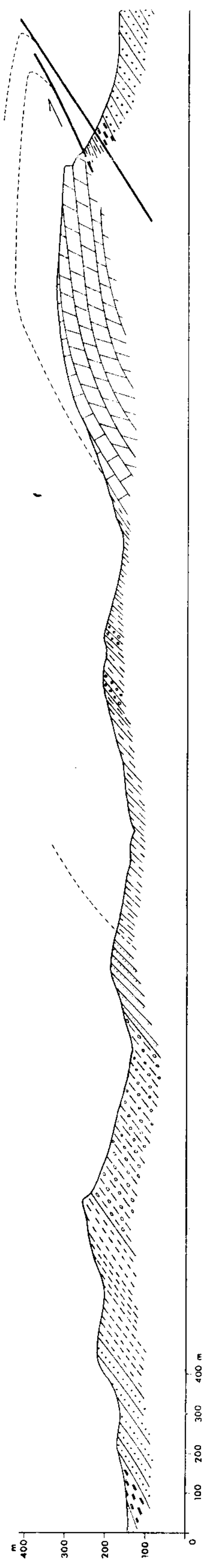


Fig. 2.10. — Coupe dans le Massif Calcaire d'Estremadura, d'après Fernandes Martins: 1 — Formations tertiaires du Bassin du Tage; 2 — Couches calcaires et argileuses du Kimmeridgien-Portlandien; 3 — Calcaires de Montejunto (Oxfordien sup.); 4 — Calcaires du Bathonien; 5 — Marnes hettangiennes.

Fig. 2.10 — Profile in the Estremadura Limestone Massif, after Fernandes Martins: 1 — Tertiary formations of the Tagus Basin; 2 — Limestones and clays of Kimmeridgian-Portlandian; 3 — Montejunto Limestones (Upper Oxfordian); 4 — Bathonian Limestones; 5 — Hettangian Marls.

N

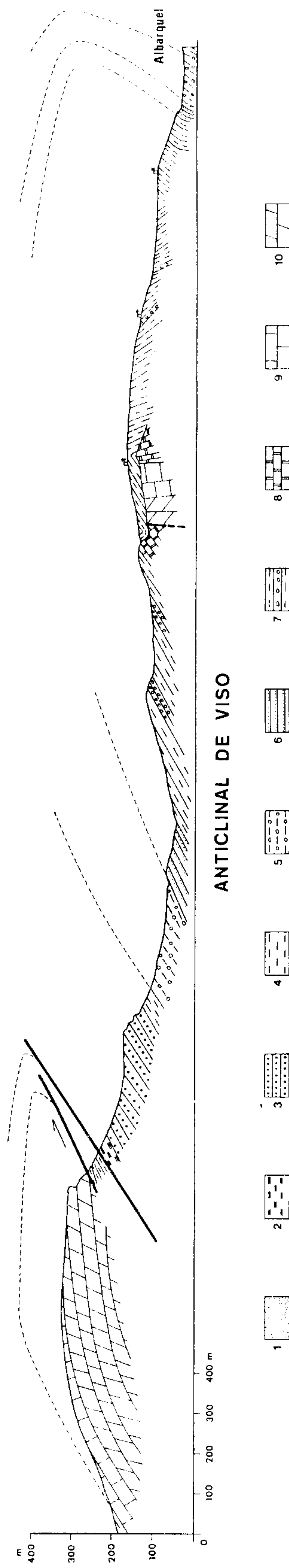
S



ANTICLINAL DE S. LUIZ

N

S



ANTICLINAL DE VISO

Fig. 2.11. — Coupes dans la Chaîne d'Arrábida, d'après Choffat: 1 — Plio? -Pleistocène; 2 — Tortonien (sables fins, marins); 3 — Langhien et Serravallien (calcaires, sables, argiles); 4 — Burdigalien et Aquitanien (calcaires marins, sables et argiles); 5 — Oligocène et Eocène probable (marnes rouges et graviers); 6 — Valanginien (graviers sans fossiles); 7 — Jurassique sup. (conglomérats, grès et marnes); 8 — Dogger (calcaires blancs); 9 — Dogger et Lias (calcaires saumâtres); 10 — Lias inférieur (calcaires dolomitiques et dolomies).

Fig. 2.11. — Profiles in the Arrábida Chain, after Choffat: 1 — Plio?-Pleistocene; 2 — Tortonian (marine white sands); 3 — Langhian and Serravallian (limestones, sands and clays); 4 — Burdigalian and Aquitanian (marine limestones, sands and clays); 5 — Oligocene and Eocene probable (red marls and gravel); 6 — Valanginian (unfossiliferous gravel); 7 — Upper Jurassic (conglomerates, sandstones and marls); 8 — Dogger (white limestones); 9 — Dogger and Lias (brackish limestones); 10 — Lower Lias (dolomitic limestones and dolomites).

NW

SE

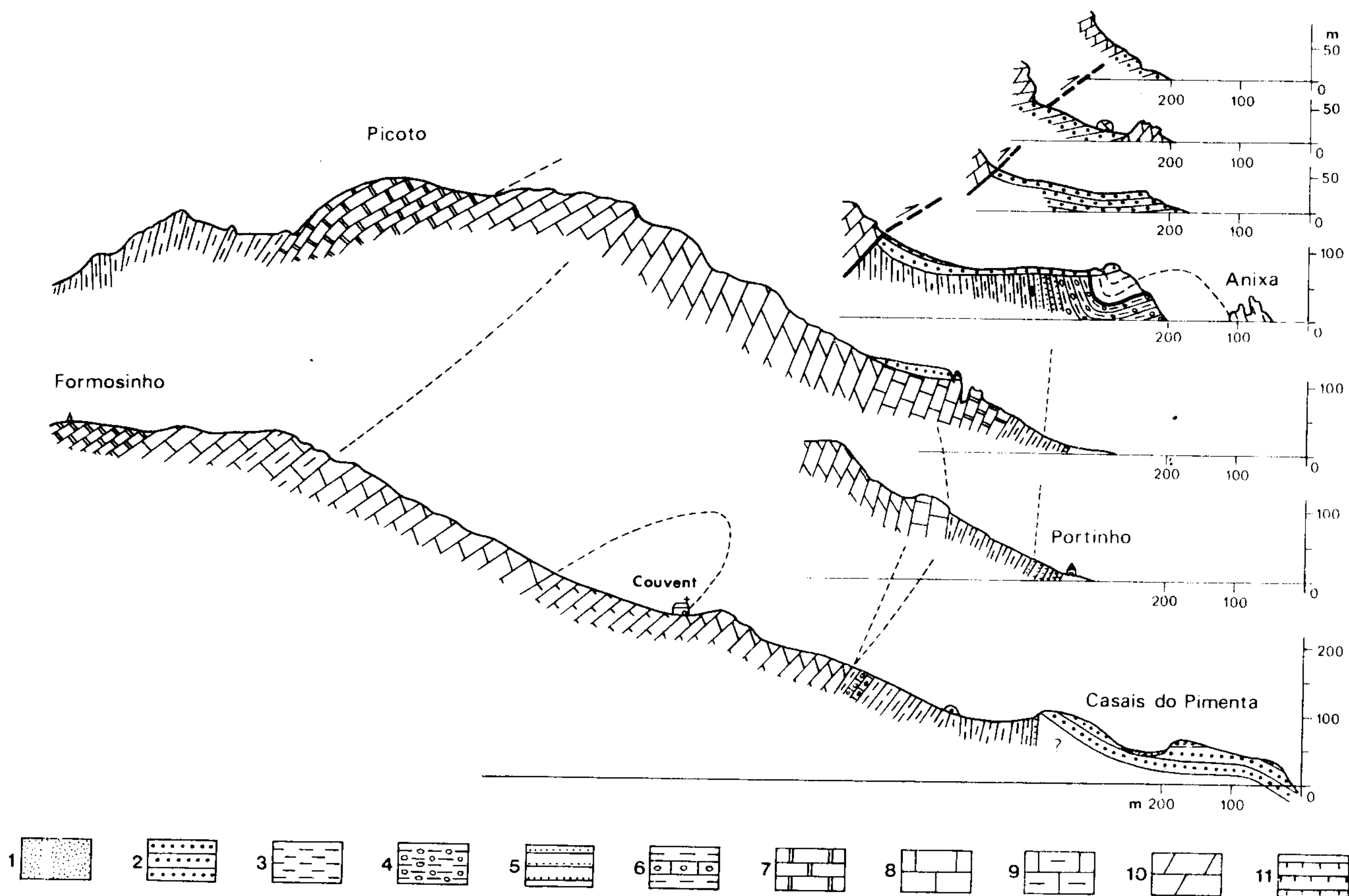


Fig. 2.12. — Coupes dans l'anticlinal de Formosinho, d'après Choffat: 1 — Pleistocène et? Pliocène (sables et graviers); 2 — Serravallien (calcaires et sables); 3 — Burdigalien et Aquitanien (calcaires plus ou moins sableux); 4 — Oligocène et Eocène probable (conglomérats, graviers, argiles, calcaires); 5 — Valanginien (graviers); 6 — Freixialien-Pterocérien (marnes, calcaires et conglomérats); 7 — Kimmeridgien-Oxfordien (complexe marino-saumâtre-calcaires blancs); 8 — Bathonien (calcaires blancs); 9 — Calcaires à apparence de Bathonien, surmontés de bancs dolomitiques; 10 — Bajocien (dolomies saccharoides); 11 — Bajocien-Aalénien et Hettangien (marno-calcaires à *Gervilleia* et marnes rouges).

Fig. 2.12. — Profiles in the Formosinho anticline, after Choffat: 1 — Pleistocene and? Pliocene (sands and gravel); 2 — Serravallian (limestones and sands); 3 — Burdigalian and Aquitanian (sandy limestones); 4 — Oligocene and Eocene probable (conglomerates, gravel, clays, limestones); 5 — Valanginian (gravel); 6 — Freixialian-Pteroceria (marls, limestones and conglomerates); 7 — Kimmeridgian-Oxfordian (marine brackish complex-white limestones); 8 — Bathonian (white limestones); 9 — Limestones with Bathonian appearance, under dolomitic layers; 10 — Bajocian (saccharoidal dolomites); 11 — Bajocian-Aalenian and Hettangian (marly limestones with *Gervilleia* and red marls).

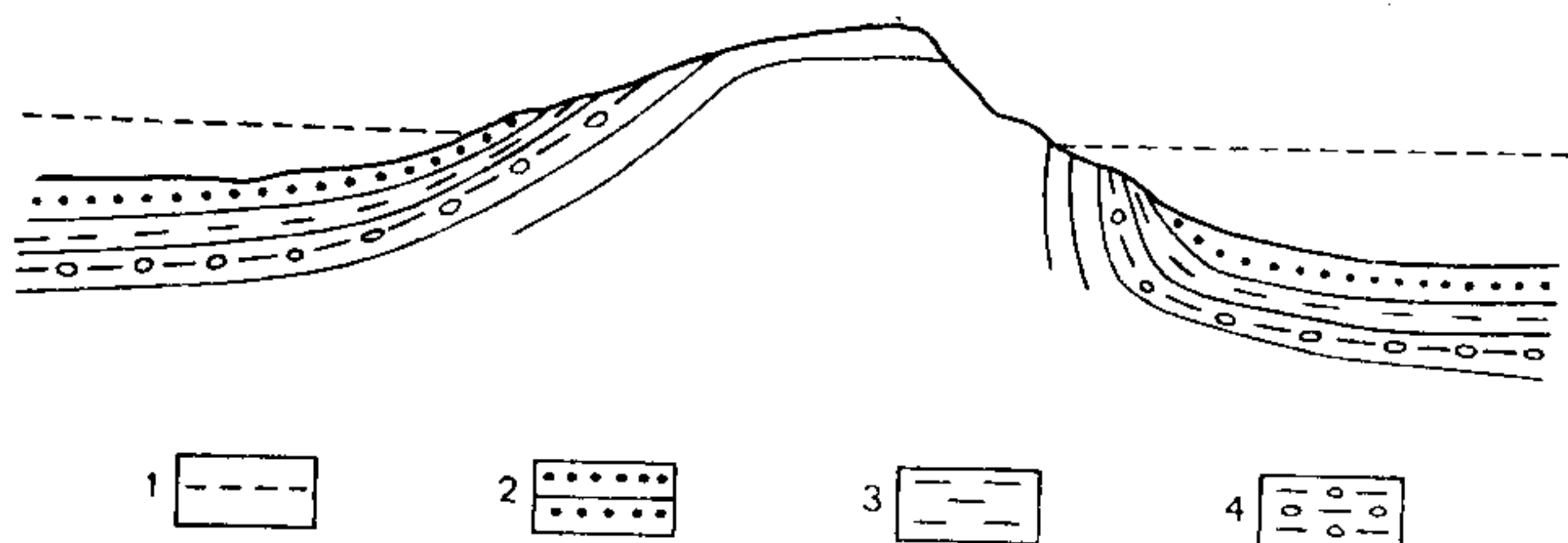


Fig. 2.13. — Coupe de l'anticlinal de Formosinho lors du dépôt des assises serravalliennes, d'après Choffat: 1 — Niveau de l'Océan au Serravallien; 2 — Langhien ou/et Burdigalien terminal; 3 — Burdigalien et Aquitanien; 4 — Oligocène et Eocène probable.

Fig. 2.13. — Profile in the Formosinho anticline during deposition of the Serravallian, after Choffat: 1 — Sea level in the Serravallian; 2 — Langhian or/and Uppermost Burdigalian; 3 — Burdigalian and Aquitanian; 4 — Oligocene and Eocene probable.

2.3.1.3. Accidents de type diapirique

Le complexe évaporitique hettangien jalonne parfois les accidents bétiques (diapirs de Leiria, Matacães et Sesimbra). Cependant, les aires diapiriques semblent se situer de préférence sur les talus qui bordent le fossé lusitanien; ceux-ci doivent correspondre à des failles normales au niveau du socle, qui ont été actives au cours de la sédimentation du contenu du fossé. On peut ainsi expliquer la présence de filons et de cheminées d'âge postérieur au Malm, qui s'allongent dans le sens des diapirs et qui prouvent que les accidents recoupent toute la croûte continentale. Les diapirs forment donc deux bandes, allongées selon la direction générale NNE-SSW; du côté occidental,

N

S

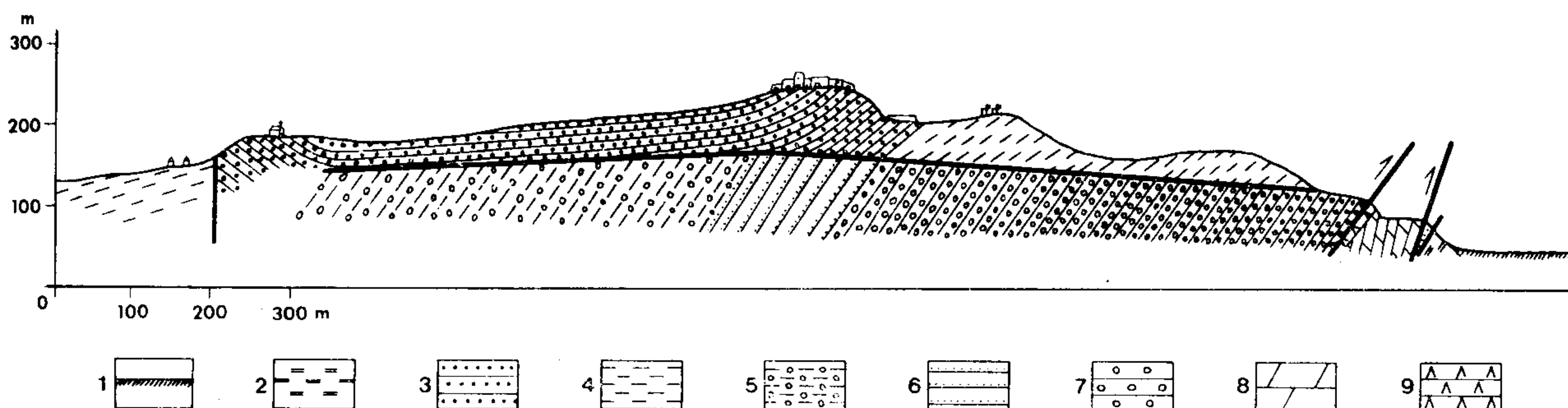


Fig. 2.14. — Coupe dans l'écaïlle de Palmela, d'après Choffat: 1—Alluvions; 2—Tortonien; 3—Serravallien; 4—Langhien ou/et Burdigalien Terminal; 5—Oligocène et Eocène probable; 6—Valanginien; 7—Portlandien-Kimmeridgien; 8—Lias inf. (dolomies); 9—Hettangien (marnes rouges).

Fig. 2.14. — Profile in the Palmela imbricate structure, after Choffat: 1—Alluvium; 2—Tortonian; 3—Serravallian; 4—Langhian or/and Uppermost Burdigalian; 5—Oligocene and Eocene probable; 6—Valanginian; 7—Portlandian-Kimmeridgian; 8—Lower Lias (dolomites); 9—Hettangian (red marls).

il y a déversement vers l'W et, du côté oriental, vers l'E (Fig. 2.15 et 2.16).

La migration latérale du complexe évaporitique vers les noyaux des anticlinaux diapiriques a induit la formation de bassins d'effondrement qui se situent de préférence dans la partie la plus profonde du fossé lusitanien (Fig 2.17).

L'étude des variations de faciès et d'épaisseur de la couverture supra-évaporitique qui a été réalisée surtout par les géologues pétroliers, permet de dater du Dogger le début de l'halokinèse. Cependant nous ne savons pas l'âge de la mise en place finale des diapirs. Plusieurs faits suggèrent que le mouvement s'est poursuivi jusqu'au Miocène: la présence de Cénomaniens à l'intérieur des bassins d'effondrement et celle du complexe dans les accidents de direction bétique qui affectent le Miocène. Les aires diapiriques sont des zones de faiblesse qui ont probablement joué à chaque période de compression.

WNW

ESE

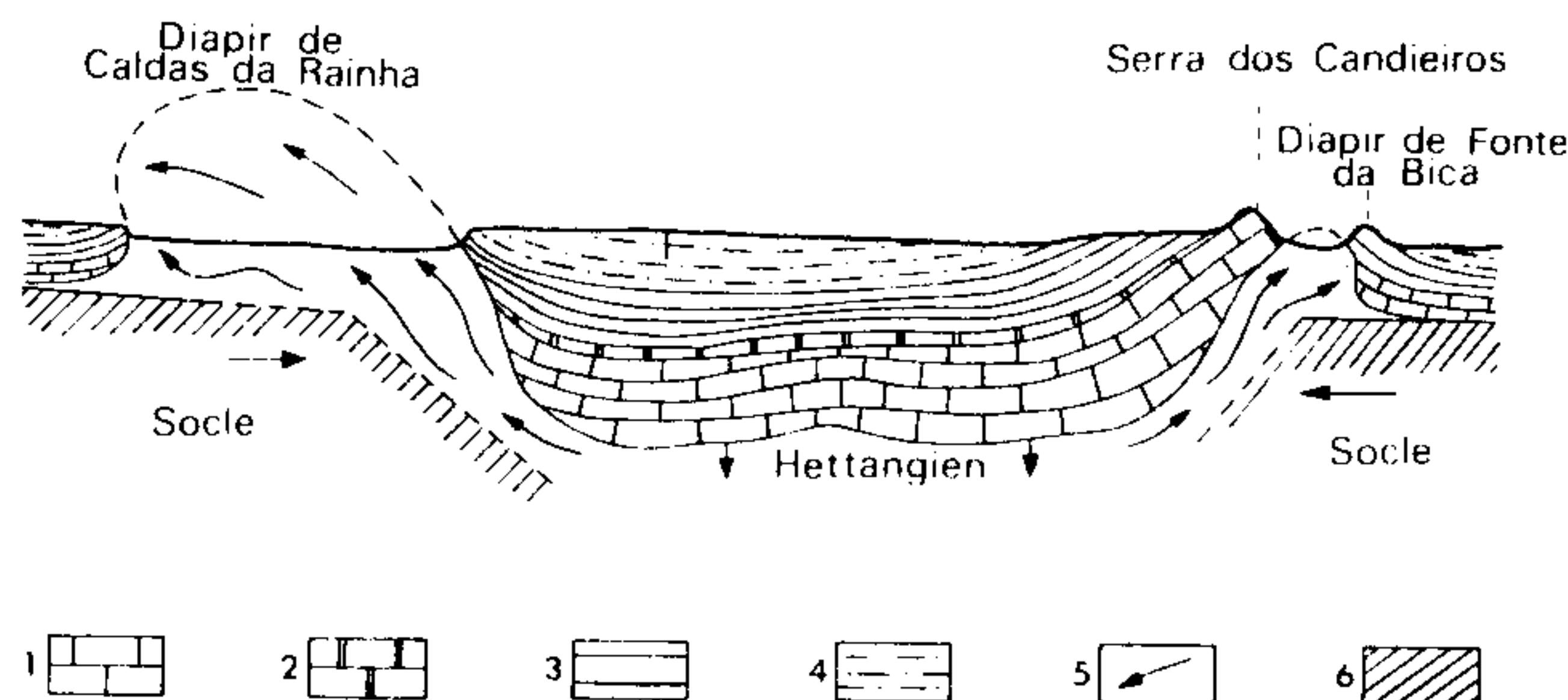


Fig. 2.15. — Schéma de la disposition des diapirs dans le fossé Lusitanien, d'après Zbyszewski: 1—Lias et Dogger; 2—Couches de Cabaços (Oxfordien moyen); 3—Couches de Monteunto et Marnes d'Abadia (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien moyen); 4—Grès supérieurs à Végétaux et Dinosaures (Kimmeridgien moyen-supérieur).

Fig. 2.15. — Schematic disposition of diapirs in the Lusitanian trough, after Zbyszewski: 1—Lias and Dogger; 2—Cabaços Beds (Middle Oxfordian); 3—Montejunto Beds and Abadia Marls (Upper Oxfordian-Middle Kimmeridgian); 4—Upper Sandstones with Plants and Dinosaurs (Middle and Upper Kimmeridgian).

NW

SE

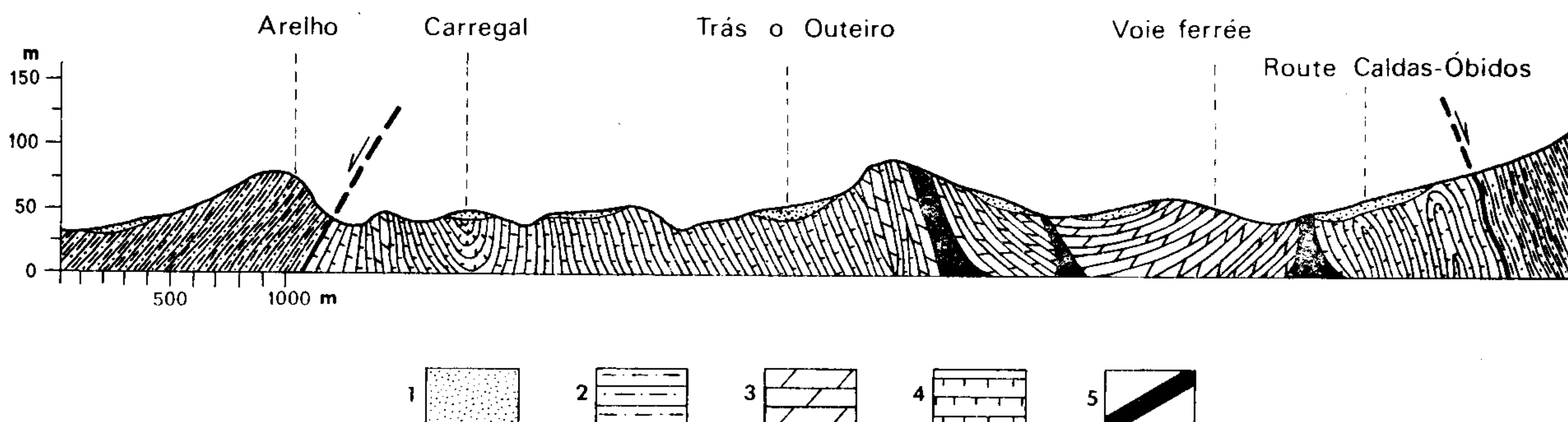


Fig. 2.16. — Coupe du diapir de Caldas da Rainha, d'après Choffat: 1—Pliocène; 2—Couches d'Alcobaça et Grès supérieurs (Kimmeridgien); 3—Lias inférieur (dolomies et calcaires dolomitiques); 4—Hettangien (Marnes de Dagorda); 5—Dolériles.

Fig. 2.16. — Profile in the Caldas da Rainha diapir, after Choffat: 1—Pliocene; 2—Alcobaça Beds and Upper Sandstones (Kimmeridgian); 3—Lower Lias (dolomites and dolomitic limestones); 4—Dagorde Marls (Hettangian); 5—Dolerites.

2.3.1.4. Complexes annulaires subvolcaniques

Les complexes annulaires subvolcaniques de Sintra, Sines et Monchique sont alignés suivant un décrochement dextre NNW-SSE, qui se prolonge probablement sur la marge continentale, tant au SE, dans la montagne sous-marine au S de Faro, où ont été draguées des roches de

la ligne d'accidents d'Albufeira-Guilhim-Luz de Tavira. Au nord de la première, on a un compartiment sub-tabulaire, l'absence de complexe évaporitique ne permettant pas le décollement de la couverture. Entre les deux flexures, se trouve une bande de terrains modérément plissés, avec des anticlinaux déversés vers le S, parfois avec chevauchement. Le complexe évaporitique est injecté dans les accidents

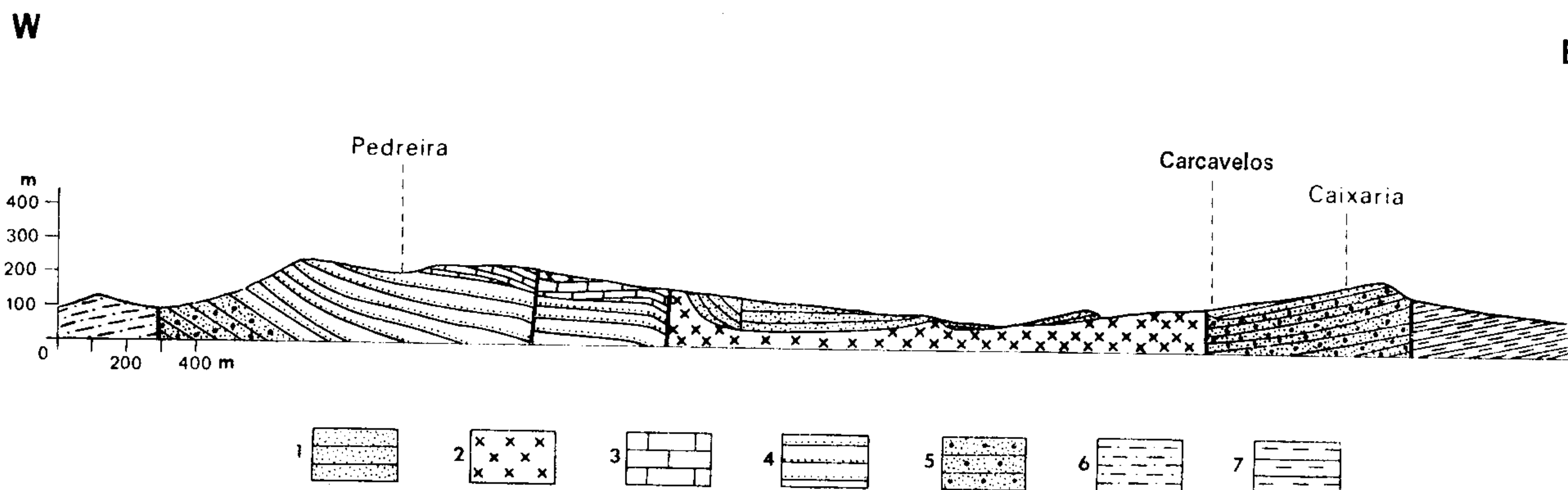


Fig. 2.17. — Coupe dans le Bassin d'effondrement de Runa d'après Choffat: 1 — Oligocène et Eocène probable; 2 — Formation basaltique; 3 — Cénomanién sup. et moyen; 4 — «Bellasién» (Cénomanién inf. et Albien); 5 — Grès de Torres Vedras (Aptien-Néocomien); 6 — Freixialien; 7 — Pterocérien.

Fig. 2.17. — Profile in the Runa subsiding Basin after Choffat: 1 — Oligocene and probable Eocene; 2 — Basaltic formation; 3 — Upper and Middle Cenomanian; 4 — «Bellasian» (Lower Cenomanian and Albian); 5 — Torres Vedras Sandstones (Aptian-Neocomian); 6 — Freixialian; 7 — Pteroceric.

faciès Culm avec de la biotite thermométamorphique, (communication orale de M. L. RIBEIRO), qu'au NW, dans la montagne de Vigo (communication orale de R. L. WILSON).

Tous ces massifs sont allongés selon la direction E-W et recoupés par des décrochements sénestres NE-SW; leur allongement peut donc s'expliquer par une composante de cisaillement plus forte selon le décrochement dextre principal et leur localisation par l'intersection des deux directions conjuguées.

Dans le massif de Sintra, la déformation de la couverture liée au processus d'intrusion est assez spectaculaire; il s'est formé un dôme au flanc N renversé et entouré par un synclinal annulaire, très bien défini au S et à l'E, mais moins net au N (Fig. 2.18). Dans l'auréole thermométamorphique de l'intrusion, un gradient thermique élevé provoqua un gradient de déformation très élevé lui aussi: on passe en 500 m du niveau structural supérieur, à déformation cassante, à un niveau inférieur, à schistosité bien développée dans les calcschistes et conglomérats du Malm. Les centres volcaniques de la région de Lisbonne montrent aussi parfois des structures particulières, comme le champ radial de filons autour de l'intrusion de gabbros de Mafra.

2.3.2. Bordure Méridionale ou de l'Algarve

Dans la Bordure de l'Algarve, la paléogéographie est dominée par l'existence d'un talus de direction ENE-WSW, accidenté de flexures; les séries deviennent donc plus épaisses et de faciès plus profonds vers le S.

Au point de vue structural, on peut distinguer deux zones flexurées principales, de direction ENE-WSW à E-W. Ce sont la ligne de flexure de Sagres-Algoz-Vila Real et

majeurs, comme à Albufeira, et il affleure aussi dans quelques noyaux anticlinaux diapiriques (Loulé). Il doit bourrer le coeur de plusieurs structures dénoncées par des anomalies négatives de Bouguer (Fig. 2.19).

La structure de l'Algarve, quoique assez simple, résulte sûrement d'une évolution tectonique polyphasée. Ainsi, la flexure N a certainement joué au Dogger et au Malm, car le Dogger et le Portlandien reposent parfois directement sur le socle hercynien, en biseautant sur une courte distance (parfois 1 km), toute la série Trias-Lias sous-jacente. Nous attribuons aussi à cette époque, d'une part le jeu en touches de piano de direction subméridienne, si typique, de l'Algarve occidentale, d'autre part le jeu de la flexure NNE-SSW de Carrapateira, qui s'accompagne au Kimméridgien d'activité volcanique basique; le cortège filonien de la zone littorale montre en effet, la disposition radiale caractéristique des flexures en régime d'extension.

L'activité tectonique se poursuit après le Crétacé inférieur et moyen, qui est lui-même plissé et basculé, surtout le long des lignes de flexure majeures. Le Miocène est presque partout tabulaire et il repose sur son substratum par l'intermédiaire d'une discordance angulaire très forte (diapir d'Albufeira); mais au long des flexures principales, il est lui-même affecté.

La structure d'ensemble de l'Algarve, qui se traduit par un monoclinal assez simple plongeant vers le Sud, a été expliquée par le seul décollement de la couverture au dessus du complexe évaporitique et son glissement par gravité vers le Sud, glissement qui serait responsable du raccourcissement de cette couverture; il n'y aurait donc pas eu de compression au niveau du socle, accidenté par des

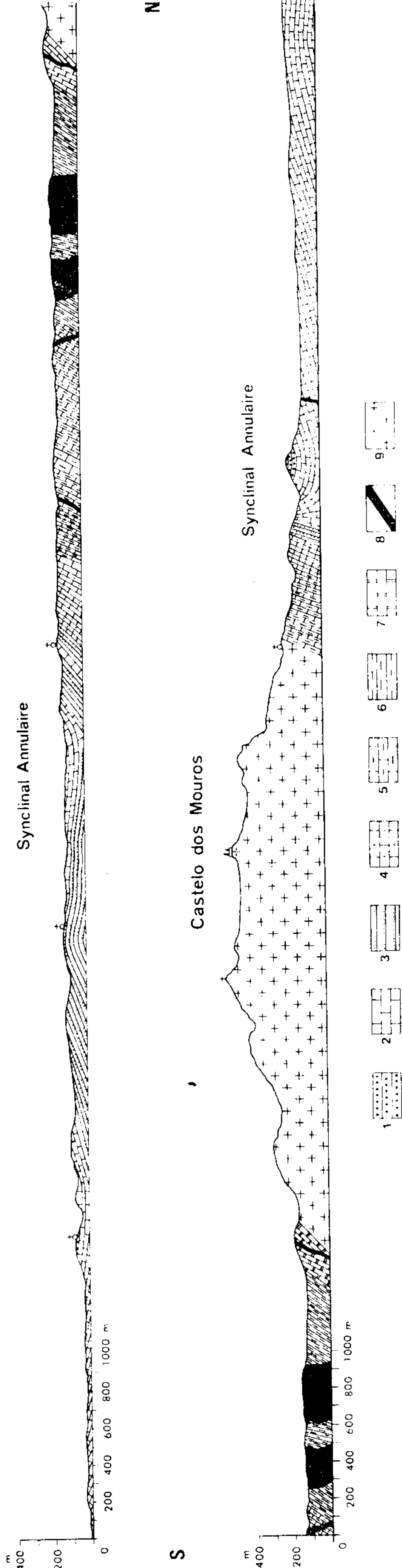


Fig. 2.18. — Coupe dans le complexe annulaire subvolcanique de Sintra, d'après Choffat: 1 — Paléogène?; 2 — Cénomaniens-Albien; 3 — Grès d'Almargem (Aptien-Barrémien sup.); 4 — Barrémien inf.-Néocomien; 5 — Portlandien-Kimmeridgien sup.; 6 — Schistes de Ramalhão (Kimmeridgien moyen-Oxfordien sup.); 7 — Calcaires de S. Pedro (Oxfordien sup.); 8 — Filons; 9 — Massif de Sintra.

Fig. 2.18. — Profile in the Sintra subvolcanic ring complex, after Choffat: 1 — Paleogene?; 2 — Cenomanian-Albian; 3 — Almargem Sandstones; 4 — Lower Barremian and Neocomian; 5 — Portlandian-Upper Kimmeridgian; 6 — Ramalhão Slates (Middle Kimmeridgian-Upper Oxfordian); 7 — S. Pedro Limestones (Upper Oxfordian); 8 — Dykes; 9 — Sintra Massif.

flexures qui l'approfondissent vers le Sud. Mais on peut tout aussi bien expliquer le dispositif général par des failles inverses plongeant vers le Nord et recoupant le socle, ce qui serait en meilleur accord avec la proximité de la limite des plaques Europe et Afrique au Néogène et Quaternaire.

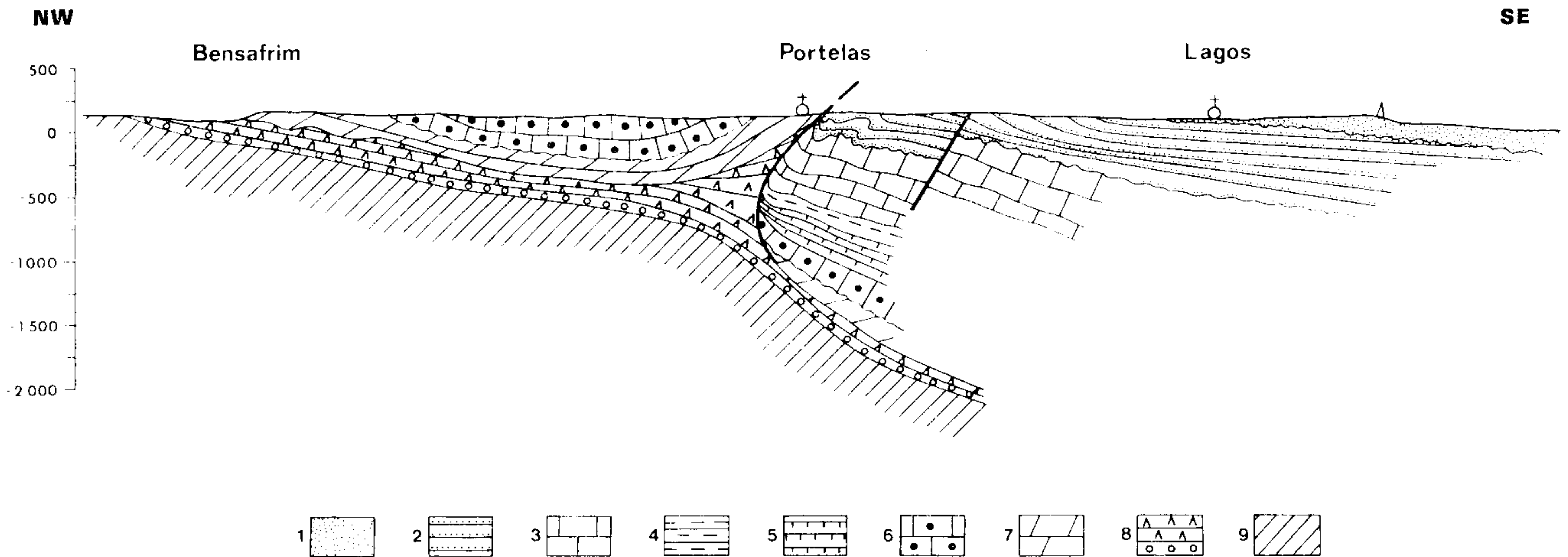


Fig. 2.19. — Coupe dans la bordure de l'Algarve, d'après Riché, modifiée: 1 — Miocène marin; 2 — Crétacé (Aptien-Néocomien); 3-5 — Jurassique supérieur et moyen?; 6 — Dogger; 7 — Lias inférieur (dolomies et calcaires dolomitiques); 8 — Grès de Silves (Hettangien-Keuper); 9 — Socle paléozoïque.

sondages dans la région d'Azambuja, formation qui n'est pas connue en affleurement.

Des bassins moins épais et moins étendus recouvrent çà et là le Massif Hespérique. L'âge de leur remplissage va du Crétacé supérieur au Quaternaire. Les principaux

Fig. 2.19. — Profile in the Algarve Border, after Riché, modified: 1 — Marine Miocene; 2 — Cretaceous (Aptian-Neocomian); 3-5 — Upper and Middle? Jurassic; 6 — Dogger; 7 — Lower Lias (dolomites and dolomitic limestones); 8 — Silves sandstones (Hettangian-Keuper); 9 — Paleozoic basement.

2.3.3. Bassins du Bas-Tage et du Sado

Le remplissage des Bassins du Bas-Tage et du Sado se compose principalement de séries détritiques continentales d'âge, respectivement, paléogène-néogène et néogène, avec des intercalations marines et saumâtres correspondant aux maximums des transgressions miocènes.

L'épaisseur ne dépasse pas 1400 m. Sur la bordure E, ces séries reposent directement sur le socle, tandis qu'à l'W, elles reposent sur le Mésozoïque de la Bordure occidentale.

La structure du bassin est assez simple; son remplissage est toujours subhorizontal et les bords coïncident avec des failles normales qui ont joué pendant la subsidence du bassin, sauf sur le bord NW de celui du Tage, le long duquel la couverture mésozoïque de la bordure occidentale chevauche le Cénozoïque du Bassin.

Le Bassin du Bas-Tage se présente comme un fossé allongé du NE au SW; des deux côtés, le remplissage déborde de quelques kilomètres les failles bordières, mais avec une épaisseur beaucoup plus réduite que dans l'axe du bassin qui s'approfondit vers le SW (Fig. 2.20).

Le Bassin du Sado est un fossé allongé du NW au SE et dont la bordure SE correspond à un demi-graben, le remplissage du bassin plongeant vers la Faille de Messejana. La gravimétrie permet en outre de déceler d'autres accidents de direction NW-SE.

La structure profonde des Bassins du Bas-Tage et Sado est encore très mal connue, puisqu'on ne possède que quelques sondages profonds et que les données géophysiques sont très fragmentaires. Signalons sous réserve la présence de Crétacé supérieur argilo-gréseux dans un des

se situent aux limites NW et SE de la Cordillère Centrale et ont fonctionné comme des bassins subsidents compensant son soulèvement; des bassins encore plus réduits correspondent à des grabens ou semi-grabens greffés sur les grands accidents tardi-hercyniens.

2.4. Séismicité et Néotectonique

Au cours des chapitres précédents, nous avons montré que la structure du Massif Hespérique est due à la superposition de plusieurs événements tectoniques, s'échelonnant du Précambrien au Miocène supérieur, époque où s'achève la collision intercontinentale entre les plaques Eurasie et Afrique.

Le but de ce chapitre est de décrire les phénomènes tectoniques à partir du Miocène final; nous verrons, en effet, que l'activité tectonique se prolonge au delà du Miocène et la séismicité du Portugal prouve qu'il existe un champ de contraintes actuel dont les relations avec les champs de contraintes responsables des accidents antérieurs doivent être établies.

2.4.1. Séismicité

Les données sur la séismicité réunies par l'Institut National de Météorologie et de Géophysique démontrent clairement que l'activité séismique du territoire portugais résulte à la fois de phénomènes localisés sur la frontière

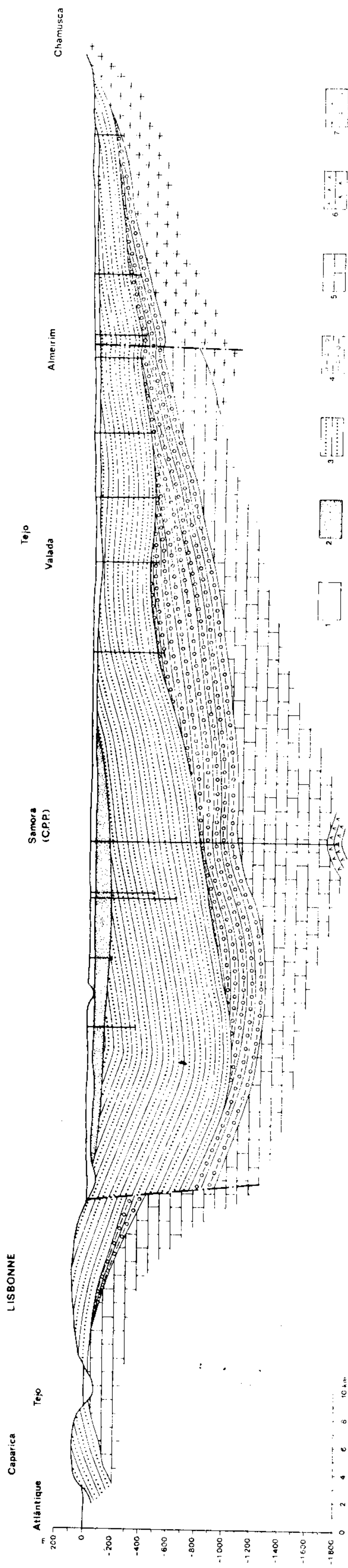


Fig. 2.20. — Coupe dans le Bassin du Bas Tage, d'après Moitinho de Almeida: 1 — Holocène (alluvions); 2 — Plio-Pleistocène; 3 — Miocène; 4 — Paléogène et Crétacé gréseux; 5 — Mésozoïque; 6 — Hettangien; 7 — Socle (Granites et gneisses).

Fig. 2.20. — Profile in the Lower Tagus Basin, after Moitinho de Almeida: 1 — Holocene (alluvium); 2 — Plio-Pleistocene; 3 — Miocene; 4 — Paleogene and Cretaceous Sandstones; 5 — Mesozoic; 6 — Hettangian; 7 — Basement (granites and gneisses).

des plaques Eurasie-Afrique (séismicité inter-plaques), mais aussi de phénomènes localisés à l'intérieur de la plaque Eurasie (séismicité intra-plaque) (Fig. 2.21).

Ainsi, les grands séismes historiques ont leur épicentre sur la zone de subduction intraocéanique située immédiatement au S du Banc de Goringe. Le plus destructif a été celui de 1755, de magnitude comprise entre 8,75 et 9 et accompagné d'un tsunami qui a atteint plus de 15 m sur les côtes portugaises; les mécanismes au foyer, et en particulier ceux du séisme du 28 Février 1969, de magnitude 8, confirment que la plaque Africaine s'enfonce sous la plaque Eurasiatique, avec une légère composante de cisaillement dextre.

A l'intérieur de la plaque, la séismicité devient plus diffuse, que ce soit en domaine océanique sur la marge continentale ou en domaine continental; les failles avec activité séismique correspondent sur la marge aux grands accidents tardi-hercyniens dénoncés par les canyons sous-marins et elles se prolongent en domaine océanique par les directions transformantes liées à l'ouverture de l'Atlantique. A terre, les épicentres coïncident grosso modo avec les grands accidents au niveau du socle qui ont rejoué lors de la compression miocène et qui montrent aussi des signes d'activité tectonique récente. Mais beaucoup de données manquent encore pour tenter une interprétation géodynamique de l'activité séismique, notamment

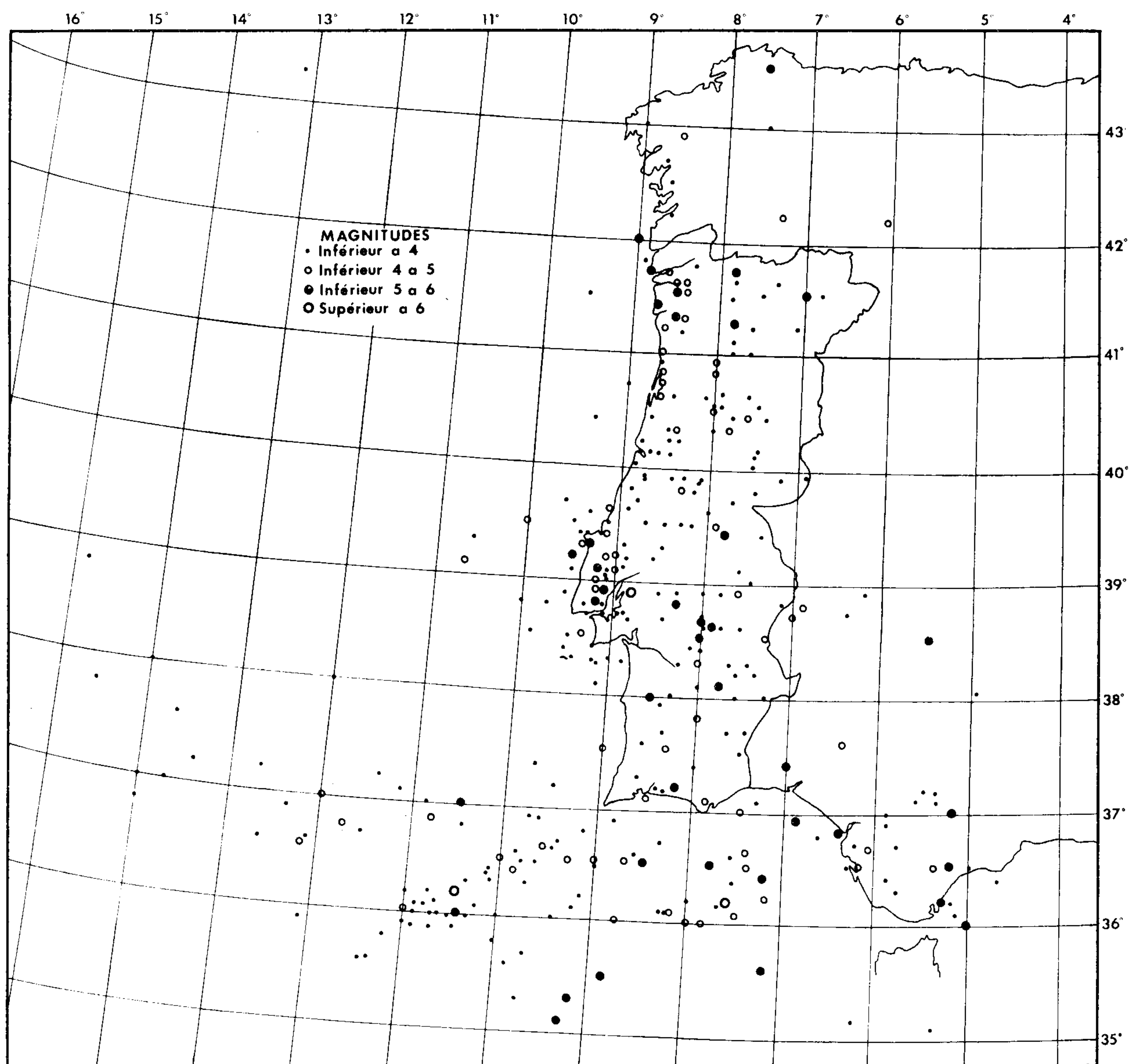


Fig. 2.21. — Carte des épocentres de séismes dans la période comprise entre 9/2/1902 et 25/10/1975, d'après Sousa Oliveira.

Fig. 2.21. — Map of epicentres of seisms during the period 9/2/1902 to 25/10/1975 after Sousa Oliveira.

les études à peine ébauchées de mécanismes au foyer. L'exemple du Portugal confirme la situation générale: l'étude de la sismicité intraplaques est très en retard par rapport à la sismicité inter-plaques. Celle-ci n'est cependant pas négligeable et l'existence du séisme de Benavente, du 23 Avril 1909, de magnitude estimée 6,7, prouve l'importance théorique et pratique de l'étude de la déformation intra-plaque; en effet, la lithosphère est bien éloignée de la condition abstraite de rigidité postulée par la tectonique de plaques.

2.4.2. Néotectonique

Les mouvements post-miocènes peuvent être rangés en plusieurs catégories.

2.4.2.1. Mouvements à grand rayon de courbure

Il s'agit de mouvements de soulèvement et d'affaissement, accompagnés souvent de gauchissements et basculements. Ainsi, l'analyse géomorphologique permet de prouver que les altitudes de la Meseta Nord (800 m) et Sud (400 m) sont dues à des mouvements de soulèvement post-pliocènes.

Dans la zone littorale, on peut mettre en évidence le jeu quaternaire de la flexure marginale; la surface d'abrasion pliocène est en effet soulevée du côté de l'intérieur et affaissée vers le littoral, suivant une ligne généralement parallèle au littoral actuel, mais qui devient NE-SW à l'emplacement des accidents tardi-hercyniens. Dans le NW de la Péninsule, le mouvement de flexure marginale est compliqué par un jeu de blocs en mosaïque, avec un affaissement de plus en plus prononcé vers le N, responsable des Rias de Galice. Les limites des divers blocs semblent être suivies par les principaux fleuves, de direction ENE-WSW.

2.4.2.2. Système de fossés et de horsts en distension

Greffés sur les accidents tardi-hercyniens, on trouve des systèmes de fossés limités par des escarpements de faille très jeunes et dans lesquels un remplissage d'âge variable, tertiaire et quaternaire, est conservé. Le rejet des failles bordières varie d'une centaine à plusieurs centaines de mètres; le cas le plus spectaculaire est celui du Fossé de Vilariça où l'on peut démontrer un rejet vertical de 400 m postérieur au dépôt des Rañas villafranchiennes. Des horsts ou demi-horsts assez étroits et élevés bordent parfois les fossés de façon discontinue.

Toutes ces structures sont dûes au jeu de failles normales qui indiquent une traction dans la croûte; ce champ de contraintes peut se combiner de diverses façons avec le champ qui a donné naissance aux mouvements verticaux décrits dans le paragraphe précédent. Ainsi, on peut trouver des demi-grabens et des demi-horsts, par jeu combiné de faille et de flexure.

D'autre part, sur les rebords des blocs soulevés par flexures, des grabens peuvent se former suivant la ligne de plus grande pente du rebord gauchi et on aboutit au style en «touches de piano», décrit par les géomorphologues en plusieurs endroits du Nord et du Centre du Portugal.

2.4.2.3. Failles inverses

Un troisième type d'accidents néotectoniques est constitué par les structures engendrées en compression. Ainsi, le bord NW de la Cordillère Centrale correspond à un chevauchement assez plat (30° vers le SE) du socle sur des dépôts de type Raña qui sont parfois rebroussés à la verticale.

On peut de même démontrer que les diapirs ont fonctionné après le Pliocène comme des grabens en compression. Ainsi le Pliocène est déformé en beaucoup de secteurs, avec pendages localement très forts, et est affaissé par rapport aux lèvres des diapirs qui le chevauchent parfois.

Le recensement des accidents néotectoniques démontre l'existence non seulement de mouvements verticaux mais aussi de mouvements tangentiels, quoiqu'aucun décrochement actif n'ait été jusqu'à présent reconnu au Portugal. L'interprétation cinématique et dynamique de cette activité, qui n'en est encore qu'à ses débuts, sera ébauchée dans les chapitres finaux consacrés à l'interprétation géodynamique.

3. ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉO-GÉOGRAPHIQUE PAR CYCLES OROGÉNIQUES

Pour reconstituer l'histoire géologique du sous-sol ibérique et en particulier portugais, on doit considérer trois cycles orogéniques: précambrien, hercynien et alpin. Si la coupure entre les cycles hercynien et alpin est nette, avec superposition dans l'espace et dans le temps des traits alpins aux traits hercyniens, il n'en est pas de même des relations entre les cycles hercynien et précambrien. Ceci est dû à deux sortes de causes; d'une part, l'intense déformation hercynienne a tendance à effacer les événements anté-hercyniens, d'autre part, le cycle hercynien semble commencer, au moins en certaines zones, dès le Précambrien supérieur. En conséquence, nous avons préféré ne considérer, dans l'exposé qui suit, que deux grands cycles, hercynien et alpin.

3.1. Le cycle hercynien

Le cycle hercynien peut être divisé en trois grandes étapes: entre le Précambrien supérieur et le Dévonien moyen (250 MA) s'étend la période dite «géosynclinale», avec dépôt d'épaisses séries sédimentaires en régime d'extension accompagné localement d'épéirogénie et de volcanisme principalement rhyolitique et spilitique; entre le

Dévonien moyen et le Westphalien supérieur (80 MA) s'écoule la période de tectogénèse, pendant laquelle la contraction crustale imprime sa structure à la chaîne, influençant la sédimentation synorogénique de type flysch et accompagnée par un métamorphisme régional et un magmatisme synorogéniques; entre le Westphalien supérieur et le Permien supérieur (60 MA) la chaîne est soulevée, érodée, recoupée par des décrochements, tandis que se mettent en place les dernières intrusions «post-tectoniques» et que se déposent des molasses dans les avant-fosses et dans les fossés intra-montagneux (Figs. 3.1; 3.2; 3.3; 3.4 et 3.5).

Les sédiments du cycle hercynien ont dû se déposer sur un substratum continu qui n'affleure que dans quelques secteurs à l'intérieur de la chaîne hercynienne. Avec ces fragments, on peut essayer de reconstituer le cycle ou les cycles précambriens, même si cette reconstitution est très hypothétique; ceci non seulement pour reculer les frontières du récit, ce qui est le but de toute science historique, mais aussi pour mieux comprendre l'évolution de la croûte continentale, qui a dû se consolider progressivement au cours des cycles précambrien et hercynien.

3.1.1. Précambrien

La division entre Précambrien et Paléozoïque a subi dans la Péninsule Ibérique, comme en beaucoup d'autres régions où le Précambrien a été repris par des orogénèses plus récentes, les changements liés aux idées théoriques dominantes de chaque période de l'histoire de la géologie. Ainsi, le Précambrien a successivement connu une grande extension dans l'espace, puis a été réduit à une aire pratiquement nulle; de nos jours encore, des doutes subsistent quant à l'âge de certains massifs dont l'histoire métamorphique et tectonique est complexe, comme les massifs de la sous-zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes.

Dans la zone Ouest-Asturienne Léonienne, le Cambrien repose en discordance sur un Précambrien de composition pélito-gréseuse qui n'a été affecté ni par un clivage, ni par un métamorphisme régional d'âge précambrien.

A sa limite W, le Précambrien change de nature; il s'agit d'une formation porphyroïde formée par une matrice quartzo-micacée, avec des mégacristaux de feldspath potassique et de quartz bleu — d'où le nom de «Ollo de Sapo» (oeil de crapaud, en galicien). Son origine est probablement mixte, surtout volcanique, mais avec des passées volcano-sédimentaires, principalement dans sa partie supérieure. L'Arenig repose sur l'Ollo de Sapo par l'intermédiaire d'une zone où le feldspath devient rare et le quartz plus abondant; mais, sur le bord Ouest de l'antiforme de l'Ollo de Sapo, on trouve parfois une série, intercalée entre celui-ci et l'Arenig, qui présente les mêmes faciès que le complexe des schistes et grauweekes que nous décrirons ensuite et qui est d'âge Précambrien supérieur et/ou Cambrien. L'Ollo de Sapo doit donc être Précambrien.

Dans la zone Centro-Ibérique, le complexe des schistes et grauweekes devient très épais. Dans certains secteurs (les provinces de Salamanca et Zamora et leur prolongement

au Portugal vers Miranda do Douro, la Cordillère Centrale) affleurent, sous ce complexe, des paragneiss ocellés qui doivent être l'équivalent latéral de l'Ollo de Sapo, dans les zones à plus haut degré de métamorphisme. Pour certains auteurs, on trouverait encore au dessous des orthogneiss granitiques, ocellés ou non, qui représenteraient le soubassement cristallin, l'Ollo de Sapo constituant alors la couverture volcano-sédimentaire de ce socle. En Sierra Morena centrale (Peraledo de Zaucejo, SE de Badajoz), l'Ordovicien inférieur, à conglomérat de base pourpre, repose en discordance sur des micaschistes à biotite de la «Série negra» dont les structures de direction NE-SW ne se retrouvent pas au dessus de la discordance.

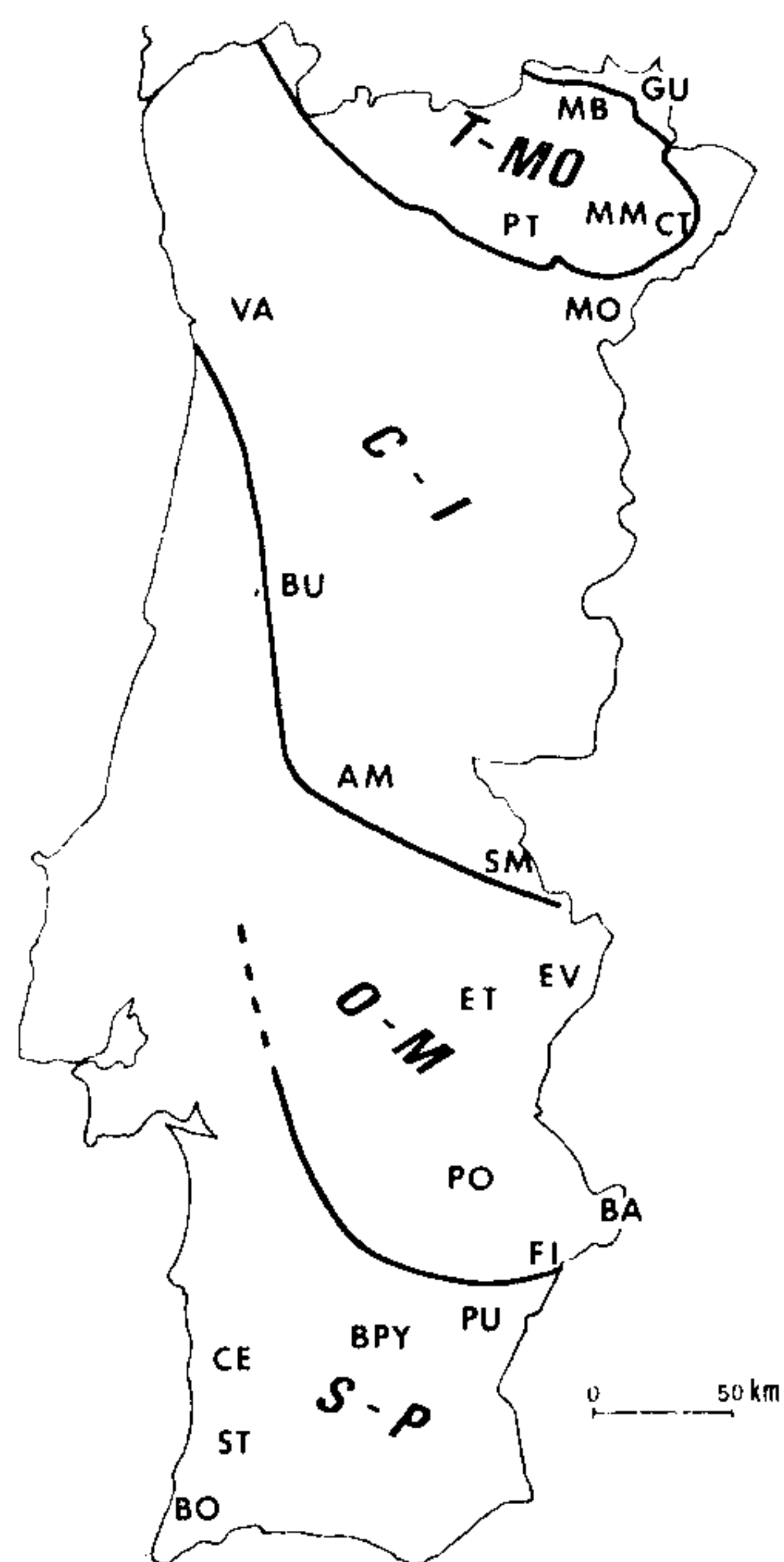
Dans la zone d'Ossa-Morena, le Cambrien fossilifère repose en discordance sur des terrains très variés. Étant donné que la déformation augmente vers le NW, c'est dans le segment espagnol qu'on peut le mieux subdiviser les terrains précambriens car, au Portugal, la déformation hercynienne tend à masquer les relations originelles entre les différentes unités. On peut ainsi distinguer:

- Un complexe polymétamorphique, avec des quartzites, quartzites à disthène, migmatites, gneiss, gneiss ocellés, quartzites noirs, amphibolites et micaschistes. La succession n'a été établie que dans quelques secteurs restreints.
- Un complexe monométamorphique qui comprend, de bas en haut:
 - Pélites et grauweekes à intercalations de phyllites, quartzites, carbonates et roches volcaniques, qui correspondent à la «Série negra» de certains auteurs espagnols,
 - Alternance de pélites et quartzites,
 - Agglomérat et conglomérat volcano-sédimentaire de composition spilitique dominante (Formation de Sotillo),
 - Andésites.

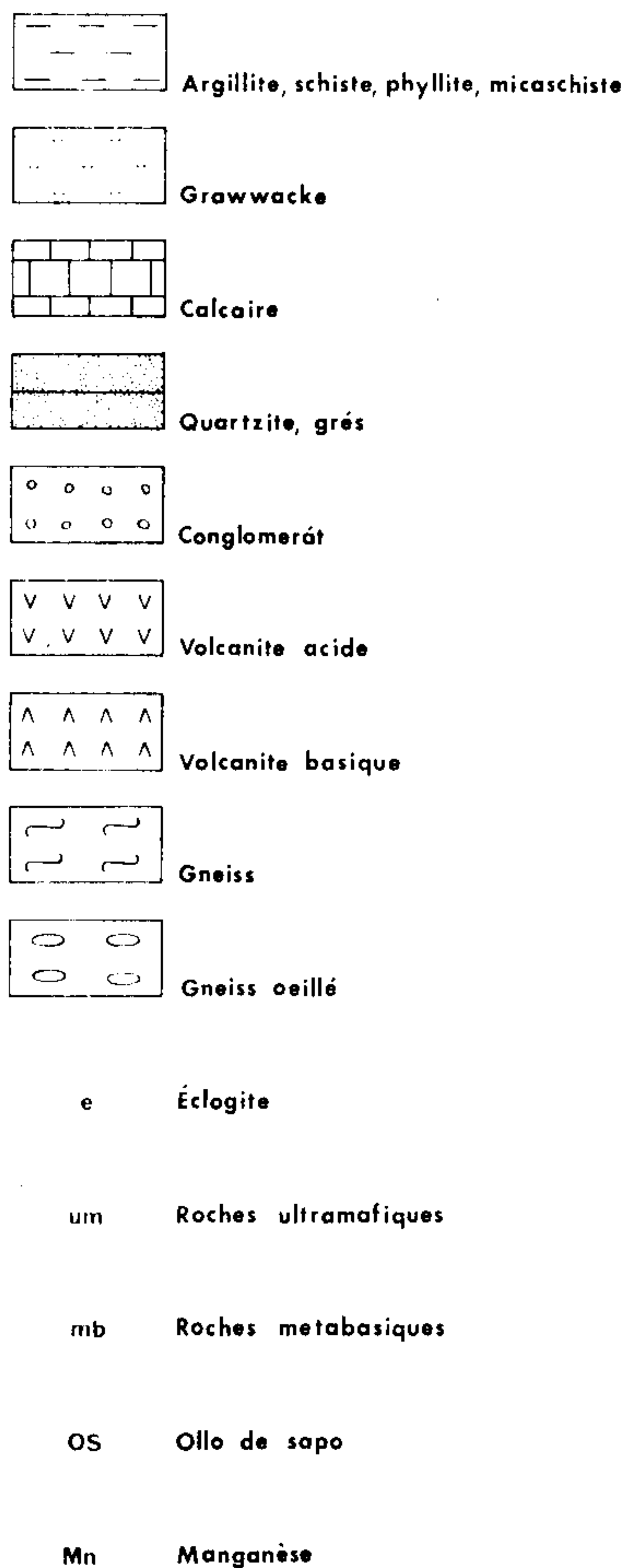
L'âge de ces formations ne peut être établi que par corrélation lithostratigraphique car les données isotopiques manquent. Ainsi, les quartzites à disthène, roches très peu fréquentes dans le Paléozoïque, indiquent une dérivation de sédiments clastiques de matrice kaolinique formés au cours du passage d'une glaciation à un climat subtropical; elles sont fréquentes dans le Protérozoïque inférieur (2100 MA) du Bouclier Nord-Américain. Le complexe monométamorphique ressemble du point de vue lithostratigraphique au Briovérien du Massif Armorica; la corrélation entre Briovérien moyen et «Série negra» est frappante; les niveaux andésitiques rappellent le Précambrien III du Maroc.

On arrive donc à la conclusion que le complexe polymétamorphique doit être d'âge Protérozoïque inférieur et affecté par une orogénèse antérieure au Briovérien; il s'agit probablement d'une orogénèse Pentévrienne ou Grenvillienne (environ 1000 MA).

LOCALISATION DES LOGS



LÉGENDE



TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL

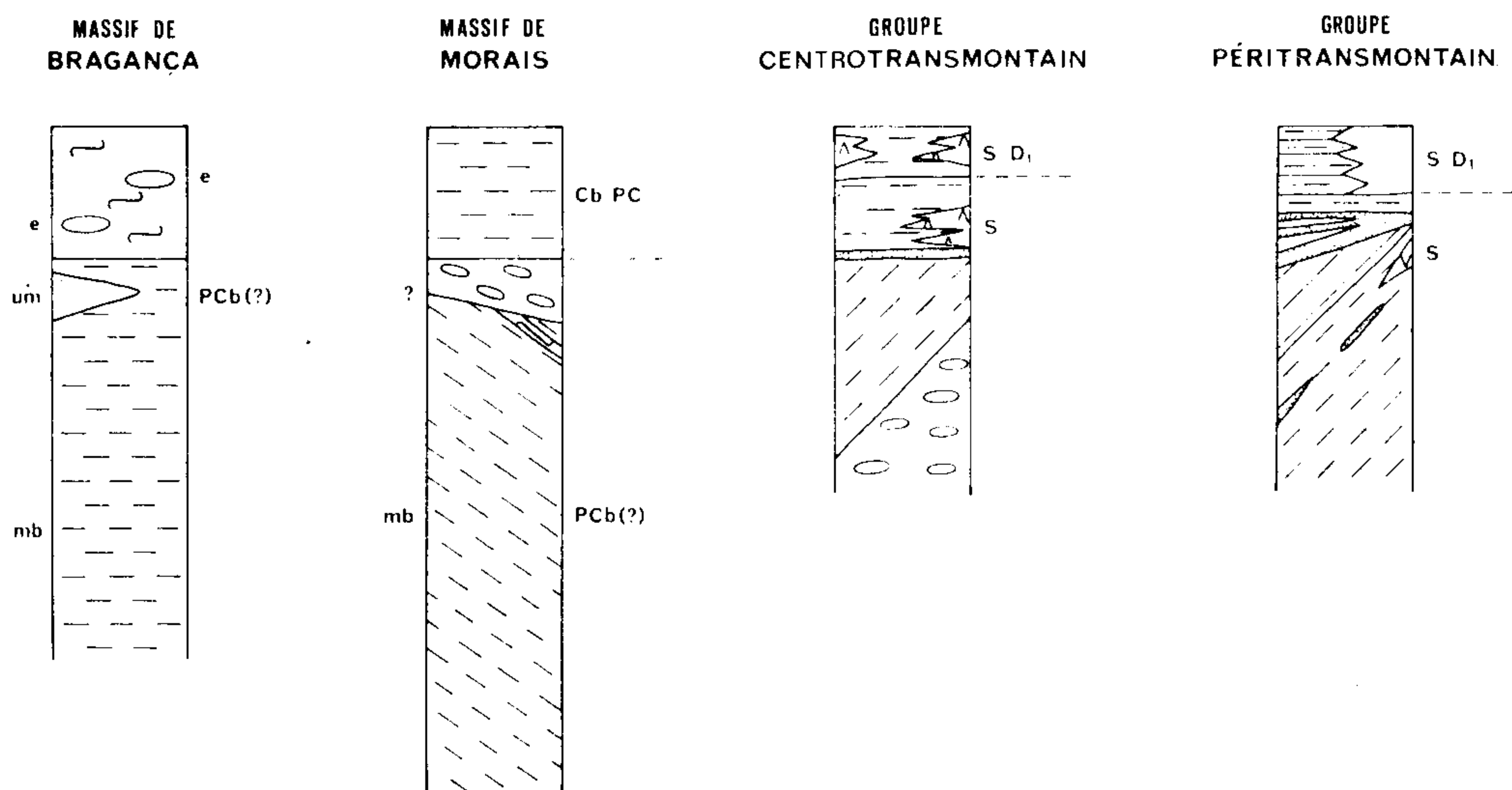


Fig. 3.1. — Logs lithostratigraphiques de Trás-os-Montes oriental.

Fig. 3.1. — Lithostratigraphic logs of Eastern Trás-os-Montes.

Le complexe monométamorphique doit être d'âge Briovérien et aurait subi une déformation avec production de clivage schisteux avant le dépôt du Cambrien car, dans plusieurs secteurs, la géométrie des structures mésostructurales change quand on franchit la discordance de base du Cambrien. On mettrait ainsi en évidence la phase Cadomienne (vers 570 MA).

Au Portugal, le complexe polymétamorphique est restreint à la Bande Blastomylonitique Cordoue-Badajoz-Portalegre; mais la Série negra est beaucoup plus étendue,

- Un domaine central (zone Centro-Ibérique), où le Cambrien n'est daté que dans quelques domaines bien délimités et où la séparation entre Cambrien et Précambrien supérieur demeure sujette à discussion.
- Un domaine SW (zone d'Ossa-Morena), où le Cambrien assez complet, parfois épais, est riche en fossiles.

Ces domaines sont limités au NE par une zone géanticlinale où le Cambrien manque complètement (la bande de l'Olla de Sapo) et au SW par le grand accident de Ferreira

ZONE CENTRO - IBÉRIQUE

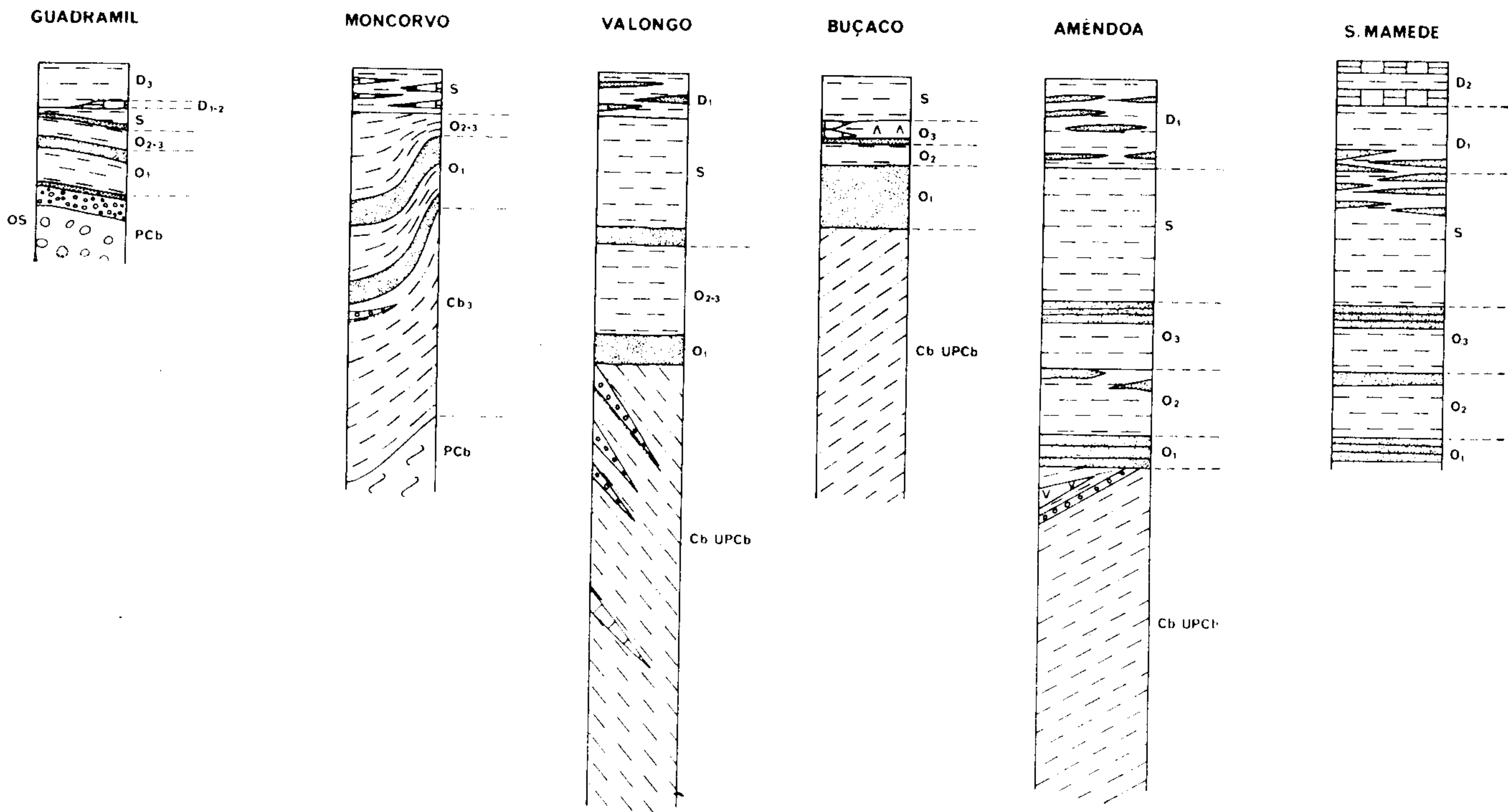


Fig. 3.2. — Logs lithostratigraphiques de la Zone Centro-Ibérique.

Fig. 3.2. — Lithostratigraphic logs of Centro-Iberian Zone.

elle entoure la Bande Blastomylonitique et son prolongement vers Coimbra-Porto et elle occupe des coeurs anticlinaux à Estremoz et dans le Massif d'Évora-Beja.

3.1.2. Cambrien

Au Cambrien, trois grands domaines paléogéographiques se différencient dans la Péninsule Ibérique, d'après LOTZE:

- Un domaine NE (zone Cantabrique et Ouest-Asturienne-Léonienne), à Cambrien complet et parfois très épais, dont la séquence est bien connue et datée avec précision par de nombreux gisements fossilifères.

do Zêzere — Portalegre et par son prolongement en Espagne, qui met souvent en contact le Précambrien de la zone d'Ossa-Morena avec le Paléozoïque de la zone Centro-Ibérique. Il est donc difficile d'effectuer des corrélations lithostratigraphiques entre les séries du domaine central et celles des domaines bordiers et d'établir ainsi une paléogéographie cohérente du Précambrien supérieur-Cambrien.

Le Cambrien est peu épais dans la zone Cantabrique et il y présente un faciès de plate-forme (arkoses, orthoquartzites, faciès carbonatés littoraux). Vers l'Ouest, il devient beaucoup plus épais dans le sillon asturien, mais toujours avec un faciès littoral; son épaisseur diminue à nouveau vers l'W, jusqu'à disparition complète dans la bande de l'Olla de Sapo.

Dans la zone d'Ossa-Morena, le Cambrien est plus épais au NE, dans le sillon andalou. On y observe la succession suivante:

- Conglomérat polygénique lenticulaire, passant vers le haut à des grès arkosiques et à des tufs volcaniques acides;
- Calcaires, généralement plus dolomitiques vers la base;

et peut-être aussi de tout l'Ordovicien, la zone à oxydes de fer représentant alors un paléokarst dans la formation carbonatée.

Encore plus au SW, dans le massif d'Évora-Beja, existent des dolomies et calcaires épimétamorphiques, sans autres fossiles que des algues, mais qui doivent être d'âge Cambrien, en raison de similitudes de faciès et d'épaisseur, et parce qu'ils occupent la même situation dans la série lithostratigraphique que dans le domaine d'Estremoz. On

ZONE DE OSSA MORENA

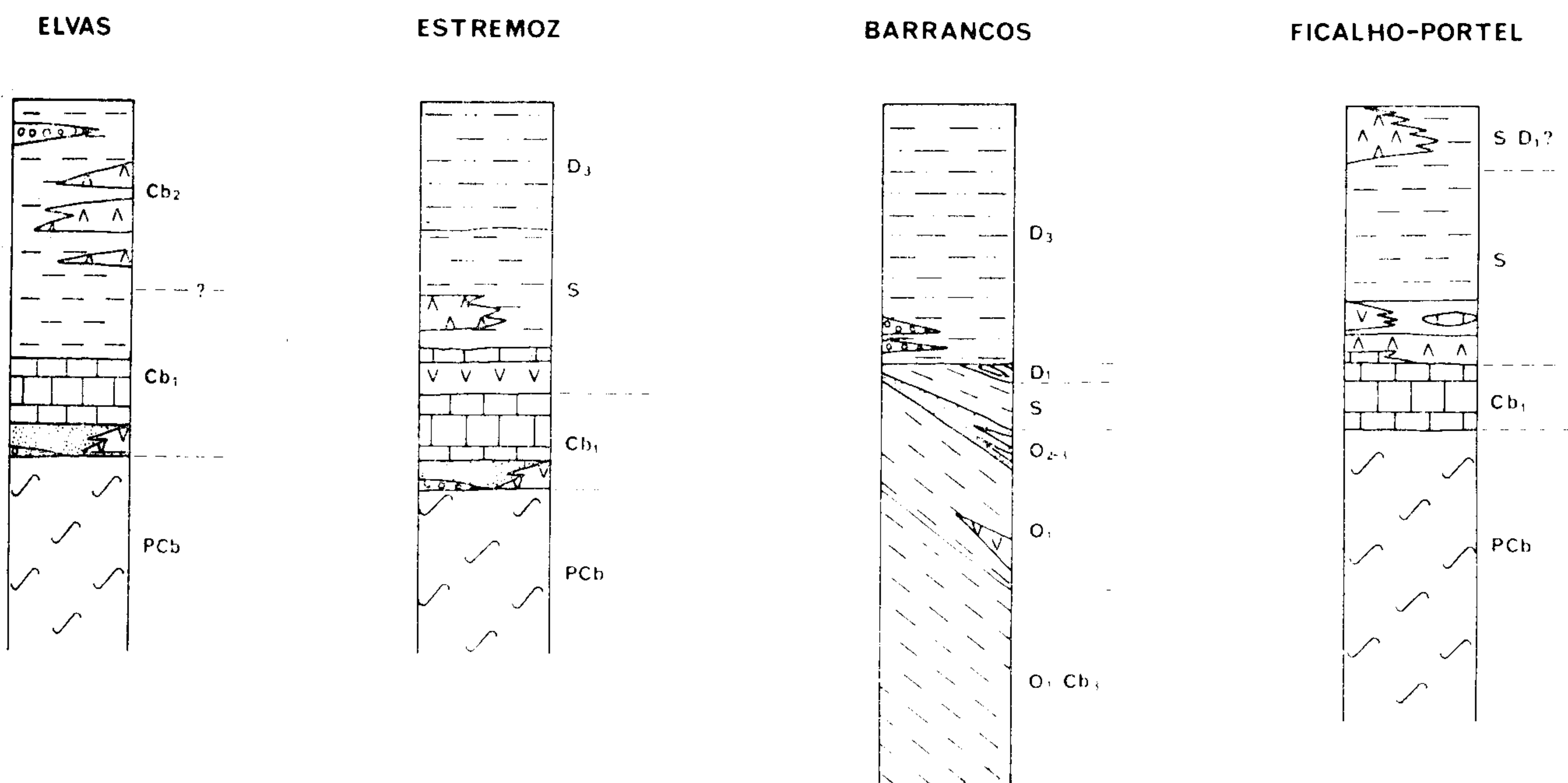


Fig. 3.3. — Logs lithostratigraphiques de la Zone de Ossa-Morena.

Fig. 3.3. — Lithostratigraphic logs of the Ossa-Morena Zone.

- Alternance de schistes et de quartzites qui ont fourni près de la base des faunes d'âge Géorgien supérieur; Vers le sommet, s'intercalent plusieurs niveaux de laves spilitiques, parfois en coussins; un conglomérat à galets de quartz existe aussi localement.

Le conglomérat polygénique contient des galets de roches du Précambrien supérieur (lydiennes, volcanites acides, calcaires, grauweekes, schistes siliceux). Les calcaires ne sont pas fossilifères au Portugal, mais ils contiennent en Espagne des *Archaeocyathus*; la série supra-calcaire est considérée Géorgien supérieur-Acadien.

Au SW du sillon qui s'étend d'Abrantes à Elvas, les terrains supra-calcaires manquent complètement. Ainsi, dans l'anticlinal de Estremoz, une série volcanique acide et carbonatée, qui contient au sommet des lydiennes à *Monograptus*, repose, par l'intermédiaire d'une zone à oxydes de fer, sur la dolomie cambrienne sans fossiles. Il y aurait lacune de tout le Cambrien moyen et supérieur

arrive donc à la conclusion que le Cambrien se réduit vers le SW; nous verrons que cette réduction est due à l'effet cumulé de la phase de déformation sarde et de l'épéirogénétaconique.

Dans la zone Centro-Ibérique, l'Ordovicien repose en discordance angulaire, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base polygénique, sur d'épaisses et monotones séries schisteuses qui occupent de grandes étendues dans le Nord et le Centre du Portugal. Ces formations ont reçu divers noms: Formation schisteuse des Beiras, Complexe schisto-gréseux des Beiras, Complexe de schistes et grauweekes.

On peut distinguer deux séries dans ce complexe: une série inférieure constituée essentiellement par des pélites et des grauweekes à grain fin, assez monotone, et une série supérieure à lithologie plus variée. Ces deux séries occupent des domaines différents dans le segment portugais de la zone Centro-Ibérique.

Au Nord, dans la vallée du Douro inférieur et dans une partie de la Haute-Beira qui se prolonge en Espagne par

la province de Salamanca, on a la succession suivante, de bas en haut, dans la série supérieure: calcaires en lentilles parfois très vastes; alternance de pélites, grauwackes et lentilles centimétriques de roches calco-silicatées qui deviennent de plus en plus grossières vers le haut et qui contiennent des lentilles de conglomérats et quartzites.

Au Centre, entre le Tage et le Mondego, s'étend une bande qui se prolonge en Espagne dans la province de Cáceres et qui est surtout composée de pélites monotones,

zone d'alimentation se trouvait à l'emplacement actuel de la zone d'Ossa-Morena où les lydiennes abondent dans le Précambrien à affinités briovériennes. En une position symétrique, on retrouve des conglomérats sur le bord NE du sillon, dans la région de Salamanca, probablement alimentés à partir de la ride de l'Olla de Sapo.

L'âge des formations anté-Ordoviciennes de la zone Centro-Ibérique est controversé; les seuls fossiles trouvés au Portugal sont des *Lingulella* n. sp. (Serra do

ZONE SUD-PORTUGAISE

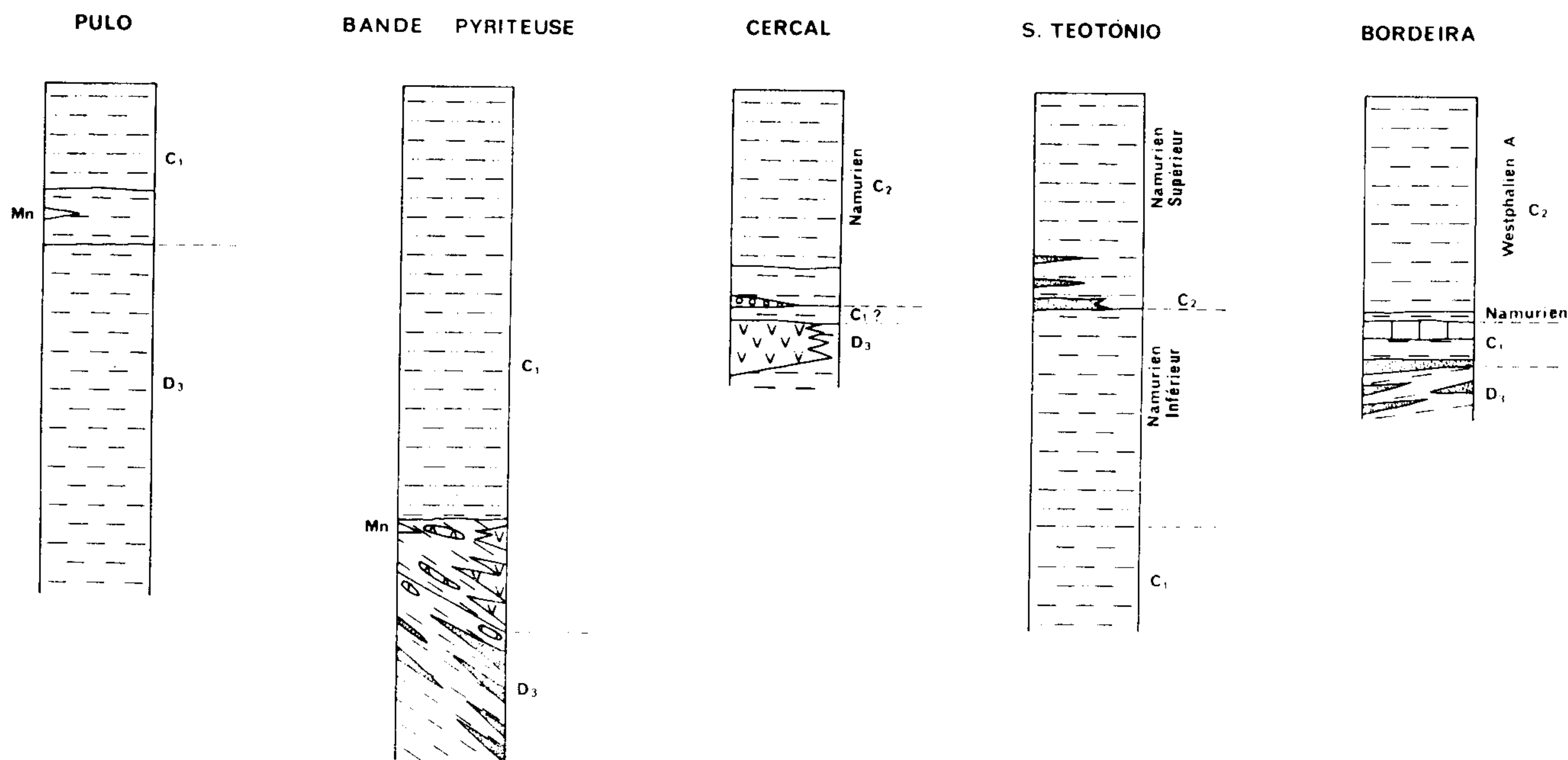


Fig. 3.4. — Logs lithostratigraphiques de la Zone Sud-Portugaise.

Fig. 3.4. — Lithostratigraphic logs of the South-Portuguese Zone.

avec intercalations de siltites et grauwackes à grain fin avec quelques intercalations de conglomérats et qui appartient à la série inférieure.

Au Sud, dans la vallée du Tage, la série supérieure réapparaît sur les flancs des synclinaux d'Ordovicien et elle comprend, de bas en haut: des conglomérats ou quartzites et des pélites à intercalations de volcanites acides; celles-ci ont fourni des biotites dont l'âge isotopique est de 563 MA, ce qui correspond au Cambrien inférieur, mais ces données doivent être confirmées sur isochrone roche totale.

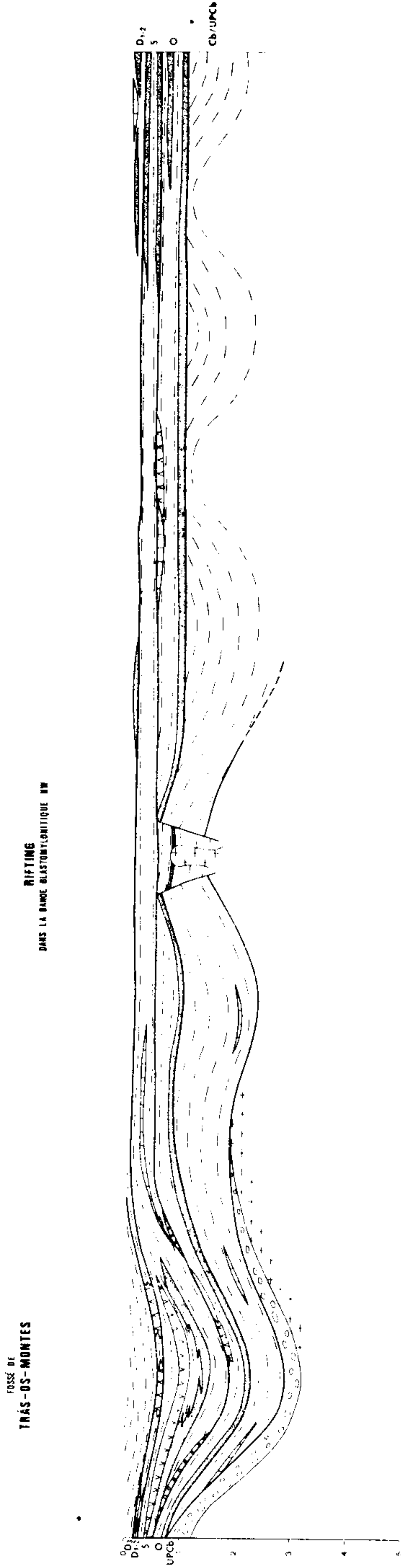
Toutes les formations décrites ci-dessus présentent des caractères de flysch (granoclassement, rythmicité, figures de base des bancs). Le sillon où ce flysch très épais s'est déposé a été alimenté à partir du SW et du NE; en effet, selon la transversale de la vallée du Douro, on a un granoclassement latéral à grande échelle dans les conglomérats à galets de quartz qui deviennent plus grossiers vers l'W, dans la région de Porto; ces conglomérats contiennent même des débris de lydiennes, ce qui prouve que la

Marão), d'utilité stratigraphique très limitée, mais qui indiquent un âge Cambrien probable; en Espagne, les gisements cambriens les plus proches (région de Tamames, Salamanca) datent du Géorgien supérieur et se trouvent à la partie supérieure de la série. Dans l'état actuel des connaissances, on peut seulement dire que les séries anté-ordoviciennes doivent être d'âge Cambrien et/ou Précambrien supérieur et, si les deux périodes sont représentées, qu'il n'y a pas de discordance ou de lacune entre les terrains correspondants.

A la fin du Cambrien, on observe les traces d'une phase de déformation importante — la phase sarde —, d'intensité variable selon les zones.

Dans le domaine NE, il y a concordance et continuité entre le Cambrien et l'Ordovicien. Dans le domaine SW, la réduction du Cambrien vers le SW doit être due à des mouvements épéirogéniques sardes et des discordances locales ont été signalées en Espagne entre Ordovicien et Cambrien. Dans le domaine central, il y a discordance

ZONE CENTRO-IBERIQUE

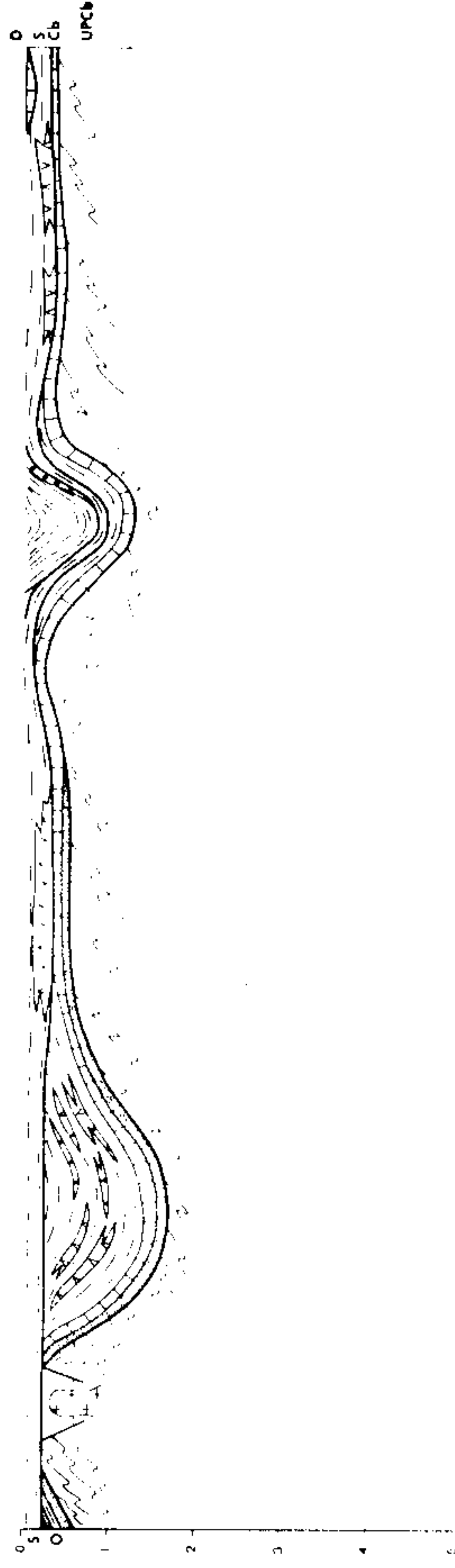


ZONE DE OSSA - MORENA

RIFTING
DANS LA BANDE BLASTOMYLOITIQUE DU S

FOSSE DE
TERENA

GÉANTICLINAL DE
BEJA - EVORA



ZONE SUD-PORTUGAISE

FOSSE
SUD - PORTUGAISE

SAINTMENT DE
CERCAI

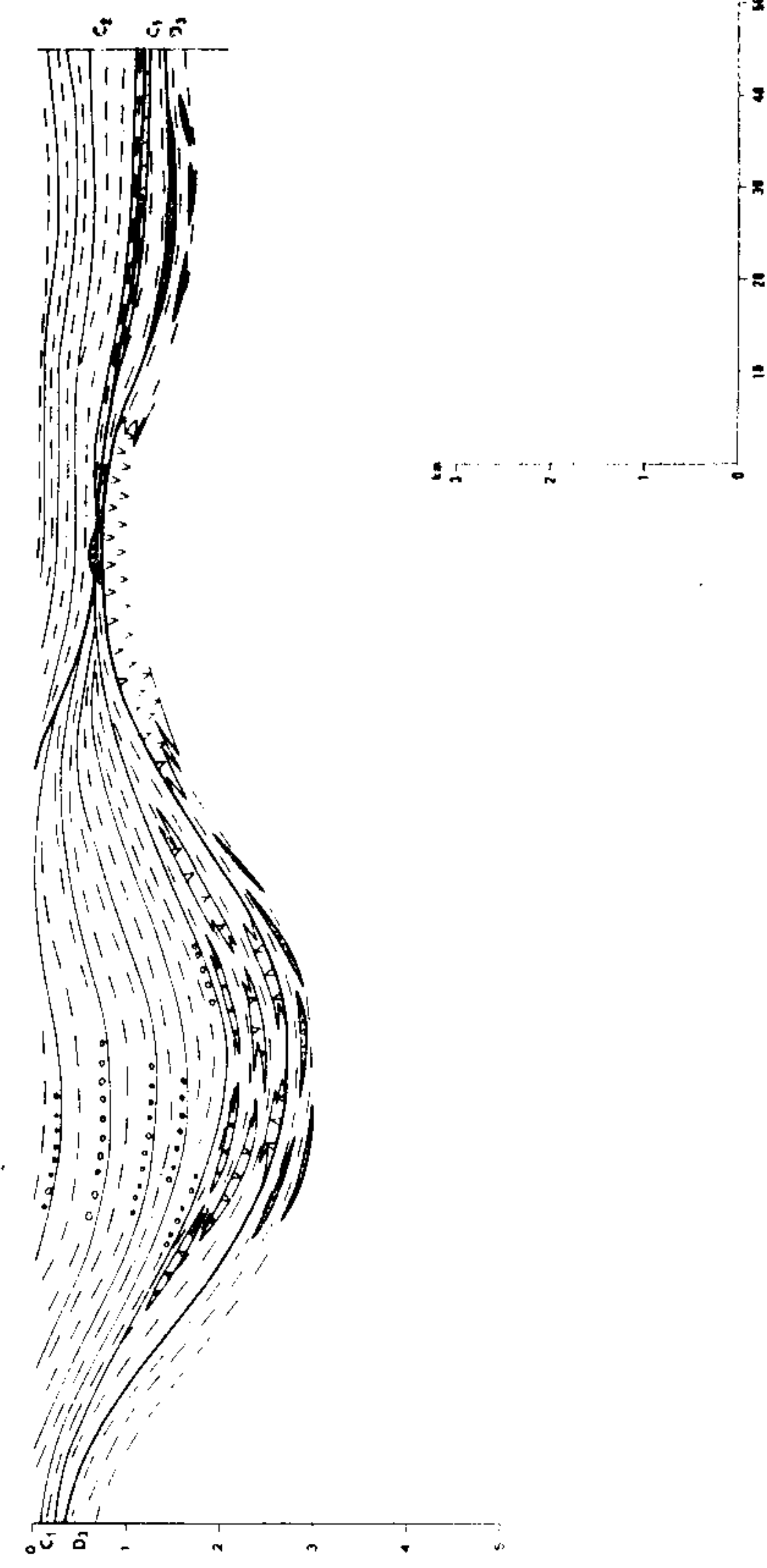


Fig. 3.5. — Profils Palinspastiques.

Fig. 3.5. — Palinspastics Profiles.

angulaire de l'Ordovicien sur la formation schisteuse des Beiras et sur le Cambrien daté. Les plis sardes ne sont pas accompagnés de clivage de plan axial et les directions, quoique variables, ont tendance à se concentrer autour d'une direction NE-SW, fortement oblique par rapport aux structures hercyniennes; les plis sont plus serrés vers le SW et ils deviennent plus ouverts vers le NE; il y a donc une atténuation de la phase sarde vers le NE, qui annonce sa disparition dans les zones Ouest-Asturienne-Léonienne et Cantabrique. Ainsi, à l'extrême NE de la zone Centro-Ibérique (secteur de Moncorvo), la concordance entre l'Ordovicien et son substratum suggère que le Cambrien y est représenté. Le style des plis sardes, là où la déformation hercynienne ne les a pas effacés, indique qu'il s'agit de plis coiffés assez amples, qui doivent épouser un système de horst et de graben au niveau d'un socle antérieur, en régime d'extension (Fig. 3.6).

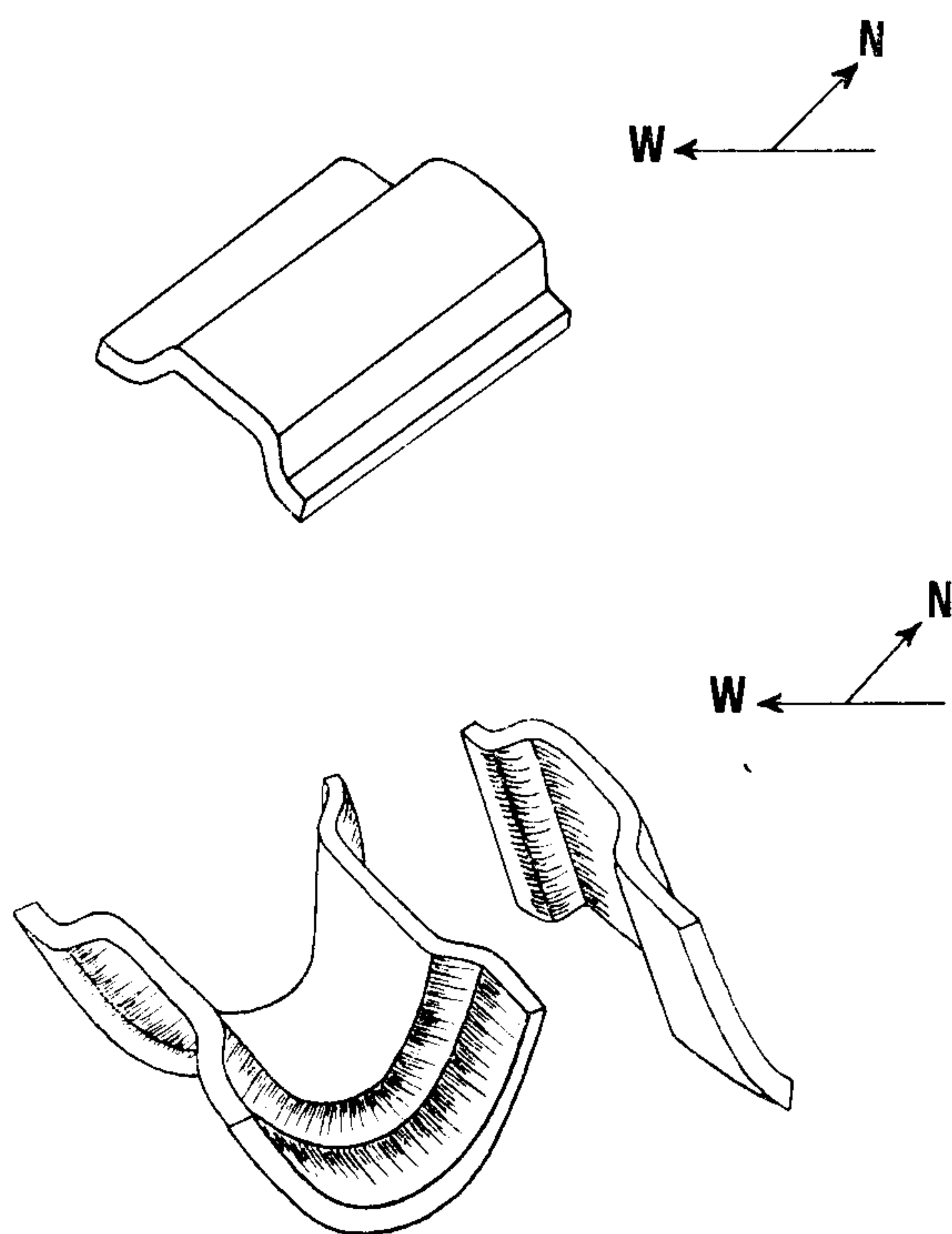


Fig. 3.6. — Reconstitution du style de la déformation sarde, d'après la géométrie résultant de la superposition des plis hercyniens dans le complexe des schistes et grauweekes.

Fig. 3.6. — Reconstitution of the style of the Sardic deformation after the geometry of interference with hercynian folds in the slate and greywacke complex.

3.1.3. Ordovicien

L'Ordovicien présente une différenciation paléogéographique moins poussée que le Cambrien. On distingue en gros deux grands domaines: l'un, au NE, se caractérise par la présence d'un niveau très constant de grès très purs d'âge Arenig, que l'on retrouve dans beaucoup de secteurs de la branche N de la chaîne hercynienne et notamment dans le Massif Armorica, d'où la désignation de grès

armorica, un autre, au SW dans la zone d'Ossa-Morena, présente des faciès assez différents.

Dans les zones Cantabrique et Ouest-Asturienne-Léonienne, l'Arenig est quartzitique, très épais dans le sillon ouest-asturien; Le Llanvirn — Llandeillo présente des faciès de pélites charbonneuses; au Caradoc, se dépose une formation à turbidite pélo-gréseuse.

Dans la zone Centro-Ibérique, la succession ressemble beaucoup à celle des zones antérieures. Elle débute par un conglomérat de base lenticulaire, associé à des grès et pélites lie-de-vin dans le synclinal de Buçaco; ensuite se dépose une série de quartzites avec des intercalations pélitiques, avec des *Cruziana*, *Scolithus*, *Vexillum* et avec des stratifications entrecroisées de type tabulaire très abondantes, des figures de charge et des pseudo-nodules; on trouve au dessus une série très monotone de pélites charbonneuses gris-bleuté à pyrite diagénétique abondante, où s'intercalent quelques bancs de quartzites dans certains domaines; cette formation fournit des faunes du Llanvirn et Llandeillo. A l'Ordovicien supérieur, apparaît une différenciation paléogéographique plus poussée, qui rend la lithologie plus variée selon les domaines considérés. Des pélites et des grès se succèdent, qui contiennent localement (Buçaco, Vimioso) une association de laves et de tufs basiques, avec des calcaires souvent dolomitiques.

Du point de vue paléogéographique, l'Ordovicien inférieur correspond à une plate-forme littorale sableuse qui subit ensuite, à l'Ordovicien moyen, une transgression avec dépôt de vases euxiniques.

Le grès armorica soulève un problème paléogéographique important: où se trouvait le continent qui a alimenté une nappe de sables, peu épaisse mais très étendue? Pour résoudre ce problème, nous disposons au Portugal des données suivantes: l'analyse des paléocourants, à l'aide des stratifications entrecroisées, indique que la transgression de la mer de l'Arenig a avancé d'W en E sur une surface d'érosion qui tronquait les plis sardes. Les conclusions de cette analyse sont confirmées par le fait que le toit du grès armorica est diachrone, plus ancien à l'W (Skiddavien à Valongo) qu'à l'E (Llandeillo à Vimioso) (Fig. 3.7). Ces données suggèrent que le continent qui a alimenté le grès armorica se situait à l'emplacement de la zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes oriental où l'Ordovicien est absent. La distribution des gisements de fer sédimentaire de l'Ordovicien inférieur-moyen, en auréole autour de la terminaison de cette zone, s'explique de façon cohérente dans le schéma, puisque la source de fer nécessaire à la genèse des gisements se trouvait à l'emplacement du continent. Le schéma est complété par la corrélation avec le Massif Armorica, où la transgression ordovicienne avance d'E en W sur un continent Cadomien qui est aussi la source du minerai de fer dans le grès armorica (Fig. 3.8).

Dans la zone d'Ossa-Morena, l'Ordovicien est rarement fossilifère, sauf dans la région de Barrancos où se succèdent, de bas en haut:

- la série flyschoidé pélo-grauwackeuse (Cambrien supérieur probable);

- des pélites vertes et lie-de-vin à *Néreites*, qui contiennent au sommet une faune de graptolites du Skidavien supérieur;
- des grès et psammites à *Scolithus* (Ordovicien moyen-supérieur et/ou Silurien inférieur?).

La même succession, sans fossiles, s'observe selon l'axe Barrancos-Fronteira et sur le bord E du Massif

manquent le sommet de l'Ordovicien et les terrains de base du Silurien; localement, le Silurien y commence par un conglomérat à la base d'une série gréseuse. Au SW, il semble y avoir continuité entre les terrains des deux systèmes, bien que ce fait ne soit pas prouvé avec précision du point de vue chronostratigraphique. D'ailleurs, c'est dans tout le Portugal que manquent les faunes de la base du Llandovery.

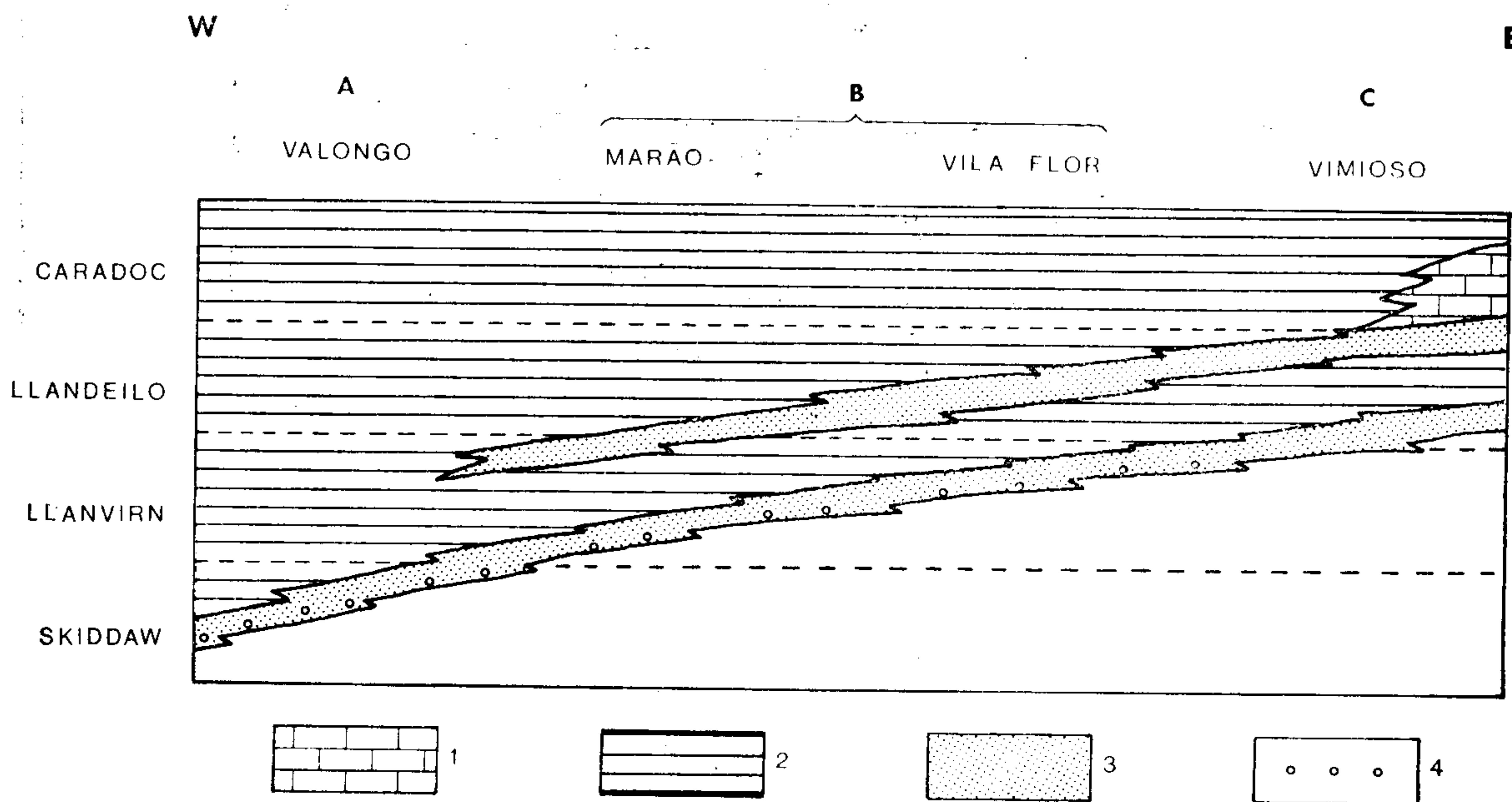


Fig. 3.7. — Corrélations lithostratigraphiques dans l'Ordovicien de la Zone Centro-Ibérique, suivant la transversale du Rio Douro; remarquer la diachronie des limites inférieure et supérieure du grès armoricain: 1 — Calcaires; 2 — Pélites; 3 — Grès; 4 — Conglomérat de base.

Fig. 3.7. — Lithostratigraphic correlations in the Ordovician of the Centro-Iberian Zone, in the Rio Douro traverse; note diachronism of lower and upper limit of armorican quartzite: 1 — Limestone; 2 — Pelites; 3 — Sandstone; 4 — Basal conglomerate.

d'Évora, de part et d'autre du synclinal de Terena, mais elle disparaît vers l'W.

Au point de vue paléogéographique, le Skiddavien de la zone d'Ossa-Morena représente un domaine de mer nettement plus profonde que dans le domaine du grès armoricain: la sédimentation devient argileuse et non plus sableuse et les pistes de type *Néreites* indiquent aussi une profondeur plus grande que les pistes de type *Cruziana*.

3.1.4. Silurien

Au sommet de l'Ordovicien et à la base du Silurien, on observe une différenciation accusée de la paléogéographie qui était assez uniforme à l'Ordovicien. Il y a en effet eu à cette époque des mouvements épeirogéniques «tectoniques», accompagnés d'une activité magmatique particulière, dont la signification géodynamique sera examinée ultérieurement.

Dans la zone Centro-Ibérique, le contact entre l'Ordovicien et le Silurien correspond à une lacune au NE, où

Pendant le Llandovery, cette différenciation paléogéographique se maintient; au N, à la série gréseuse font suite des pélites charbonneuses avec intercalations de lydienes à faunes de graptolites zones 21 à 23; au Centre, on a des quartzites, puis des pélites graphiteuses à lentilles de calcaire; avec des faunes appartenant aux zones 19 à 23; au SW, le Llandovery n'est pas daté par des fossiles, mais il doit correspondre à des grès micacés et à des quartzites.

Au Wenlock, la paléogéographie devient plus uniforme; cet étage débute par des grès schistoïdes auxquels succèdent des quartzites sans faune, surmontés par des ampélites à faunes sardes du Wenlock supérieur.

Le Ludlow est constitué par des pélites avec de minces lits de grès; vers le sommet, on passe à des grès et quartzites stériles, ce qui empêche de tracer avec précision la limite Silurien-Dévonien, mais la lithostratigraphie indique une continuité entre les deux systèmes.

Dans l'ensemble, au Llandovery, les apports détritiques sont plus grossiers au NE, alors que la sédimentation est plus tranquille dans la partie SW de la zone Centro Ibérique. Au Salopien, la situation semble s'inverser.

Dans la sous-zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes, le Silurien constitue la majeure partie du supergroupe transmontain. Dans celui-ci, on peut distinguer deux groupes que nous avons appelé, respectivement, groupe Centro-Transmontain, qui forme l'enveloppe la plus intérieure des massifs de Morais et Bragança et groupe Péri-Transmontain, qui se situe à la périphérie; des chevauchements séparent les diverses unités.

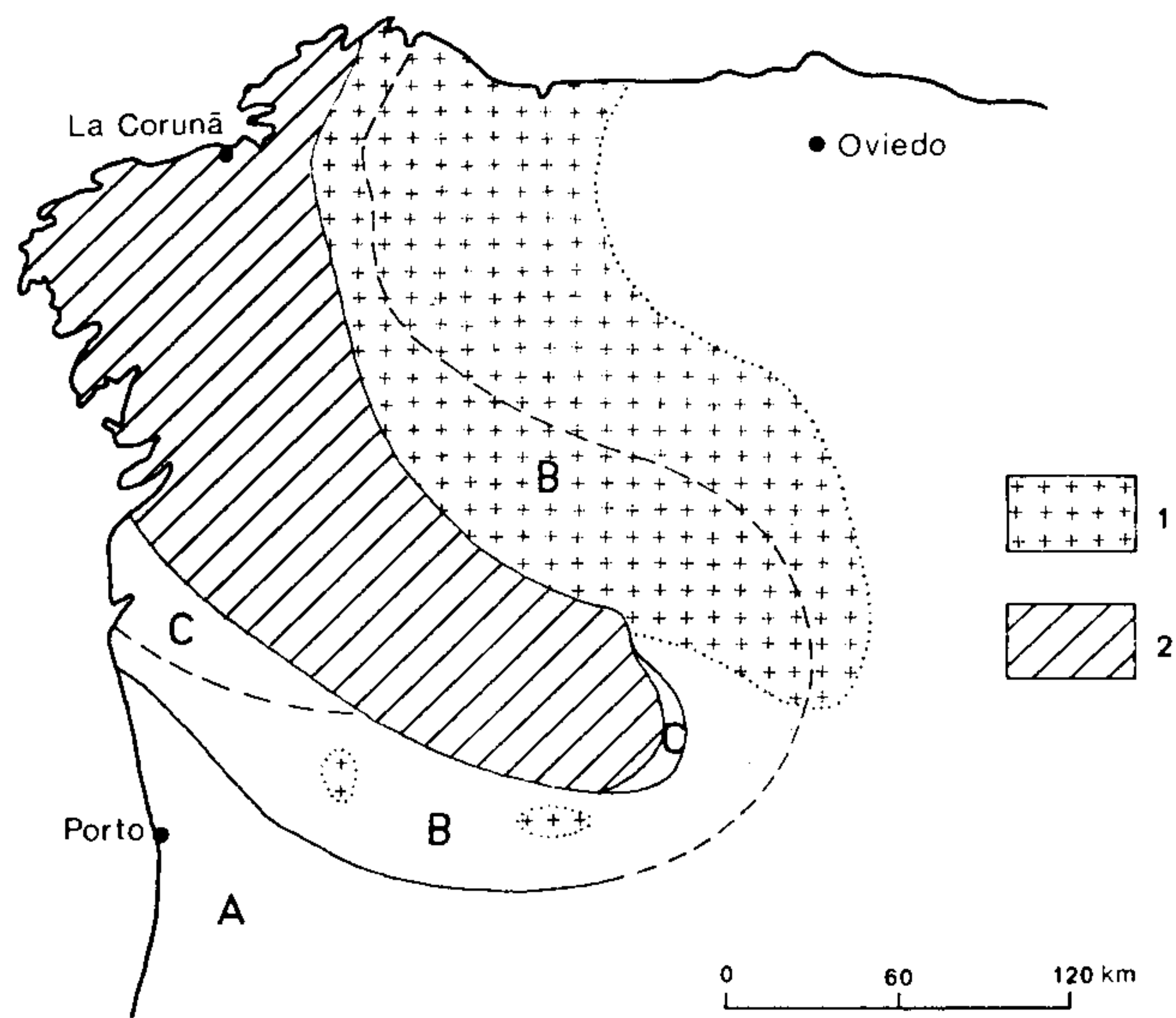


Fig. 3.8. — Schéma paléogéographique de l'Ordovicien et distribution des gisements de fer dans les terrains de ce système: 1 — Zones à gisements de fer; 2 — Domaine probablement émergé pendant l'Ordovicien.

Fig. 3.8. — Paleogeographic scheme of the Ordovician and distribution of iron ore bodies in the terrains of that system: 1 — Zone with iron ore bodies; 2 — Domain probably emerged during the Ordovician.

Le groupe Centro-Transmontain comprend, de bas en haut:

- Alternance de phyllites, quartzophyllites et grau-wackes;
- Quartzite à séricite;
- Complexe volcano-siliceux où sont représentés des métavolcanites acides (porphyroïdes rhyolitiques) et basiques (schistes verts), intercalés dans des phyllites lie-de-vin et chloriteux, phyllites siliceuses à lentilles de calcaires et lydiennes. Celles-ci ont fourni des faunes du Llandovery supérieur. On trouve localement des laves peralcalines et alcalines à la base du complexe.

Le groupe Péri-Transmontain comprend une alternance de pélites, de grès et de grau-wackes qui contient vers le sommet une intercalation de grès quartzitique associé à des ampélites et lydiennes à *Monograptus*; la série est couronnée par un niveau de grès quartzitique très constant qui passe latéralement à un conglomérat, cartographiquement discordant sur son substratum. A la base de ce grès, il y a des intercalations de lydiennes et ampélites qui ont fourni des faunes du passage Llandovery-Wenlock.

Si l'on compare les divers faciès du Silurien du supergroupe Transmontain avec ceux de la zone Centro-Ibérique, on constate que, dans les premiers les caractères géosynclinaux sont plus marqués: épaisseur plus grande des séries, volcanisme plus abondant, plus grande instabilité pendant la sédimentation, traduite par des caractères flyschoides, et variations latérales de faciès plus accusées. Le groupe Péri-Transmontain représente une transition entre le groupe Centro-Transmontain et les faciès Centro-Ibériques. Ceci constitue un argument en faveur de l'autochtonie des terrains du supergroupe transmontain qui se sont différenciés paléogéographiquement par l'ouverture du sillon que nous avons appelé le sillon transmontain, au début du Silurien; en effet, c'est dans le Silurien qui enveloppe la sous-zone de Trás-os-Montes que l'on trouve des séries assez épaisses du Llandovery inférieur, qui débutent par un tillioïde déposé par des courants de boue liés à l'ouverture du fossé. Le sillon subit pendant tout le Silurien une subsidence active, avec volcanisme peralcalin qui évolue ensuite vers un magma alcalin. Cette évolution suggère une océanisation au moins partielle ou avortée dans le fossé transmontain.

Dans la zone d'Ossa-Morena, il existe une différenciation paléogéographique marquée au Silurien; dans les sillons, comme le domaine au NE de la Bande Blastomy-lonitique de Cordoue-Badajoz-Tomar et l'axe de Barrancos-Fronteira, il y a concordance apparente entre Silurien et Ordovicien; tandis que sur les rides (Massif d'Évora-Beja et anticlinorium d'Estremoz), apparaissent des indices d'une lacune importante dans la séquence paléozoïque.

Ainsi, dans la région de Barrancos, la succession est la suivante, de bas en haut:

- Grès et psammites à *Scolithus* (Ordovicien moyen-supérieur et/ou Silurien inférieur);
- Pélites à nodules, avec intercalations d'ampélites et lydiennes (Llandovery);
- Pélites gris-foncé avec lamination millimétrique de siltites et quartzites («schistes rayés») et intercalation d'ampélites (Salopien).

Dans la région d'Estremoz, la succession est, de bas en haut:

- Zone d'oxydes de fer sur la dolomie géorgienne;
- Alternance de calcaires, de calcschistes et de volcanites acides et intermédiaires, contenant au sommet des lentilles de lydiennes à *Monograptus*;
- Pélites à intercalations de lydiennes et ampélites (Llandovery);
- Quartzites;
- Ampélites à *Monograptus* du Wenlock.

Cette succession démontre que tout le Cambrien moyen et supérieur manque, et peut être aussi l'Ordovicien, la zone d'oxydes de fer représentant un paléosol ferrugineux du paléokarst de l'horizon carbonaté du Géorgien.

Dans le massif d'Évora-Beja, on observe la même lacune, dans une succession qui manque cependant de fossiles.

On se rend compte que la fin de l'Ordovicien et le Caradoc correspondent à une période d'instabilité, avec volcanisme abondant et présence de biseaux stratigraphiques. Or, c'est justement à cette époque que s'installe un cortège d'intrusions magmatiques de type très spécial, dans la Bande Blastomylonitique de Cordoue-Tomar et au SW de celle-ci. Dans les massifs d'Alter do Chão et d'Elvas, des roches ultramafiques (péridotites, dunites, pyroxénites) et mafiques (gabbros à olivine, pyroxène et amphibole, diorites) sont recoupées par des roches hyperalcalines, avec formation de brèches aux contacts. Les roches ont des compositions très variées, tant au point de vue de la saturation en silice (granites, syénites, syénites à néphéline et sodalite) que de la saturation en alumine (peralcalines à riebeckite et aegirine, alcalines à ferrohastingsite). Il y eut aussi des intrusions de granites (massif de Portalegre et autres) dont les relations géométriques avec les roches peralcalines ne sont pas encore éclaircies.

Ce cortège de roches donne des âges isotopiques situés dans l'intervalle 460-430 MA (Ordovicien supérieur-Silurien inférieur). Il a été déformé par l'orogénèse hercynienne; à l'extérieur de la Bande Blastomylonitique, la déformation se traduit par des zones de cisaillement espacées, entre lesquelles les structures magmatiques sont souvent parfaitement conservées; dans la Bande Blastomylonitique, les roches ont subi une blastomylonisation complète et possèdent une fabrique entièrement métamorphique.

3.1.5. Dévonien inférieur et moyen

Les séries du Dévonien inférieur et moyen n'occupent que le coeur des synclinaux les plus profonds, ce qui rend difficile la reconstitution paléogéographique des terrains correspondant à cette période.

La succession générale dans la zone Centro-Ibérique est, de bas en haut:

- Grès à faune gédiniennne;
- Alternance de pélites et de grès à faune du Siegenien-Emsien;
- Alternance de calcaires et de pélites à faune eifélienne.

A l'extrême NE de la zone Centro-Ibérique, près du contact avec la sous-zone de Galice Moyenne — Trás-os-Montes, on trouve des séries de calcaires et de calcschistes très minces, à Brachiopodes mal conservés, qui se situent au dessus du Silurien fossilifère et sous un flysch du Dévonien Supérieur. Il est fort probable que ces séries correspondent à un Dévonien inférieur et/ou moyen, très condensé. Un peu plus à l'E, dans la région de Alcañices (Zamora), des Conodontes de cet âge ont été trouvés dans des séries qui occupent la même position dans l'échelle stratigraphique.

Dans la sous-zone de Trás-os-Montes oriental — Galice moyenne, au sommet du groupe Centro-Transmontain, on trouve une série de quartzophyllites et de schistes verts, dérivés de laves basiques, avec des lentilles de calcaire

dont l'âge Dévonien est probable. Il y a en effet des fantômes de microfaune et les séries tout à fait semblables que l'on trouve autour du Massif du Cabo Ortegal (côte N de la Galice) ont fourni des macrofaunes d'âge Silurien supérieur à Dévonien.

Dans la zone d'Ossa-Morena, le Dévonien inférieur est conservé dans la région de Barrancos. Il est en continuité parfaite avec le Silurien; la contiguité entre les faunes du Dévonien et les couches à Graptolites, problème qui préoccupait déjà l'esprit extrêmement averti de NERY DELGADO, suggère l'existence possible de Pridolien. La succession comprend des pélites, suivies par des calcaires à faune Siegenien-Emsien, le Gédinien n'ayant pas été mis en évidence.

Dans le synclinal de Cabrela (Vendas Novas), on trouve des lentilles de calcaires dolomitiques à stratification gradée, qui correspondent donc à des calciturbidites, avec des faunes de conodontes de l'Eifélien. Ces niveaux reposent, par l'intermédiaire d'un conglomérat polygénique, sur les métaspilites et les schistes lie-de-vin à lentilles de tilloïdes du Silurien (et Dévonien?) du massif d'Évora; ce conglomérat doit souligner une discordance cartographique dont l'ampleur reste à préciser.

3.1.6. Dévonien supérieur — Carbonifère marin

Au cours du Dévonien moyen et supérieur, la paléogéographie du segment hercynien ibérique a subi un changement radical. En effet, l'orogénèse débute à cette époque et le contrôle tectonique de la sédimentation se modifie: on passe du régime d'extension, avec formation de bassins à subsidence assez faible et à migration lente et limitée, à un régime de contraction crustale, avec subsidence rapide et migration latérale très accusée. Les faciès se modifient en conséquence, passant du type de dépôts de plate-forme stable au type flysch.

C'est à cette époque que la différenciation entre zones internes et externes s'accroît. En effet, les zones internes subissent la première phase de déformation hercynienne et la contraction crustale qui en découle provoque une tendance au soulèvement du domaine comprimé qui va alimenter en flysch les domaines subsidents externes.

Dans les secteurs septentrionaux, le Dévonien supérieur-Carbonifère est réduit à quelques synclinaux pincés entre les terrains plus anciens. Ainsi, on trouve dans la région de S. Clodio (Province de Lugo, zone Ouest-Asturienne-Léonienne), une série de faciès Culm, à débris de végétaux du Carbonifère (inférieur?), discordante sur le substratum et contenant des conglomérats à débris de granites et de cristallin. Cette série de turbidites serait postérieure à la première phase hercynienne, mais antérieure à la deuxième. Plus au Sud, dans la région de Bragança-Alcañices (zone Centro-Ibérique et sous-zone de Galice moyenne — Trás-os-Montes) on trouve aussi une série de type flysch pélito-grauwackeuse, à débris de végétaux du Dévonien supérieur. Intercalés dans cette série, on trouve des conglomérats à galets de roches épimétamorphiques des séquences du Paléozoïque à faciès centro-transmontain et aussi des

galets des roches métamorphiques de plus haut degré du Massif de Bragança. Ceci démontre que, dans la zone d'alimentation de ce flysch, les massifs étaient déjà en place et que le Paléozoïque était déjà affecté par le clivage de la première phase hercynienne.

Un flysch très semblable au précédent, mais plus déformé et n'ayant pas livré jusqu'à présent de fossiles végétaux, occupe de grandes étendues à l'E du Massif de Morais.

Sur le bord NE de la zone d'Ossa-Morena, le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur est assez développé; il est constitué par des dépôts de type flysch où s'intercalent des lentilles de roches basiques avec cumulats ultrabasiques à la base; vers le SW, seul le Dinantien est représenté. Le long de la bande Peñarroya-Belmez, le Viséen supérieur-Namurien est discordant sur son substratum et comprend des conglomérats, grès, pélites et calcaires récifaux, auxquels font suite des couches à houille présentant certain caractère molassique.

Vers le SW, le Dévonien supérieur est limité à quelques plis synclinaux. Ainsi, la formation de Terena correspond à un flysch pélito-grauwackeux discordant sur son substratum. En effet, le Dévonien inférieur, présent un peu plus à l'E dans la région de Barrancos, n'est pas représenté entre le flysch et son substratum silurien. Le flysch a été alimenté à partir du SW, car on trouve à la base du flanc SW des conglomérats qui paraissent passer latéralement à des séries plus fines dans le flanc NE; ces conglomérats comportent des débris de roches épimétamorphiques paléozoïques et des fragments de calcaires (du Dévonien inférieur?), ce qui démontre que la première phase hercynienne est antérieure au dépôt de ce flysch. L'âge de la formation de Terena a été très discuté; elle serait Dévonien inférieur pour certains auteurs et Carbonifère pour d'autres; elle contient en effet des débris végétaux mal conservés et de cachet archaïque. Un âge Dévonien supérieur est probable, par comparaison avec les flores mieux datées d'autres terrains de la zone Sud-Portugaise.

Dans le synclinal de Cabrela (Vendas Novas), on peut aussi mettre en évidence les effets de la première phase hercynienne. Les terrains les plus récents déformés par cette phase sont des calciturbidites contenant des Conodontes de l'Eifélien, affectées par un clivage de plan axial de plis couchés N-S déversés à l'W. Au dessus, on trouve un conglomérat polygénique contenant des galets schistosés de Paléozoïque et une alternance de pélites et de grauwackes à grain fin, avec des intercalations de quartzokératophyres et des niveaux de calciturbidites. Ces niveaux ont fourni des faunes du Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur, dont l'âge précis est en train d'être établi à l'aide de Conodontes. La série située au dessus de la discordance est affectée par une ébauche de clivage schisteux subvertical, de direction NW-SE, qui passe, dans les terrains situés au dessous de la discordance, au clivage de crénulation de même orientation, dû à la deuxième phase hercynienne. On peut ainsi dater la première phase de déformation et le métamorphisme régional syntectonique, qui sont donc post-eiféliens et probablement antérieurs au Dévonien supérieur.

Des calcaires à faunes méso et/ou néodévonienne sont connus à Odivelas (au NW de Beja); une corrélation avec la série supérieure de Cabrela est probable, ce qui serait plus en accord avec un âge néodévonien. Les calcaires sont associés à des laves basaltiques spilitisées. Probablement au dessus, on trouve des pélites sans fossiles, recoupées par le complexe subvolcanique des porphyres de Beja et qui datent sans doute du Carbonifère inférieur.

Dans la zone Sud-Portugaise, nous distinguerons plusieurs secteurs.

Au NE, entre la Bande pyriteuse et le Massif de Beja, on trouve la succession suivante, de bas en haut:

- La formation de Pulo do Lobo est composée par des phyllites, parfois quartzzeuses, avec des intercalations de quartzites;
- La formation de Ribeira de Limas est composée d'une alternance de phyllites, quartzwackes et quartzites contenant localement des lits centimétriques de manganèse, d'origine volcanique;
- La formation de Santa Iria correspond à un flysch avec pélites, grauwackes et siltites, avec débris de plantes.

Par corrélation avec la zone suivante où les fossiles sont plus abondants, on considère que la formation de Pulo do Lobo est d'âge Dévonien supérieur, que la formation de Ribeira de Limas est un équivalent latéral du complexe volcano-siliceux du Tournaisien et la formation de Santa Iria du Culm.

Dans la Bande Pyriteuse, on a la succession suivante, de bas en haut:

- Formation de phyllites et quartzites contenant au sommet un niveau lenticulaire de calcaires noduleux à faune du Famennien;
- Complexe volcano-siliceux: il comprend des tufs rhyolitiques et quartzokératophyriques, des laves spilitiques, mais aussi des roches de composition intermédiaire; les membres volcaniques sont interdigitées avec des phyllites siliceuses et tuffites; loin des centres volcaniques, il y a dépôt de phyllites et quartzites impurs, passant à des quartzwackes où sont intercalés des témoins éloignés de l'activité volcanique, comme des cherts et lentilles de minerais de manganèse; une lentille de calcaire au sommet de la série a fourni des Conodontes du Tournaisien supérieur, ce qui démontre l'âge Tournaisien du complexe;
- Une épaisse série de Culm, composée d'alternances de pélites et de grauwackes, avec de nombreux niveaux de conglomérats; comme fossiles, on trouve des végétaux flottés, *Posidonia becheri*, des Trilobites et des Goniatites du Viséen moyen et supérieur.

Dans le secteur de Cercal, la succession diffère un peu de celle de la Bande Pyriteuse. On a ainsi, de bas en haut:

- 1) Complexe volcanique comprenant des tufs acides et basiques à intermédiaires;

- 2) Phyllites avec des niveaux de tuffites à la base;
- 3) Conglomérat polygénique lenticulaire à la base de phyllites charbonneux, passant au sommet à des turbidites distales.

Au sommet du premier niveau et à la base du deuxième, il y a des faunes du Famennien. À la base du troisième niveau, on trouve des gisements de *Cravenoceras* (Namurien inférieur). On est amené à la conclusion que le Tournaisien et le Viséen inférieur peuvent être condensés dans le niveau 2, mais l'absence de faunes du Viséen supérieur, si constantes dans tout le Bassin Sud-portugais, et la présence du conglomérat suggèrent un hiatus important.

Dans le secteur de S. Teotónio, la succession comprend:

- Alternance de phyllites et grauweekes à grain fin, à caractères de turbidites distales, à faunes du Namurien;
- Alternances de phyllites et quartzites à caractères de turbidites proximales, mais qui deviennent plus distales vers le SE, avec faunes du Namurien moyen à Westphalien A.

Le limite entre ces deux formations est probablement diachronique, car on trouve parfois des goniatites du même niveau dans les deux formations.

Dans l'extrême SW, secteur de Bordeira-Aljezur, la succession est la suivante:

- Pélites charbonneuses à intercalations centimétriques de quartzites turbiditiques, à faune du Famennien et pistes nombreuses;
- Quartzites en bancs décimétriques à métriques, à grosses stratifications entrecroisées tabulaires, avec intercalations de pélites;
- Pélites charbonneuses à lits millimétriques de siltites et nodules siliceux à faune du Tournaisien;
- Pélites et calcschistes à coraux et crinoïdes du Tournaisien supérieur;
- Calcaires dolomitiques à intercalations de pélites avec faunes du Viséen;
- Pélites charbonneuses, ampélites à nodules et intercalations calcaires avec faunes du Namurien;
- Flysch périto-grauwackeux, à faunes du Namurien supérieur et Westphalien A.

La paléogéographie des zones d'Ossa-Morena et Sud-Portugaise obéit aux grandes lignes suivantes, après le Dévonien moyen:

Au Dévonien supérieur, la compression due à la première phase hercynienne provoque la surrection d'une ride géanticlinale, le Massif d'Évora-Beja, qui alimente les sillons qui bordent la ride: du côté NE, le sillon de Terena, long et étroit, où se dépose un flysch grauwa-ckeux; du côté SW, se disposent des turbidites à fraction sableuse plus pure et d'un caractère plus distal.

Plus au SW, le volcanisme débute dans la région de Cercal tandis qu'à l'extrême SW il y a dépôt de turbidites

sableuses qui ressemblent à celles de la Bande pyriteuse mais qui paraissent alimentées à partir du SW, car la proportion quartzite-pélite augmente dans cette direction.

Au Tournaisien, le volcanisme débute dans la Bande pyriteuse; la paléogéographie devient assez complexe, avec alternance de rides à activité volcanique plus persistante qui, localement tout au moins, ont pu émerger, ce qui est suggéré par l'apparition sporadique d'ignimbrites et de sillons où se déposent des séries de turbidites de plus en plus immatures.

Au SW, le fond du bassin se soulève, car les séquences de turbidites du Famennien évoluent rapidement vers le haut dans le sens de sables de faible profondeur; se déposent ensuite des vases euxiniques de profondeur moyenne à faible.

Au cours du Tournaisien et pendant le Viséen, commence à se déposer au NE, dans le secteur de la Bande Pyriteuse, la masse de flysch qui provient en partie de l'érosion du Massif d'Évora-Beja. En effet, quelques mesures de paléocourants dans le flysch et la gradation latérale à grande échelle indiquent une aire d'alimentation située au NE, dans le sillon du flysch de la Bande pyriteuse; mais le caractère très proximal de certains conglomérats intercalés dans le flysch indique que l'érosion sous-marine, en rapport avec des courants de turbidité très concentrés, a fourni des éléments du complexe volcano-siliceux de la Bande pyriteuse elle-même. Les caractères sédimentaires du flysch de cette Bande, avec des rythmes de BOUMA du type AB, des séquences positives et négatives et la fréquence de conglomérats intraformationnels indiquent un dépôt de la partie moyenne de l'éventail de la sédimentation marine. Vers le SW, il y avait probablement lacune sur le haut-fond de Cercal et, encore plus au SW, dans le secteur Aljezur-Bordeira, se déposaient des calcaires de faible profondeur.

Pendant le Namurien, il y a subsidence dont l'axe se déplace vers le SW; aussi le haut-fond de Cercal donne-t-il lieu au dépôt de turbidites distales; un peu plus tard, des paléocourants de sens NW-SE déposent des turbidites plus proximales, tandis que, plus au SW, le secteur d'Aljezur-Bordeira devient le lieu d'une sédimentation pélagique.

Au Westphalien inférieur, la subsidence se localise dans l'extrême SW du Bassin, avec dépôt de turbidites proximales alimentées du N.

En comparant la paléogéographie et la tectonique des zones d'Ossa-Morena et Sud-Portugaise, on peut mettre en évidence une très claire polarité; l'âge du flysch devient plus récent vers le SW (Dévonien supérieur dans la zone d'Ossa-Morena, Viséen dans la Bande Pyriteuse, Namurien supérieur vers le SW) et l'âge de la déformation principale devient aussi plus récent dans la même direction (vers le Dévonien moyen dans la zone d'Ossa-Morena, mais affectant le Westphalien A dans l'extrême SW de la zone Sud-Portugaise). Cette migration de l'orogénie vers le SW, est symétrique de la migration vers le NE dans la bande septentrionale de la chaîne. Il faut souligner que l'âge du début du volcanisme connaît une migration en sens inverse de celle de l'orogénie et du dépôt du flysch: il s'étend ainsi du

Dévonien supérieur au Tournaisien à Cercal, tandis qu'au NE il devient d'âge Tournaisien-Viséen. Les modèles géodynamiques proposés pour ces zones devront expliquer ces faits bien établis (Fig. 3.9).

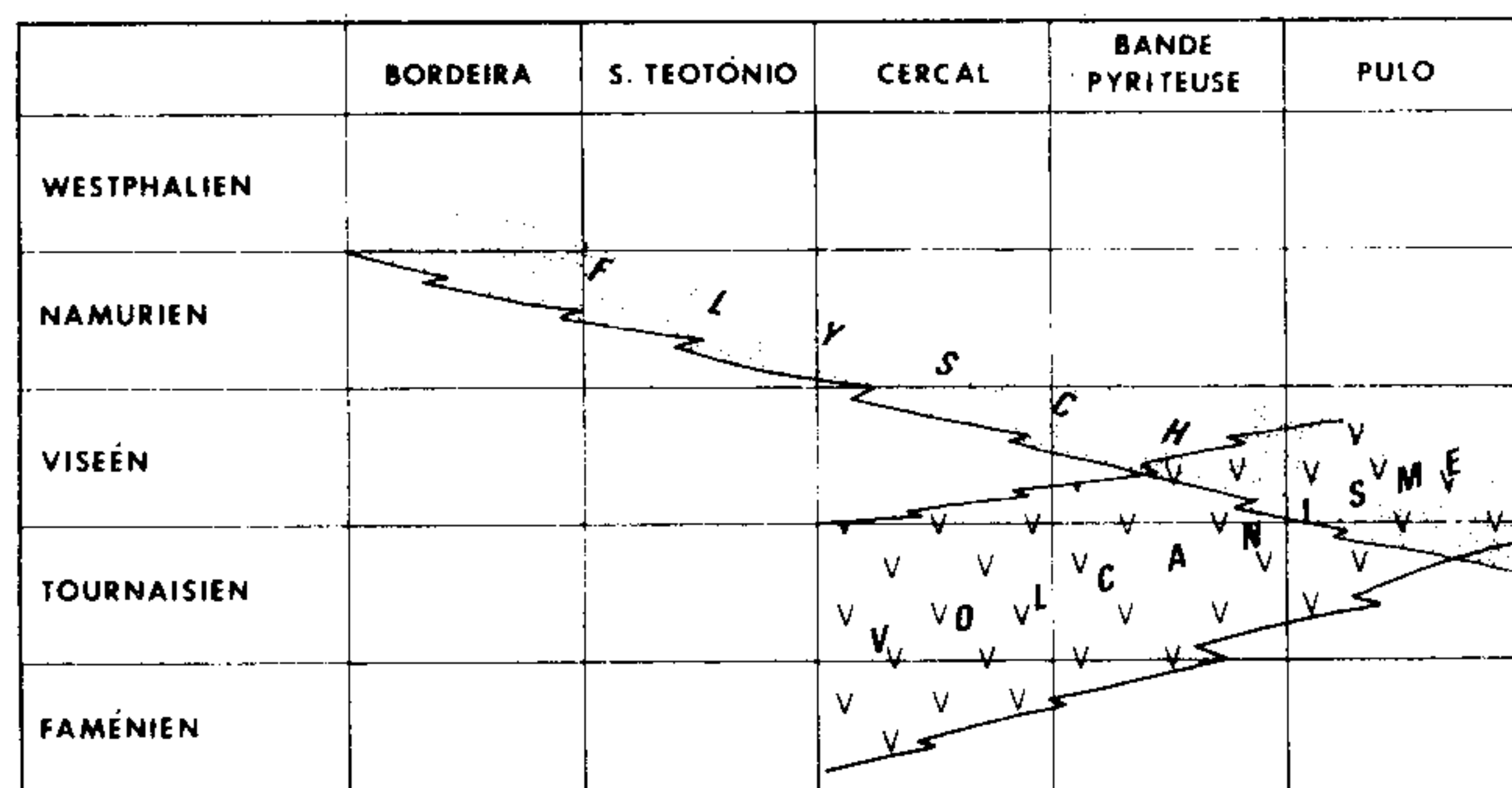


Fig. 3.9. — Diachronisme du dépôt de Flysch et du volcanisme dans la Zone Sud-Portugaise.

Fig. 3.9. — Diachronism on the deposition of Flysch and volcanism in the South-Portuguese Zone.

3.1.7. Permo-Carbonifère continental

A divers moments du Carbonifère, selon les zones considérées, on passe du régime de dépôt de type flysch aux dépôts de type molasse, souvent productrice. Dans les zones internes, cet événement se produit au cours du Namurien dans la zone d'Ossa-Morena (Bassin de Penarroya — Belmez); dans la zone externe NE (Cantabrique) au Namurien et Westphalien, tandis que dans la zone externe SW (Sud-Portugaise) les derniers dépôts affleurants sont d'âge Westphalien A et de type flysch. Les molasses westphaliennes sont encore affectées par les dernières phases hercyniennes, tandis que les molasses stéphanien et permien ont un caractère post-tectonique plus marqué et se distribuent dans un domaine plus large, soit dans l'avant-fosse Cantabrique, soit dans des fossés intramontagneux.

Au Portugal, le Permo-Carbonifère continental est justement conservé dans des fossés intramontagneux linéaires, situés à l'emplacement d'accidents majeurs dont le jeu a débuté au moins depuis les phases précoces de l'orogénie hercynienne, mais qui continuent à jouer jusqu'à la fin de l'orogénie.

Le sillon houiller du Douro-Beira forme une étroite bande qui s'allonge parallèlement aux structures de la première phase hercynienne, le long du flanc inverse de l'anticlinal de Valongo et du synclinal qui le côtoie au SW.

Plusieurs structures mésostructurales (plis, clivages, kink-bands) indiquent que le sillon houiller correspond à un décrochement sénestre de plusieurs kilomètres qui a probablement joué lors de plusieurs épisodes de déformation hercynienne.

Au NW (S. Félix de Laúndos, Ervedosa), le sillon est rempli par des sédiments à flores d'âge Westphalien D, tandis qu'au SE (S. Pedro da Cova — Sátão) les sédiments contiennent des flores d'âge Stéphanien B-C; dans la région

de Valongo, les sédiments des deux âges se côtoient pendant 5 km, séparés par une étroite bande (150 m) de terrains du Paléozoïque inférieur. Le dispositif s'explique aisément par des jeux successifs au long du décrochement majeur.

Le Westphalien D comprend des conglomérats polygéniques, avec galets de granites de la série alcaline et de quartzites, des arkoses, des schistes parfois charbonneux et des couches de charbon.

Le Stéphanien B-C comprend des conglomérats polygéniques à galets de granites de la série alcaline, de gneiss, de schistes métamorphiques avec une schistosité primaire intensément crénulée, de staurotide et disthène roulés; des arkoses, des schistes parfois charbonneux et des couches importantes d'anhracite; un porphyre granodioritique recoupe les couches inférieures et se retrouve en galets à des niveaux plus élevés de la série.

La déformation des sédiments houillers dépend de leur position par rapport au décrochement majeur; près de l'accident, le Westphalien D et le Stéphanien B-C sont intensément déformés, avec production de clivage dans les niveaux les plus ductiles et même déformation des galets des conglomérats. Quand on s'en éloigne (région de Valongo), le Stéphanien est peu déformé.

Le sillon houiller est recoupé par le batholite de granite calco-alcalin récent de Castro D'Aire, avec métamorphisme de contact imprimé sur le Stéphanien B-C.

Le fossé de Santa Suzana (Alcácer do Sal) se situe sur le chevauchement de la zone d'Ossa-Morena sur la zone Sud-Portugaise. Il est empli par des sédiments à flore du Westphalien D qui comprennent des conglomérats, des grès et des schistes argileux avec quelques couches de houille. Le conglomérat contient des galets de gneiss, schistes, porphyres, gabbros, diorites et tonalites. À l'W, le Westphalien D est en contact par faille avec le Dévono-Carbonifère de la zone Sud-Portugaise et, à l'E, il repose en discordance sur le complexe subvolcanique porphyrique; sa déformation est faible, sans production de clivage schisteux.

Le fossé de Buçaco se situe sur l'accident de Coimbra; il est empli d'Autunien, chevauché par le Précambrien de la zone d'Ossa-Morena à l'W et discordant sur les schistes des Beiras et le Paléozoïque inférieur de la zone Centro-Ibérique à l'E. Les terrains, datés de l'Autunien par leur flore, comprennent une série de type «red-beds» avec conglomérats, grès, arkoses et pélites, avec de rares lits de charbon. Les conglomérats contiennent des galets de quartz, quartzite, grauwackes, schistes et granite porphyroïde altéré.

Les relations entre le Permo-Carbonifère continental et son substratum, ainsi que l'étude des galets de ses conglomérats, permettent de compléter la datation des phases de déformation hercynienne.

Ainsi, dans le Nord, le Westphalien D est discordant sur un substratum de Paléozoïque déjà plissé et affecté par la schistosité; la présence dans le Stéphanien B-C de galets dont la schistosité est affectée par la crénulation de la phase 2 démontre que cette phase est anté-Stéphanienne. Il reste à savoir si elle se situe avant le Westphalien D ou entre celui-ci et le Stéphanien B-C. Étant donné que nous attribuons le clivage visible dans le Westphalien D au jeu

en décrochement longitudinal du sillon houiller du Douro-Beira, postérieur au Stéphaniens B-C, la première hypothèse est plus probable et s'accorde mieux avec les âges isotopiques de granites alcalins déformés par la deuxième phase. On arrive ainsi à la conclusion qu'avant le Westphalien D il y a eu mise en place de granites subautochtones de la série alcaline, déformation par la deuxième phase hercynienne et que le métamorphisme régional avait déjà atteint son climax.

Dans le Sud, il reste à établir si la deuxième phase de déformation hercynienne est antérieure ou postérieure au Westphalien D de Santa Susana.

L'Autunien de Buçaco n'est affecté que par le deuxième épisode de fracturation tardi-hercynienne (voir chapitre 2.2.8.).

3.1.8. Synthèse de l'Évolution Paléogéographique et Tectonique

La présentation du cadre structural et géotectonique du segment portugais du Massif Hespérique, réalisée ci-dessus, soulève un certain nombre de problèmes d'interprétation paléogéographique et tectonique.

Le premier problème, déjà largement discuté, concerne l'âge et les modalités de mise en place des massifs de la sous-zone de Galice moyenne-Trás-os-Montes. En effet, si ces massifs sont allochtones, il faut proposer un mécanisme pour leur mise en place en tenant compte du fait qu'il s'agissait d'un feuillet assez mince de roches cristallines hautement métamorphiques; or ces phénomènes ne sont connus que dans un contexte orogénique du type marge active ou collision de continents à raccourcissement considérable et ne se produisent jamais dans les orogènes purement intracratoniques. Si l'on accepte l'allochtonie, d'autres problèmes apparaissent: s'agit-il de fragments d'un socle continental précambrien, de manteau infracontinental éjecté dans une zone de suture ou de manteau et croûte océaniques produits pendant le cycle hercynien? Suivant l'hypothèse considérée, la zone de racines, proposée d'après des critères purement géométriques, aura des significations géodynamiques différentes.

L'autre problème soulevé est celui de l'explication de la distribution des déversements des phases de déformation précoces. On a signalé la présence de deux zones axiales à structures en éventail, disposées en échelon et séparant des domaines à déversements opposés. Elles sont dissymétriques, avec une branche mieux développée que l'autre (celle du NE dans la branche NE de l'orogène, celle du SW dans la branche SW); il est remarquable que ces zones axiales aient été le siège du magmatisme peralcalin, enregistré par des lacunes dans la séquence paléozoïque de ces aires. Ceci suggère que la croûte a été amincie dans un système de rifts intracontinentaux, ce qui a permis une déformation plus intense et pénétrative pendant l'orogénèse hercynienne, qui a créé les Bandes Blastomylonitiques (Fig. 3.10).

Finalement, se pose le problème de l'origine de l'arc ibéro-armoricain. Dans le NW de la Péninsule Ibérique, les relations entre axe d'étirement (X de l'ellipsoïde de déformation) et axes des plis sont telles que, dans l'arc interne, l'étirement se fait selon l'axe cinématique *a* et, dans l'arc externe, selon *b*. Les deux domaines sont séparés par un secteur à aplatissement pur. Ceci peut être expliqué par flexion de la croûte autour d'un axe vertical selon un processus de déformation tangentielle longitudinale; la composante homogène de déformation implique une extension dans l'arc externe (étirement selon *b*), une compression dans l'arc interne (étirement en *a*), séparées par une fibre neutre à aplatissement pur (Fig. 3.11). On en déduit que l'arc a été graduellement incurvé pendant le Paléozoïque, probablement avec des vitesses de déformation plus élevées pendant l'orogénèse hercynienne. Au fur et à mesure que la courbure de l'arc s'accroissait, une composante de cisaillement simple s'ajoutait sur ses flancs, avec sens de mouvement vers la charnière (Fig. 3.12). Ce processus peut assez bien expliquer le sens de mouvement des cisaillements ductiles associés à la déformation hercynienne principale dans le SW du Portugal et en Bretagne; et aussi le fait que, dans la zone Sud-Portugaise, le clivage n'est pas de plan axial des plis et que sa direction, plus proche de N-S, implique qu'une composante sénestre de cisaillement a dû s'ajouter à la compression perpendiculaire à la direction majeure des structures de l'orogène (Fig. 3.13). On est ainsi amené à la conclusion que l'arc doit être expliqué par un mouvement en quelque sorte latéral. Mais un problème demeure: s'agit-il d'un orocline formé par collision de continents, d'un arc péripacifique localisé sur une marge active ou d'un arc mixte résultant d'une combinaison de ces deux processus?

Pour expliquer l'évolution paléogéographique et tectonique ébauchée dans les pages précédentes, divers auteurs ont proposé des modèles géodynamiques variés pour le segment hercynien ibérique. Étant donné le caractère schématique et provisoire, donc très spéculatif, de ces modèles, nous estimons prématuré de les inclure dans cette introduction à la géologie du Portugal, qui veut surtout être une description de données factuelles.

3.2. Le cycle alpin

3.2.1. Trias et base du Lias

Les affleurements de la base du Mésozoïque, appelée série ou étage des «Grès de Silves», se situent au contact du socle mésetain et au sein de formations plus récentes.

Les premiers, affleurements de bordure, se présentent sous la forme de bandes allongées (Aveiro-Tomar, Santiago de Cacém, Algarve); ils se disposent en séries monoclinales faillées appuyées sur différents termes du Paléozoïque (le plus récent étant du Permien inférieur grésoconglomératique).

Les seconds, dont la mise en place est liée à des phénomènes diapiriques, sont fortement tectonisés; ils se situent au Nord du Tage exception faite des pointements de l'Arrábida.

Les «Grès de Silves» au Nord du Tage

Dans de très nombreuses coupes il ressort que les «Grès de Silves» ne sont ni de faciès homogène ni d'épaisseur constante à l'échelle de l'affleurement. La série la plus complète se localise aux environs de Coimbra. Au Nord,

La figure 3.14 donne la coupe synthétique la plus complète des «Grès de Silves» de la bordure septentrionale de la Meseta. L'analyse sédimentologique permet de dégager trois unités lithologiques (mégaséquences A, B et C).

L'unité A repose en discordance sur diverses formations du Précambrien et du Paléozoïque et sur des dépôts détritiques terrigènes rouges datés de l'Autunien inférieur (Buçaco). Partout où le contact non faillé est visible, les «Grès de Silves» surmontent une surface d'érosion.

Dès la base et sur plusieurs dizaines de mètres se succèdent et s'interstratifient: des conglomérats polygéniques à galets de granite et de roches métamorphiques variées,



Fig. 3.10. — Distribution des déversements et bandes blastomylonitiques (engrisé) dans le Massif Hespérique.
Fig. 3.10. — Vergence pattern and Blastomylonite belts in the Hesperic Massif.

les dépôts de base, qui sont seuls à affleurer, ont une épaisseur plus forte qu'au centre; en revanche au Sud, il existe un amincissement, allant jusqu'au biseautage, des termes inférieurs et un développement des faciès détritiques fins de type Keuper dans la partie supérieure de la série (fig. 3.15).

des arénites plus ou moins riches en feldspaths et éléments lithiques. Les lithofaciès de granulométrie fine sont rares et de couleur rouge lie-de-vin. Ceux signalés plus haut sont généralement rouges mais ils peuvent être beiges à blanchâtres. Les strates sont lenticulaires; les surfaces

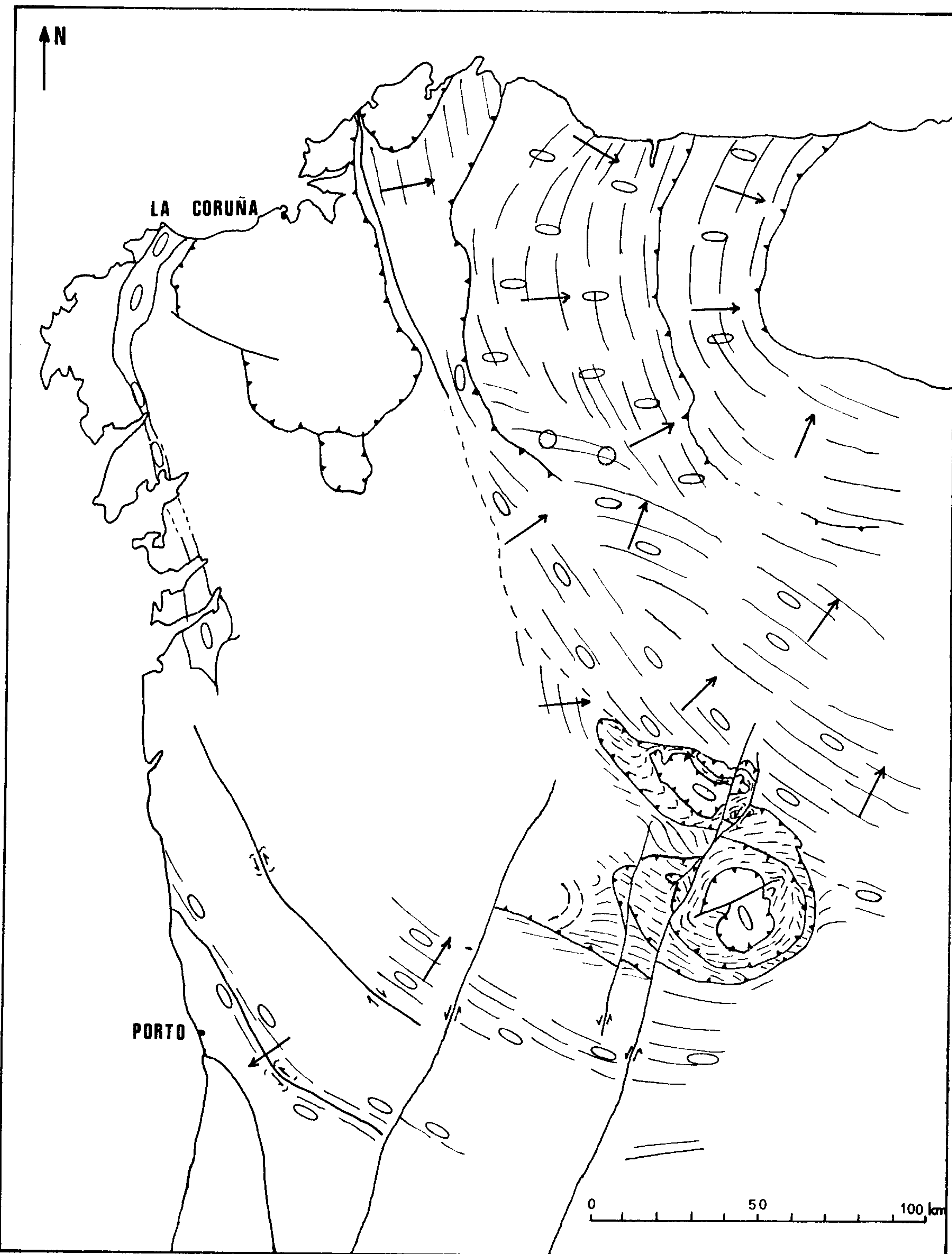


Fig. 3.11. — Relations entre les directions des axes de plis et de l'étirement de la première phase hercynienne dans la virgation du NW Péninsulaire. Les flèches indiquent le sens de déversement des plis.

Fig. 3.11. — Relationship between fold axes and stretching of the first hercynian phase in the NW Iberian Peninsula Virgation. The arrows represent the vergence of the folds.

de ravinement et le litage oblique sont très fréquents. Ces dépôts sont d'origine continentale: ils ont été transportés et déposés par des eaux étalées ou canalisées, claires ou boueuses. Les paléocourants, de régime fluctuant lié à un climat chaud à saisons contrastées (semi aride), s'alimentaient sur le Massif Hespérique.

Plus ou moins brutalement, ces dépôts sont remplacés par des lithofaciès détritiques mieux classés et répartis en strates planes et continues (à l'échelle de l'affleurement). Dans

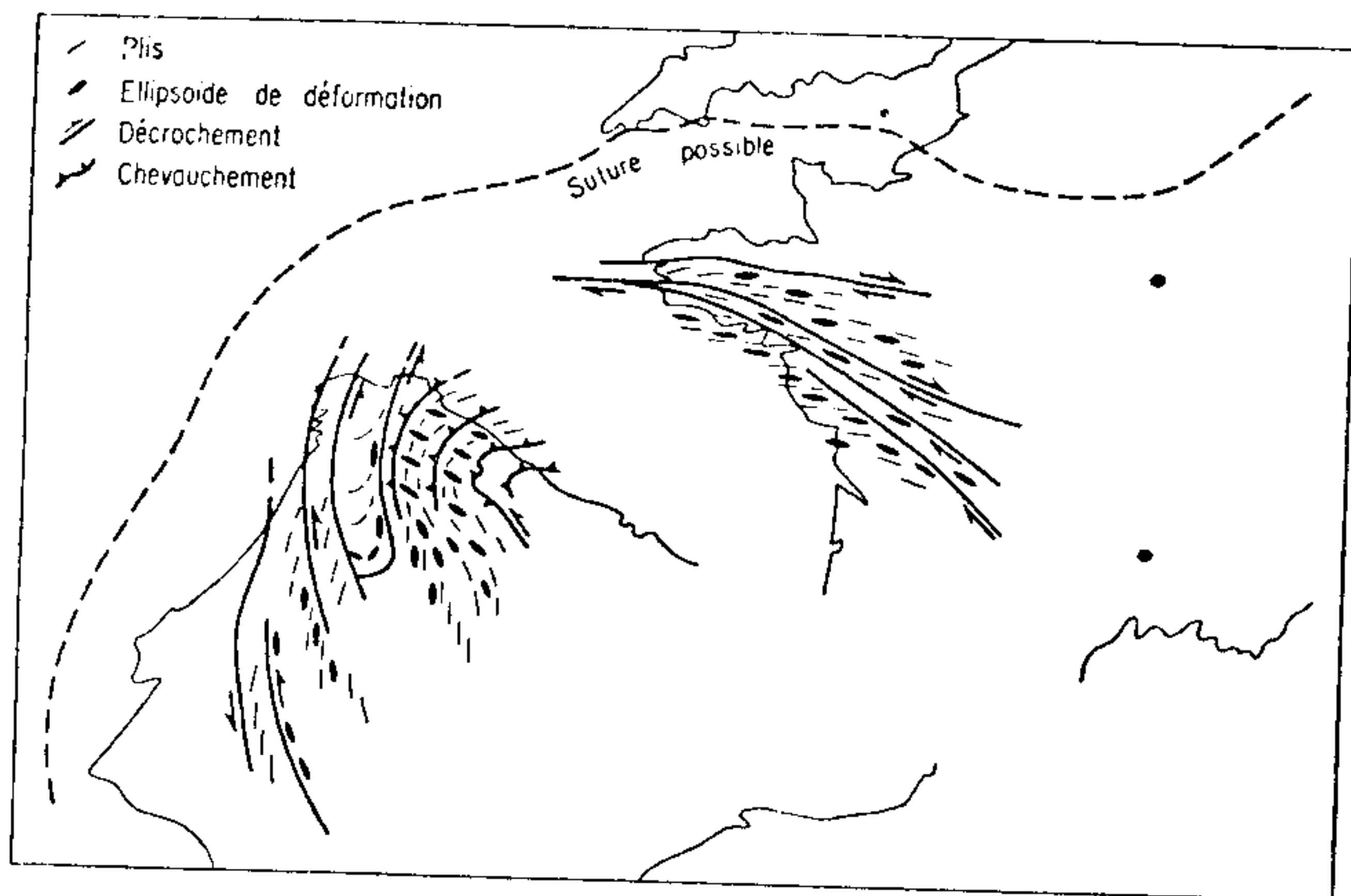


Fig. 3.12. — Relations entre les structures majeures et l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne ibéro-armoricaine, d'après Matte et Ribeiro.

Fig. 3.12. — Relationship between major structures and strain ellipsoid in the ibero-armoricain arc after Matte and Ribeiro.

ce terme A2, les arénites sont associées à des siltites, pélites et shales bariolées de rouge et de vert. Les rythmes se terminent parfois par un terme chimique, dolomie détritique, niveau de gypse ou lit à pseudomorphoses de Na Cl.

Les traces de vie animale sont peu fréquentes (ichnites); en revanche, les fragments de végétaux sont localement abondants (environs de Coimbra, base de A2). Les fossiles végétaux n'ont pas de signification stratigraphique démontrée. Par contre, les pollens et spores datent la base de A2, dans la zone de Coimbra, du Carnien-Norien et laissent supposer que son sommet pourrait être localement (Anadia) plus récent.

Du matériau grossièrement détritique réparti en séquences positives et en strates lenticulaires recouvre une surface de discontinuité de ravinement d'extension régionale représentant la base de l'unité B. Dans l'ensemble, le terme B1 est représenté par des arénites beiges à blanchâtres, riches en feldspaths («Grès à nuances claires» de P. Choffat). Ces dépôts, d'origine fluviatile, sont par place (Coimbra) remplacés par des conglomérats hétérogranulométriques de piedmont. Ailleurs (Anadia) existent des grès à ciment siliceux et à lentilles de chert. Les fossiles sont rares et ne permettent pas de proposer un âge pour cette subdivision (200 m à Coimbra).

Le terme B2 constitué de lithofaciès chimico-détritiques s'individualise bien sur pratiquement toute cette bordure (fig. 3.15). Des dolomies argileuses alternent avec des pélites

et argilites dolomitiques; ces couches renferment des fossiles: lamellibranches et gastéropodes du Lias inférieur, fragments d'oursins et de polypiers, pièces d'ophiures.

Le terme B2 (5-15 m) constitue un excellent horizon-repère au Nord du Tage et il est utilisé comme limite cartographique entre Trias et Lias.

Cet épisode marin est de courte durée. Il est interrompu par une récurrence détritique terrigène; des arénites feldspatho-lithiques marquent, avec la surface de ravinement qu'ils fossilisent, la base de l'unité C. Des grès fins renferment des végétaux fossiles du Lias. A ces dépôts parallèles succèdent des rythmes composés principalement de pélites. Dans la moitié septentrionale de la bande d'affleurements, ce lithofaciès fin, rouge ou vert, est encadré par un microgrès et par une dolomie qui prend de plus en plus d'importance au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Au Sud, en revanche, les pélites bariolées forment des strates épaisses et renferment parfois du gypse et des lits à pseudomorphoses de sel gemme. Ce faciès qui n'est pas sans rappeler celui des «Marnes de Dagorda» est surmonté par des dolomies représentant l'Hettangien et une partie plus ou moins importante du Sinémurien.

Les «Grès de Silves» en Algarve

En Algarve les dépôts reposant sur les faciès épimétamorphiques du Carbonifère ne sont pas uniformes à l'échelle de la région; la série la plus complète s'observe aux environs de São Bartolomeu de Messines. Cette série comprend (fig. 3.16) de la base au sommet:

UNITÉ AA:

- Un ensemble grésio-conglomératique reposant en discontinuité sur le socle. Conglomérats polygéniques et grès sont cimentés par des carbonates; il s'agit d'alluvions continentales déposées sous un climat chaud à périodes sèches marquées;
- Une formation essentiellement argileuse de couleur rouge dominante surmonte ces dépôts grossiers ou repose directement sur le socle. Localement, des ossements de Stégocéphales sont concentrés en gîtes stratiformes; ils permettent d'attribuer un âge triasique à ces dépôts de vasières margino-littorales.

UNITÉ AB:

- A la base et suivant une discontinuité de ravinement ou directement sur le socle existent des dépôts formés de rythmes gréseux ou grésio-conglomératiques (terme AB1) caractérisés par stratification lenticulaire et litage oblique. Ils représentent des alluvions fluviatiles. Les cours d'eau s'alimentaient sur la Meseta métamorphique, qui livrait surtout du quartz et des minéraux argileux, et s'écoulaient du NE et du Nord vers le SW et le Sud.

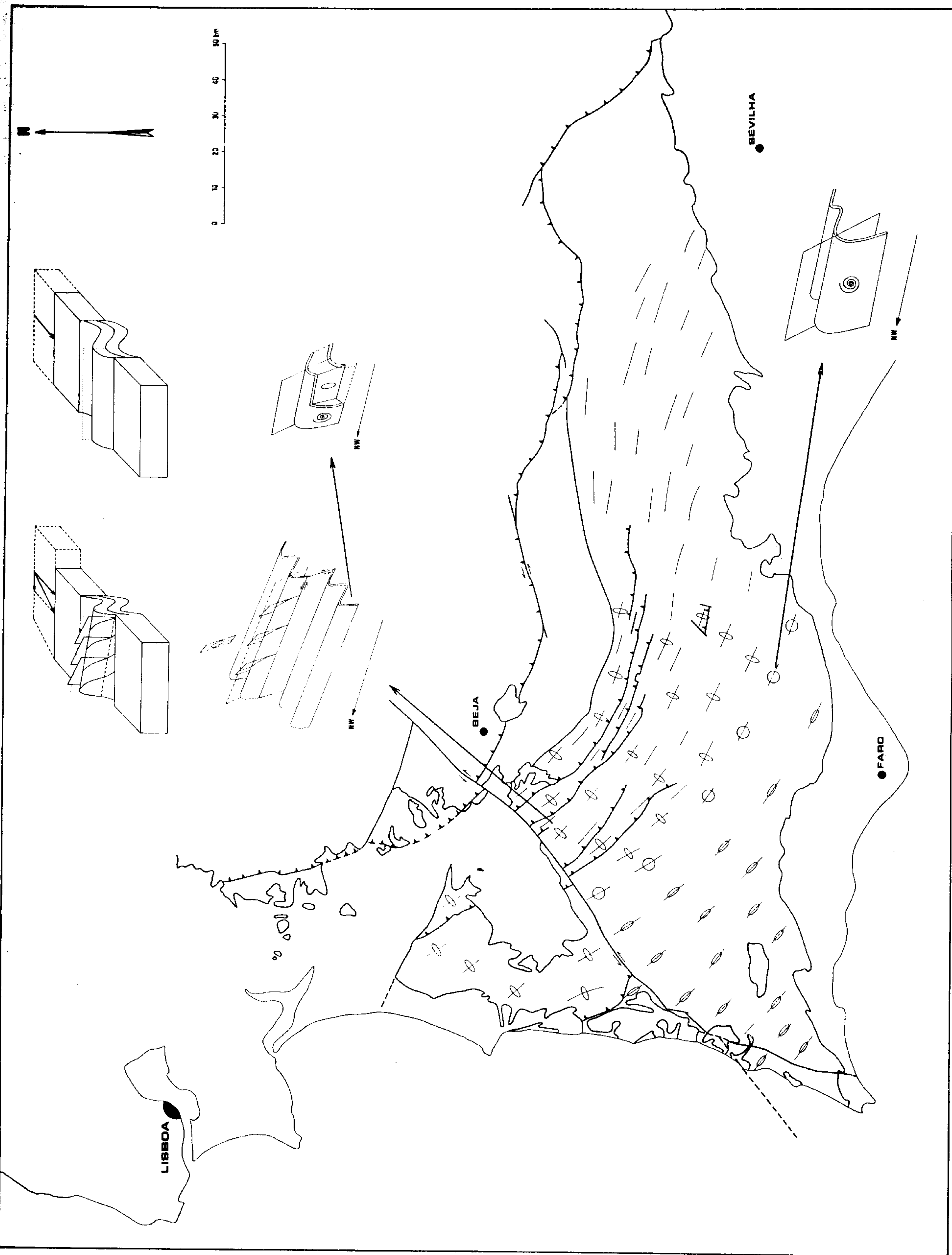


Fig. 3.13. — Relations entre axes et plans axiaux de plis, clivage et étirement de la première phase hercynienne dans la virgation du SW Péninsulaire.
 Fig. 3.13. — Relationship between fold axis and axial plane, cleavage and stretching of the first hercynian phase in the SW Iberian arc.