

Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Protérozoïque supérieur : corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain*

Luis EGUILUZ
Arturo APRAIZ
Benito ABALOS
Luis Miguel MARTINEZ-TORRES⁽¹⁾

Late Proterozoic evolution of the Ossa-Morena zone (Spain): correlations with the North Armorican cadomian orogenic belt

Géologie de la France, n° 3, 1995, pp. 35-47, 6 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Orogénie cadomienne, Corrélation, Proterozoïque supérieur, Zone subduction, Bassin arrière-arc, Massif armoricain, Massif ibérique, Zone Ossa Morena.

Key Words: Cadomian Orogeny, Correlations, Upper Proterozoic, Subduction zone, Back-arc basins, Armorican Massif, Iberian Massif, Ossa Morena Zone.

Résumé

Dans la Zone d'Ossa Morena, le Protérozoïque est représenté par une succession terrigène à phtanites, la Série Negra, surmontée par un puissant complexe volcanique discordant. Dans le secteur central, cet ensemble est affecté par deux phases de déformation et de métamorphisme (HT-LP), de haut degré, cadomien, qui sont à l'origine du dôme migmatitique de Monesterio. Au nord, le Couloir blastomylonitique Badajoz-Córdoba, est composé par cinq écailles poli-métamorphiques d'âge Protérozoïque supérieur qui ont permis de définir un complexe orogénique d'acréation associé à une zone de subduction-collision d'âge cadomien. Ce modèle a été intégré dans le cadre d'une marge active avec un dispositif d'arc volcanique-bassin arrière-arc. L'évolution crustale provoque la subduction, l'occlusion et l'obduction de ce bassin, le développement de l'orogène cadomien et l'anatexie crustale datée à 550-530 Ma.

Cette disposition est identique à celle observée dans le Cadomien de la Bretagne septentrionale et permet de proposer la corrélation entre les séries protérozoïques de Bretagne et la ZOM et d'imaginer la cordillère cadomienne comme une marge active linéaire, avec une zone de subduction vers l'est à l'origine d'un bassin arrière-arc qui, au fur et à mesure de son évolution, est en subduction vers l'ouest sous l'arc et est chevauchée vers l'est sur la marge continentale.

English abridged version

A basal anatetic complex (Monesterio migmatitic dome) can be recognized within the Late Proterozoic successions of the central Ossa-Morena Zone (OMZ) of the Southern Iberian Massif (known in the literature as the 'Serie Negra'). It is overlain by a monotonous schistose series (Montemolín Succession), which is itself overlain by a thick greywacke series with abundant volcanic compo-

nents (Tentudia Succession). A calc-alkaline volcano-sedimentary complex (Malcocinado Formation) unconformably overlies the aforementioned units. It contains conglomeratic layers with strained pebbles derived from the underlying units (schists and black quartzites), and has been dated at c. 540 Ma (latest Proterozoic). A thick carbonate and terrigenous Early to Middle Cambrian marine platform succession overlaps (cartographic unconformity) the Late Proterozoic Rocks.

The Serie Negra exhibits evidence of two late Proterozoic (Cadomian) deformation phases. Coeval low-pressure metamorphism gave rise to the generation of regional migmatite domes and syn- to late- kinematic anatetic granitoid plutons the age of which is c. 525 Ma.

A Cadomian suture zone in the northern OMZ is recognized as having been strongly reworked during the Hercynian

* Communication orale lors de la séance spécialisée de la Société Géologique de France "La chaîne cadomienne nord armoricaine", Rennes, 6-8 septembre 1994. Manuscrit reçu le 21 novembre 1994, accepté définitivement le 7 juin 1995.

(1) Dep. Geodinámica, Univ. País Vasco, P.O. Box. 644 48080 Bilbao, Spain.

(Badajoz-Córdoba shear belt). From a geodynamic point of view it can be ascribed to an island arc setting close to an active margin. The island arc and the active margin would have been accreted after subduction of the back-arc basin.

The uppermost part of the Serie Negra (Tentudía Succession) can be correlated with the Lamballe Formation of the North Armoric Massif. The structurally lowermost sections (Montemolín Succession and Monesterio migmatitic dome) can be correlated with the Saint-Malo migmatitic dome. The Malcocinado Formation shows affinities that possibly indicate a correlation with the Lézardrieux ignimbrites. The latest Proterozoic lithotectonic units recognized in the Badajoz-Córdoba shear belt can be tentatively correlated with the volcanoclastic successions of the island arc domain of the North Armoric Massif's orogenic zone.

The proposed correlations enable one to consider the western European Cadomian massifs as disrupted fragments of a continental-scale latest Proterozoic linear orogenic belt.

Introduction

Le Massif Ibérique, et en particulier la Zone d'Ossa Morena (ZOM) a fait l'objet d'une forte polémique sur la présence ou non de preuves d'un cycle orogénique fini-protérozoïque et, en particulier, sur l'existence d'un métamorphisme et d'une déformation pénétrative associés à ce même cycle cadomien (Eguiluz et Abalos, 1992 ; Eguiluz et Ramón - Lluch, 1983 ; Azor *et al.*, 1993 ; Abalos et Eguiluz, 1990a ; Quesada *et al.*, 1991 ; etc.).

Ceci a donné lieu au développement de différentes recherches, certaines à caractère géochronologique (Nägler, 1990 ; Schäfer, 1990 ; Dallmeyer et Quesada, 1992 ; Schäfer *et al.* 1993 ; Ochsner, 1993 ; etc.), qui ont permis de confirmer avec certitude la présence d'épisodes pouvant être mis en relation avec l'Orogène cadomien en différents points du Massif Ibérique, parmi lesquels il convient de détacher tout particulièrement la ZOM, dans certains secteurs de laquelle (Monesterio, Mina

Afortunada etc.) on trouve une déformation préservée et un métamorphisme cadomien de grande intensité.

Une des caractéristiques des successions précambriennes cadomien est la présence de séries à phtanites interstratifiés. On a réalisé pour cette raison une étude générale du secteur nord-est de la Bretagne (Baie de Saint-Brieuc) ayant pour objet d'essayer de concrétiser les possibles corrélations avec la ZOM, tant au niveau des matériaux et des séries stratigraphiques qu'au niveau des épisodes tectono-métamorphiques reconnus dans les deux secteurs.

Ainsi, le présent travail prétend offrir une brève description de l'histoire cadomienne de la ZOM et proposer une corrélation préliminaire entre les différents aspects géologiques de la ZOM et de la Bretagne. Nous discuterons finalement de l'incidence de ces corrélations sur la reconstruction hypothétique de l'Orogène cadomien en accord avec les modèles géotectoniques actuels.

Contexte géologique

Massif Ibérique

Le Massif Ibérique (fig. 1a) montre des caractères paléogéographiques, tectoniques, magmatiques et métamorphiques avec des changements notables transversaux à la direction de la cordillère, ce qui a permis de le subdiviser en une série de zones (Lotze, 1945 ; Julivert *et al.*, 1974). En accord avec les récentes propositions de subdivision en "terrane" de la série précambrienne du Massif Ibérique (Quesada, 1990, Ribeiro *et al.*, 1991), la zone interne est caractérisée par un socle polymétamorphique du Protérozoïque supérieur avec une histoire cadomienne. Le Paléozoïque repose en discordance et a une histoire hercynienne. La structure générale du Massif Ibérique montre une forme en éventail avec une zone centrale correspondante aux parties internes et deux zones externes marginales.

La ZOM (Lotze, 1945) est située dans le secteur méridional du Massif Ibérique et est caractérisée par l'existence de domaines allongés, limités par des accidents longitudinaux, entre lesquels

on trouve des différences tectoniques et stratigraphiques (dans le Paléozoïque) de premier ordre. Les avis divergent quant à la position des limites de la ZOM. Son bord nord a fait l'objet de multiples propositions de localisation qui vont du Batholite des Pedroches à plusieurs accidents tectoniques entre la faille de Peraleda, au nord, et celle de Malcocinado au sud (Robardet, 1976, Chacón et Pascual, 1979 ; Apalategui et Pérez-Lorente, 1983). Quoi qu'il en soit, tous les auteurs s'accordent sur l'existence d'une bande d'intense déformation, appelée Couloir Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (CBBC ; Laurent et Bladier, 1976 ; Bladier et Laurent, 1976), qui limite au nord un secteur aux caractéristiques intermédiaires avec la Zone Centro Ibérique (ZCI) (Dominio Obejo - Valsequillo - Puebla de la Reina de Apalategui *et al.*, 1985) et, au sud, un autre typique de la ZOM. La limite sud est généralement localisée dans l'ophiolite Beja - Acebuches, bien qu'elle ait fait également l'objet de divergences d'opinions parmi les auteurs.

Géologie fini-protérozoïque de la zone d'Ossa Morena

On trouve dans la ZOM quelques affleurements de roches précambriennes parmi les plus étendus dans la chaîne hercynienne (plusieurs milliers de km²). Dans certains d'entre eux, en particulier dans le secteur central (Antiforme de Monesterio), les effets de l'Orogène hercynien sont peu significatifs. Ceci a permis de démontrer, ces dernières années, que la plus grande partie de la déformation pénétrative visible correspond au cycle cadomien (Eguiluz, 1988 ; Eguiluz et Ramón-Lluch, 1983). À l'inverse, le CBBC montre une évolution polyorogénique dans laquelle on reconnaît une première histoire cadomienne, avec métamorphisme de haute pression, (d'âge non bien connu) associée à une marge de subduction-collision (Eguiluz *et al.*, 1990 ; Abalos, 1990, 1992 ; Abalos *et al.*, 1991) et un second épisode hercynien mylonitique associé à une bande de cisaillement ductile intracontinentale avec mouvement senestre. Quoi qu'il en soit, d'autres auteurs considèrent le métamorphisme éclogitique comme hercynien (Azor *et al.*, 1993). Finalement, entre le CBBC et le Batholite des

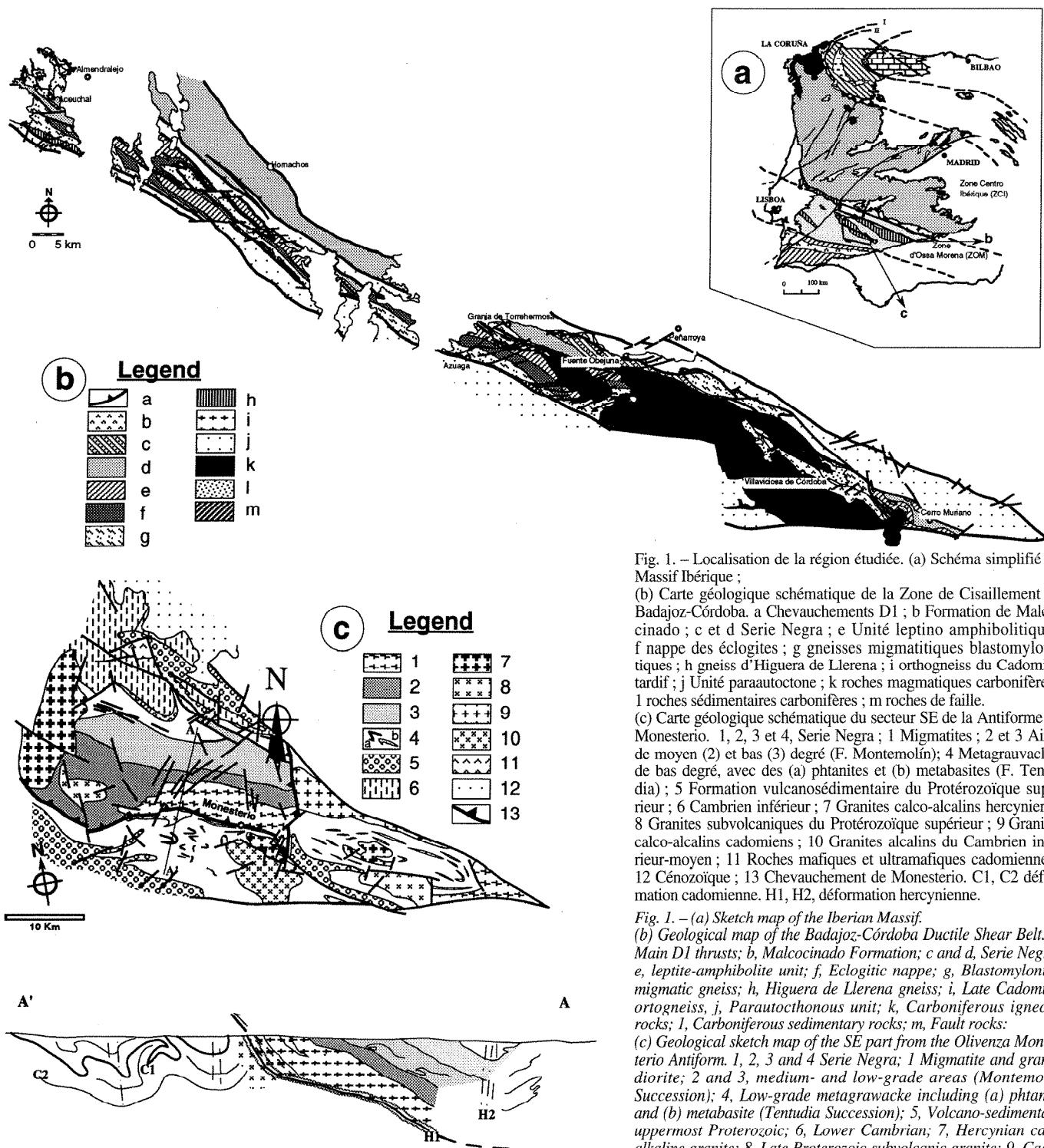


Fig. 1. – Localisation de la région étudiée. (a) Schéma simplifié du Massif Ibérique ;

(b) Carte géologique schématique de la Zone de Cisaillement de Badajoz-Córdoba. a Chevauchements D1 ; b Formation de Malcocinado ; c et d Serie Negra ; e Unité leptino amphibolitique ; f nappe des éclogites ; g gneisses migmatitiques blastomylonitiques ; h gneiss d'Higuera de Llerena ; i orthogneiss du Cadomien tardif ; j Unité paraautoctone ; k roches magmatiques carbonifères ; l roches sédimentaires carbonifères ; m roches de faille.

(c) Carte géologique schématique du secteur SE de la Antiforme de Monesterio. 1, 2, 3 et 4, Serie Negra ; 1 Migmatites ; 2 et 3 Aires de moyen (2) et bas (3) degré (F. Montemolín) ; 4 Metagrawackes de bas degré, avec des (a) phtanites et (b) metabasites (F. Tentudia) ; 5 Formation volcanosédimentaire du Protérozoïque supérieur ; 6 Cambrien inférieur ; 7 Granites calco-alkalins hercyniens ; 8 Granites subvolcaniques du Protérozoïque supérieur ; 9 Granites calco-alkalins cadomiens ; 10 Granites alcalins du Cambrien inférieur-moyen ; 11 Roches mafiques et ultramafiques cadomien ; 12 Cénozoïque ; 13 Chevauchement de Monesterio. C1, C2 déformation cadomienne. H1, H2, déformation hercynienne.

Fig. 1. – (a) Sketch map of the Iberian Massif.
 (b) Geological map of the Badajoz-Córdoba Ductile Shear Belt. a, Main D1 thrusts; b, Malcocinado Formation; c and d, Serie Negra; e, leptite-amphibolite unit; f, Eclogitic nappe; g, Blastomylonitic migmatitic gneiss; h, Higuera de Llerena gneiss; i, Late Cadomian orthogneiss; j, Paraautochthonous unit; k, Carboniferous igneous rocks; l, Carboniferous sedimentary rocks; m, Fault rocks;
 (c) Geological sketch map of the SE part from the Olivenza Monesterio Antiform. 1, 2, 3 and 4 Serie Negra; 1 Migmatite and granodiorite; 2 and 3, medium- and low-grade areas (Montemolín Succession); 4, Low-grade metagrawacke including (a) phtanite and (b) metabasite (Tentudia Succession); 5, Volcano-sedimentary uppermost Proterozoic; 6, Lower Cambrian; 7, Hercynian calc-alkaline granite; 8, Late Proterozoic subvolcanic granite; 9, Cadomian calc-alkaline granite; 10, Lower to Middle Cambrian alkaline granite; 11, Cadomian mafic-ultramafic rocks; 12, Tertiary; 13, Monesterio thrust. C1, C2, Cadomian deformation. H1, H2, Hercynian deformation.

D'un point de vue stratigraphique, la ZOM est caractérisée par une épaisse succession (syn-orogénique ?) précambrienne, avec d'importants apports volcaniques appelée "Serie negra" (Carvalhosa, 1965). Sur cette dernière, repose en discordance un complexe volcano-sédimentaire fini-protérozoïque qui montre une augmentation progressive des termes rhyolitiques et du caractère potassique vers le sud (F. Malcocinado, complexe de Bodonal et Porphyroïdes de Jabugo) et qui pourrait représenter un arc volcanique de type andin (Sánchez-Carretero *et al.*, 1989) ou un volcanisme ensialique tardい-orogénique. Les successions pré-orogéniques et de rift affleurent dans le CBBC bien que ces aspects

Pedroches affleurent des séries précambritives à phtanites interstratifiées avec un métamorphisme cadomien (Quesada et Dallmeyer, 1992), couvertes en discordance par une succession qui commence avec le "Quartzite armoricain" à la base de la série paléozoïque Centro Ibérique. Ce fait rend plus plausible la première interprétation.

D'un point de vue stratigraphique, la ZOM est caractérisée par une épaisse succession (syn-orogénique ?) précambrienne, avec d'importants apports volcaniques appelée "Serie negra" (Carvalhosa, 1965). Sur cette dernière, repose en discordance un complexe volcano-sédimentaire fini-protérozoïque qui montre une augmentation progressive

des termes rhyolitiques et du caractère potassique vers le sud (F. Malcocinado, complexe de Bodonal et Porphyroïdes de Jabugo) et qui pourrait représenter un arc volcanique de type andin (Sánchez-Carretero *et al.*, 1989) ou un volcanisme ensialique tardい-orogénique. Les successions pré-orogéniques et de rift affleurent dans le CBBC bien que ces aspects

ne soient pas suffisamment établis. Le rift du Paléozoïque inférieur est à l'origine des bassins sédimentaires dans lesquels se déposent les matériaux cambro-ordoviciens correspondant au cycle hercynien et montre, comme dans le complexe volcano-sédimentaire, des variations significatives dans la direction transversale à la chaîne. On observe qu'en direction du sud, elle se situe plus près du complexe volcano-sédimentaire fini-protérozoïque.

La succession dans l'Antiforme de Monestério

L'Antiforme de Monestério montre un tracé cartographique en fuseau, avec un axe de direction NW-SE, dont la longueur dépasse 150 km, oblique aux limites de la ZOM. Elle est traversée par un important accident ductile d'âge hercynien et de vergence SW appelé Chevauchement de Monestério (Eguiluz, 1988), qui sépare deux blocs avec des successions stratigraphiques légèrement différentes (fig. 1b).

Dans le bloc supérieur, la série de bas en haut est :

1.- Succession de Montemolín : alternance de schistes quartzitiques et schistes biotitiques avec amphibolites intercalées, plus abondantes vers le haut, et avec intercalations de phtanites. Elle montre un métamorphisme progressif de basses pressions qui est à l'origine dans les zones plus profondes du dôme anatique de Monestério (Eguiluz et Abalos, 1992).

2.- Succession de Tentudia : alternance de métagrauwaques et d'ardoises avec une importante composante volcano-sédimentaire et intercalations de phtanites, en contact apparemment transitoire avec la succession de Montemolín, et métamorphisme de faible degré (bas-très bas).

Le terme Serie Negra englobe les successions de Montemolín et de Tentudia.

3.- Complexe volcano-sédimentaire fini-protérozoïque : en discordance sur la Serie Negra se dispose un complexe volcano-sédimentaire de filiation calco-alcaline constitué par une grande variété de matériaux laviques, pyroclastiques et épiclastiques avec prédominance de termes acides, qui a été mis en relation avec une subduction cadomienne vers le

sud (Sánchez-Carretero *et al.*, 1989, 1990). Dans la partie haute de ce complexe, apparaissent de puissantes intercalations de conglomérats dans lesquels on trouve des galets structurés de matériaux correspondants à la Serie Negra (Eguiluz, 1988), en plus d'une grande quantité de galets de roches volcaniques et de granites.

4.- Paléozoïque. En discordance sur le Complexe volcano-sédimentaire se dépose la succession du Cambrien inférieur. Cette succession a été subdivisée traditionnellement en trois parties. Une partie détritique inférieure peu profonde (F. Torreárboles de Liñan, 1978), une partie médiane calcaire reflet de l'instauration d'une plate-forme carbonatée, et une partie détritique supérieure qui coïncide avec un cycle régressif à caractère global (Liñan et Gámez-Vintaned, 1993). Cette évolution doit être conditionnée par les épisodes extensifs fini-cadomiens.

Le Cambrien moyen, représenté par un complexe volcano-sédimentaire bimodal d'affinité alcaline ou hyper alcaline, auquel sont associées de nombreuses intrusions de gabbros et de granitoïdes albitiques, est la conséquence du rifting cambrien qui est à l'origine du bassin sédimentaire hercynien.

Relations métamorphisme/déformation

Tant les structures d'interférence à échelle cartographique reconnues dans le bloc inférieur du Chevauchement de Monestério (Eguiluz et Ramón-Lluch, 1983) que les observations mésoscopiques et microscopiques réalisées sur les matériaux de la Serie Negra ont permis de distinguer deux principales phases de déformation (D1 et D2) et de métamorphisme (M1 et M2) cadomiennes antérieures au dépôt des matériaux discordants du Cambrien inférieur.

La première phase de déformation apparaît comme un schistosité S1 relique dans les porphyroblastes ou dans les microlithons de la crénulation S2, définie par l'orientation préférentielle de phyllosilicates dans les zones à bas moyen degré et de biotite et fibrolite dans les zones à degré plus élevé. Elle est syntectonique du premier épisode métamorphique, qui atteint au moins le degré moyen, bien qu'il soit oblitéré par

les phases subséquentes. Les structures mésoscopiques D1 sont rares et on reconnaît seulement de rares charnières de dimensions décimétriques plissées par les étapes postérieures.

La seconde phase de déformation D2 correspond à une schistosité de crénulation S2 qui est la structure pénétrative la plus visible, et qui peut oblitérer complètement la S1 et apparaître comme une schistosité ou comme un "litage tectonique". Les structures plus grandes sont rares, bien qu'on puisse reconnaître des plis couchés, avec un aplatissement important, de direction NW-SE et vergences au sud-ouest. Simultanément se développe un métamorphisme régional progressif M2 de basse pression et haute température (LP-HT), avec des gradients pouvant atteindre les 70°C/km (Eguiluz, 1988), caractérisé par l'absence de grenat et la rareté en silicates d'aluminium, bien qu'il existe une nette évolution de texture des minéraux, en particulier, de la biotite et l'amphibole (Arriola *et al.*, 1984). Il montre un "chemin" horaire et, dans les zones les plus profondes, il atteint le plus haut point métamorphique légèrement postérieur à D2, ce qui a été interprété comme le résultat de la duplication d'une croûte précédemment amincie (Eguiluz et Abalos, 1992). L'âge de ce métamorphisme est très bien calé entre 556.1 ± 7.1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Dallmeyer et Quesada, 1992), âge de refroidissement de l'amphibole, et $526.8 \pm 9.9/7.0$ (U-Pb ; Ochsner, 1993), âge de la granodiorite de Monestério.

L'orogénie hercynienne est à l'origine de deux phases de déformation, bien que les structures pénétratives aient un développement inégal. Dans les matériaux précambriens, la première phase donne lieu à la formation de chevauchements, avec des déplacements au SW d'ordre kilométrique (Chevauchement de Monestério), dans lesquels on reconnaît une déformation ductile, alors que la deuxième est à l'origine de plis de grand rayon qui donne lieu localement uniquement à une schistosité à crénulation espacée.

On peut affirmer par conséquent que la plus grande partie de la déformation et du métamorphisme visible dans les matériaux précambriens correspond à l'histoire cadomienne.

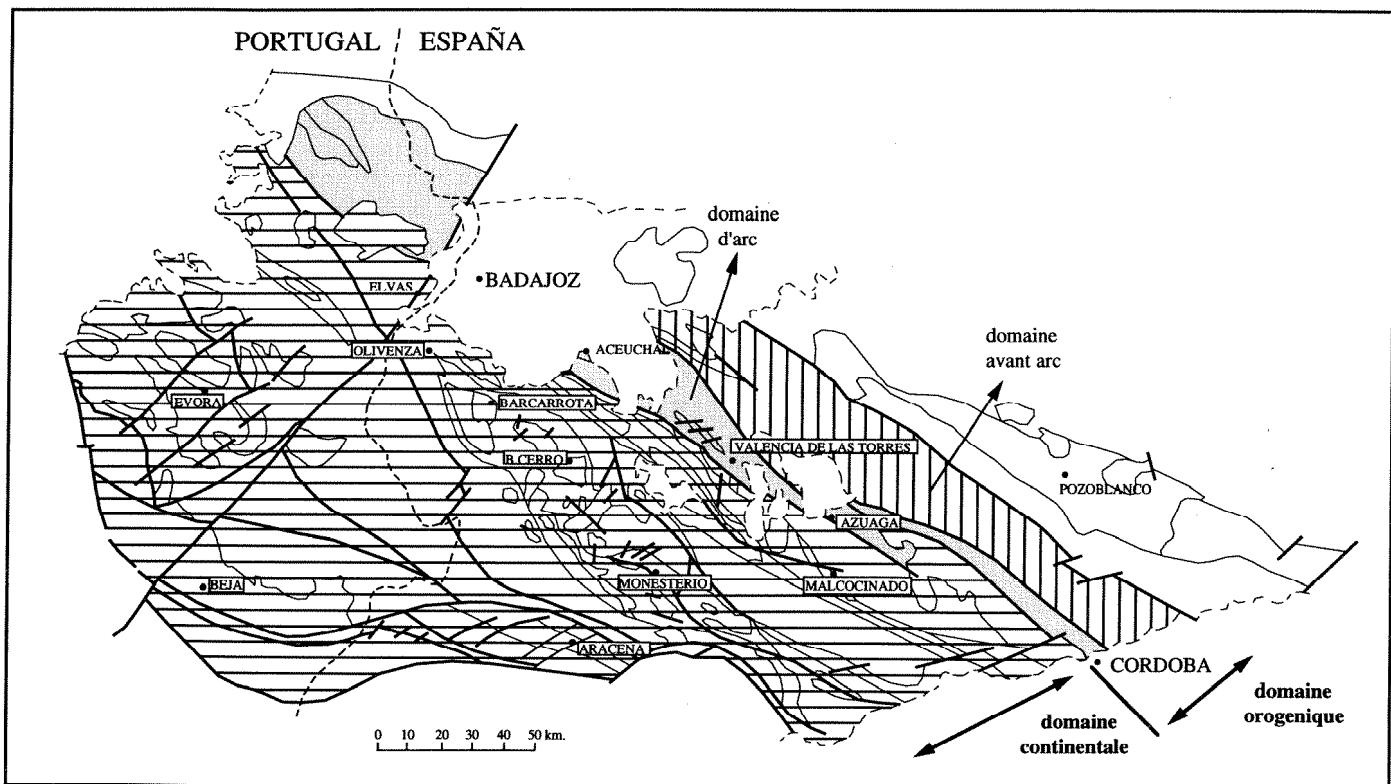


Fig. 2. – Schéma géologique simplifié de la Zone de Ossa Morena.

Fig. 2. – Geological sketch map of the Ossa Morena Zone.

La succession dans le couloir blastomylonitique.

Le couloir blastomylonitique Badajoz-Córdoba (Laurent et Bladier, 1976) situé au nord de l'Antiforme de Monesterio (fig. 1c), est une bande constituée par des matériaux métamorphiques à haut degré déformés dans des circonstances ductiles tout au long des orogénies Cadomienne et Hercynienne (Burg *et al.*, 1981 ; Abalos, 1990, 1992 ; Abalos *et al.*, 1991). Comme l'indique B. Abalos (1990, 1992) et B. Abalos *et al.* (1991), il est composé de cinq écailles polymétamorphiques d'âge Protérozoïque supérieur qui chevauchent sur un ensemble méta-pélitique épizonal d'âge indéterminé (Protérozoïque sup., Paléozoïque inf.). Les quatre écailles inférieures ont un caractère gneissique-amphibolique, alors que l'écaille supérieure correspond à la Serie Negra. Bien que les cinq écailles signalées montrent un métamorphisme et une déformation quelque peu différents les unes des autres, elles sont associées à un métamorphisme syntectonique (M1) de haute pression et de degré moyen à haut. Les conditions de P et T de plus de 650°C et 7 kb (jusqu'à 15 Kb dans certaines éclo-

gites) existants dans les unités basales ainsi que les trajectoires PTt ont permis de définir un complexe orogénique d'acrétion associé à une zone de subduction-collision d'âge cadomien (Abalos, 1990, 1992, Abalos *et al.*, 1991). Cependant, certains auteurs considèrent que la déformation et le métamorphisme sont d'âge hercynien et nient l'existence dans le CBBC d'une histoire cadomienne (Azor *et al.*, 1993).

Pendant le cycle hercynien, ce secteur a fonctionné comme une bande de cisaillement intracontinentale dans laquelle se sont produites deux phases de déformation dans un milieu transpressif senestre. La première phase hercynienne (D2) donne lieu à une déformation ductile généralisée et est associée à un métamorphisme qui évolue au cours du temps du faciès des amphibolites aux faciès des schistes verts (Abalos *et al.*, 1991) et qui se superpose au métamorphisme cadomien. La seconde phase hercynienne (D3) est une phase de replissement et induit des accidents verticaux fragiles. En faisant une évaluation des différentes composantes cinématiques hercyniennes on peut admettre que la ZOM a subi un déplacement vers l'Est supérieur à 200

ou 300 km (Abalos, 1990 ; Abalos et Eguiluz, 1990). Ceci signifie que, pendant le cycle cadomien, la ZOM aurait été située en face de la péninsule d'Avalon.

Evolution cadomienne de la ZOM

En tenant compte des données géologiques exposées et en accord avec les hypothèses ébauchées par différents auteurs, on peut postuler que la ZOM a connu un modèle évolutif très proche de celui que J. Chantraine *et al.* (1988) avancent pour le Massif armoricain. En effet, on peut considérer dans la ZOM deux grands secteurs (fig. 2).

- Un domaine intraplaque, situé au sud-ouest de la faille de Azuaga, (zone de Usagre, Antiforme de Monesterio et Massif de Aracena) avec un caractère continental terrigène, bien qu'avec une contribution possible de matériaux volcaniques associés à une marge active.

- Un domaine orogénique, situé dans le centre et qui coïnciderait avec le couloir blastomylonitique Badajoz-Córdoba. Il est constitué par des séries gneissiques, orthogneissiques et leptyno-

amphiboliques, ortho- et para-dérivées (Apalategui *et al.*, 1985), qui incluraient plusieurs zones d'un arc, mais qui, à cause de l'intensité de la déformation hercynienne (Abalos, 1992), sont fortement amincies et écaillées. C'est la raison pour laquelle il nous est impossible de donner plus de précisions en l'état actuel des données. Il convient de signaler qu'une partie de ces matériaux a subi un épisode de subduction cadomienne. Au nord, entre le CBBC et le batholite de Los Pedroches serait situé un sous domaine d'avant-arc (secteurs de Palomas, Peraleda del Zaucejo et Oliva de Mérida) dans lequel pourraient être représentées des zones profondes de l'arc (orthogneiss de la Serena).

Ainsi, comme l'ont signalé d'autres auteurs auparavant (Eguiluz, 1988 ; Abalos, 1990, 1992 ; Sánchez-Carretero *et al.*, 1990 ; Abalos et Eguiluz, 1991 etc.), l'évolution de la ZOM au Protérozoïque supérieur paraît associée à un processus de subduction plus ou moins complexe. Cette évolution pourrait être schématisée par les étapes suivantes (fig. 5) :

- Installation sur une marge continentale active d'un arc magmatique associé à un processus de subduction. Les matériaux volcaniques majoritairement acides, représentés par des parties des séries gneissiques du CBBC, seraient encadrés par des sédiments clastiques, provenant de l'érosion de l'arc, accompagnés du dépôt de phtanites. De plus, ils pourraient être recoupés par des roches basaltiques d'affinité avant et arrière-arc (amphibolites de Montemolín et équivalents).

- Distension de la marge arrière de l'arc et ouverture d'un bassin arrière-arc avec développement d'un volcanisme tholéïtique de caractère distensif vers les 611 Ma (Schäfer, 1990), représenté par l'écaillage éclogitique de B. Abalos *et al.* (1991). Dans ce bassin, se sont déposés des matériaux volcano-sédimentaires et dans des zones marginales des séries pélitiques grauwackeuses avec intercalations de phtanites et de volcanites (écaille supérieure de Serie Negra et Succession Tendudia).

- Inversion tectonique de ce dispositif induisant la subduction vers le nord du bassin arrière-arc, occasionnant un blocage du dispositif, possiblement en relation avec la fermeture de l'océan cel-

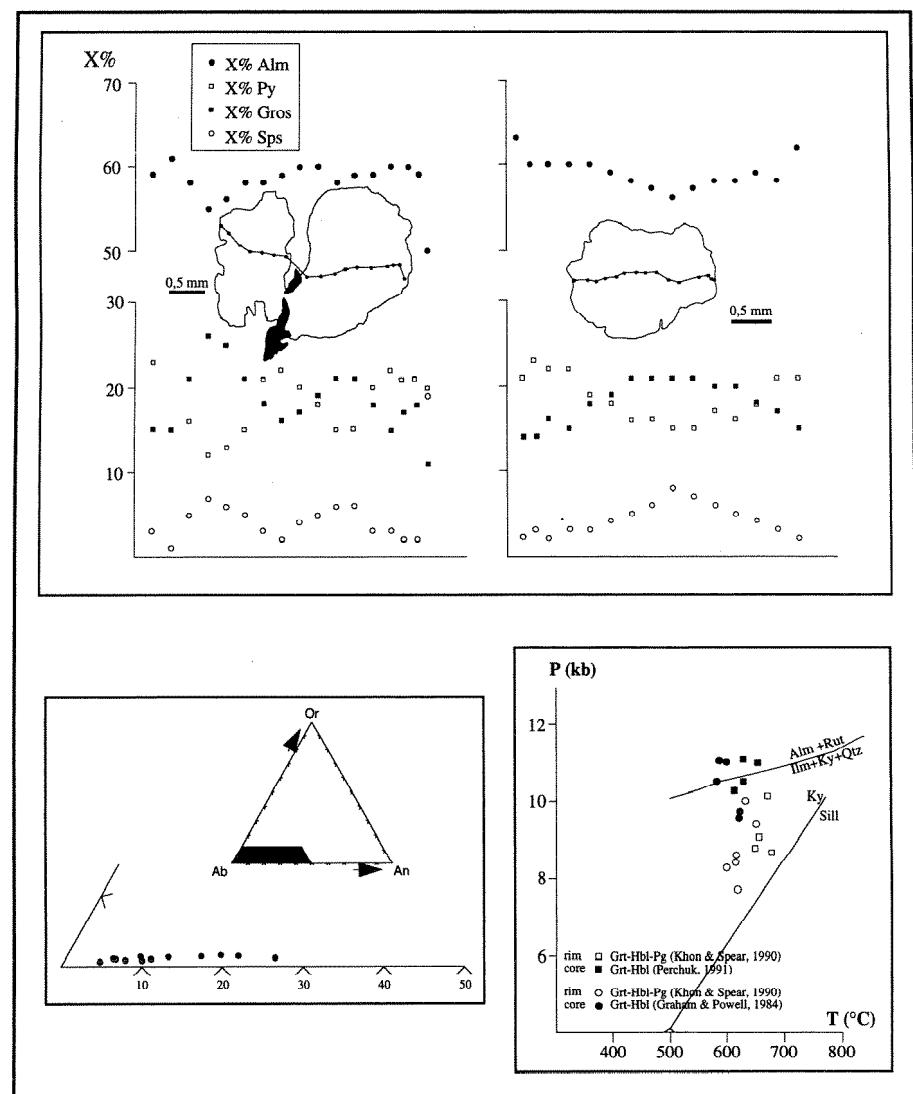


Fig. 3. – Composition des grenats et plagioclases et conditions thermo-barométriques des gneiss de la base de la Formation d'Yffiniac.

Fig. 3. – Garnet and plagioclase compositions and P-T conditions for the bottom gneiss of the Yffiniac Formation.

tique et avec la collision (?) contre une masse continentale nordique. Les effets de ce phénomène sont la formation du prisme d'accrétion du CBBC, avec le métamorphisme de haut degré associé, et la formation du plutonisme calco-alcalin sin-orogénique (granites de Ahillones, daté en 585 Ma par M.J. Schäfer, 1990, de El Mosquil, daté en 543 par A. Ochsner, 1993, dans le centre de la ZOM ; et possiblement, Palomas, dans le nord de la ZOM). Dans l'étape finale, ceci impliquerait l'occlusion du bassin marginal et son obduction vers le sud sur le segment continental méridional. Les fabriques mylonitiques reconnues (Abalos et Eguiluz, 1990a) confirment cette hypothèse.

- Développement du métamorphisme régional provoqué par un épaissement

crustal dû à l'écaillage orogénique (Eguiluz et Abalos, 1992). Ce processus se produit entre 550 et 560 Ma (Blatrix et Burg, 1981 ; Dallmeyer et Quesada, 1992) et serait contemporain de la structuration par une tectonique tangentielle de vergence sud (Eguiluz et Ramón-Lluch, 1983 ; Eguiluz, 1988) dans le secteur méridional (Domaine continental) et à celle de vergence nord dans le secteur septentrional du domaine orogénique (domaine Obejo - Valsequillo - Puebla de la Reina de O. Apalategui *et al.*, 1985).

- Fin de la période orogénique accompagnée par la cratonisation, relaxation, érosion et amincissement de la croûte précédemment épaisse. Le

point de plus fort métamorphisme aurait été atteint au début de ce processus et on aurait observé la formation des dômes anatectiques de type Monasterio dont l'âge pourrait osciller entre 552 Ma (Quesada *et al.*, 1989) et 530 Ma (Ochsner, 1993). Vers la fin aurait eu lieu l'important épisode volcano-sédimentaire fini-protérozoïque, général dans la ZOM, même s'il a connu d'importants changements que nous avons signalés auparavant, et qui englobe des galets de phtanites structurés. Son âge serait compris entre 545 Ma, qui est l'âge des zircons les plus jeunes de la formation Tendudia sous jacente (Schäfer *et al.*, 1993) et 525 Ma, qui est l'âge de la cristallisation des volcanites de Bodonal (Gebauer com. pers.). Nous ne savons pas avec certitude si ce volcanisme se produit sous l'influence du processus de subduction ou dans un environnement ensialique après la fin de la subduction. Au nord, dans la Zone Centro Ibérique, sur une série volcanique (reconnue dans la région d'Urra au centre de Portugal), se forme un bassin continental qui se remplit de matériaux terrigènes avec des phtanites remaniés (Pieren *et al.*, 1991). Par contre, au sud l'amincissement crustal est plus important et le Cadomien est bouché par un bassin du Cambrien inférieur qui, d'environnements continentaux, évolue vers une plate-forme carbonatée et à un rifting généralisé dans le Cambrien moyen avec formation de bassins profonds dans lesquels se déposent de puissantes séries volcaniques bimodales. Dans la ZCI, en discordance sur le complexe schisto-grauwackeux est disposé l'Ordovicien qui marque une transgression annonçant l'ouverture du Proto-Tethys.

Évolution cadomienne de la Bretagne

À la suite de la définition par C. Barrois (1889), la notion du système briovérien et du cycle cadomien ne s'impose qu'avec les travaux de M.J. Graindor (1957) en Normandie et J. Cogné (1962) en Bretagne. Plus tard, J. Chantraine *et al.* (1988) proposent le modèle d'évolution toujours en vigueur de nos jours, et dont nous résumons les grands traits, en laissant au lecteur le soin de se reporter au travail cité pour obtenir de plus amples informations et la bibliographie. Ces auteurs distinguent (fig. 4 a et b) un

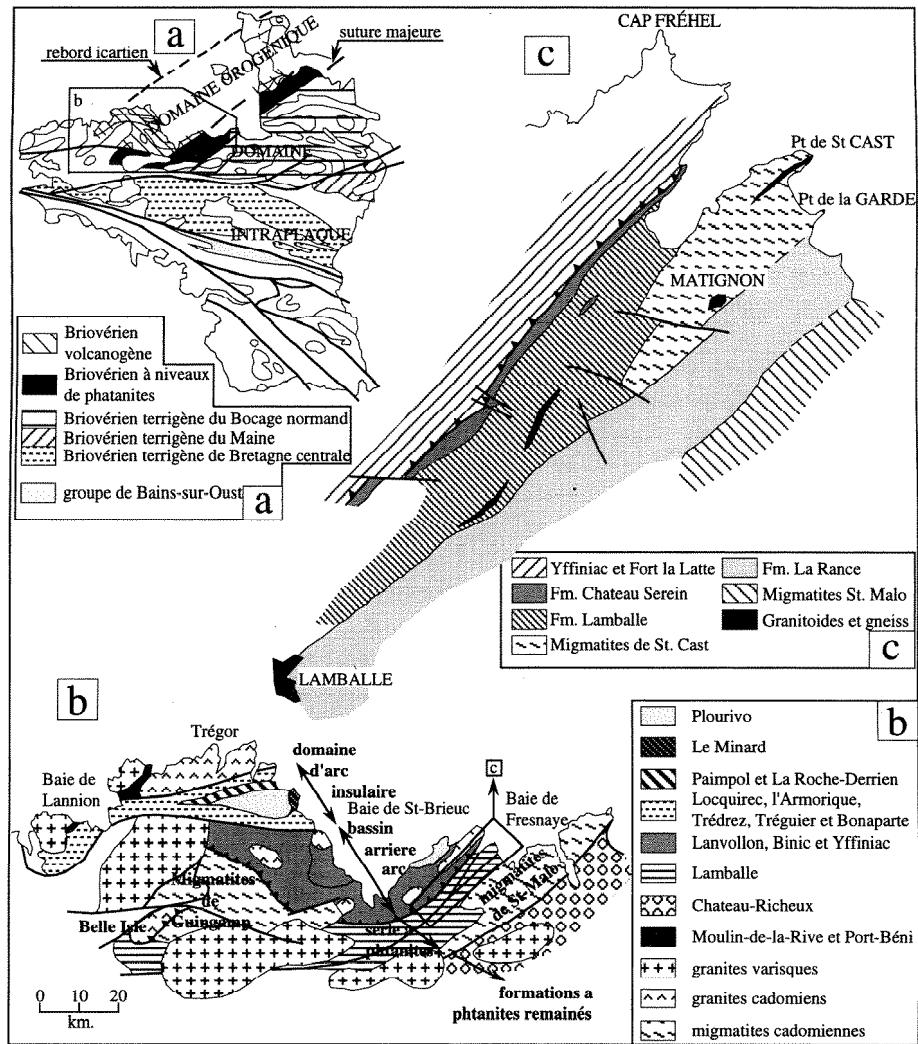


Fig. 4. – Schéma géologique simplifié du Massif armoricain. (a) Localisation géologique de la région étudiée ; (b) Domaines géodynamiques (Chantraine *et al.*, 1988) ; (c) Carte géologique schématique du secteur de Lamballe.

Fig. 4. – Geological sketch map of the Armorican Massif. (a) Geological setting ; (b) Geodynamic domains (Chantraine *et al.*, 1988) ; (c) Geological sketch map of the Lamballe area.

domaine orogénique au nord, constitué par un Cadomien volcanogénique, organisé selon un dispositif d'arc volcanique (qui comprend des formations volcaniques et volcano-sédimentaires acides et basiques et des formations terrigènes) et un bassin arrière-arc (qui comprend, au dessus du complexe volcanique basique d'Yffiniac, la formation détritique de Cesson, le complexe volcanique basique de Lanvollen et la formation terrigène de Binic) associé au plutonisme trégorrois et implanté sur un rebord continental fragmenté. Au sud un domaine continental (intraplaque) dans lequel on distingue une succession briovérienne avec des phtanites (probablement contemporaine du Briovérien volcanogénique) qui a subi un métamorphisme progressif, qui est à l'origine de dômes

migmatiques comme celui de Saint-Malo et, au sud de ce dernier, un Briovérien avec des phtanites remaniés. Dans le bocage normand, cet ensemble est traversé par les granites mancelliens dont la mise en place est datée autour de 540 Ma. La structure occasionnée par l'obduction du bassin arrière-arc sur la marge continentale révèle l'interaction entre chevauchements imbriqués en direction S-SW et des zones de décrochement ductile senestre de direction N50E, ce qui justifie le modèle cartographique arqué (Balé et Brun, 1989).

La succession dans le secteur de Lamballe.

Depuis le bord ouest du dôme de Saint-Malo à Saint-Jacut-de-la-Mer vers l'ouest, on trouve (fig 4 c) :

La formation de La Rance ; c'est une succession monotone de schistes et quartzschistes avec un métamorphisme progressivement décroissant. Cette formation contient des couches de graphite et d'autres fortement silicifiées, bien que, comme pour la Rance (Darlet *et al.*, 1990) on n'a pas reconnu de vraies phtanites, et qui contiennent sporadiquement des intercalations d'amphibolites.

La formation de Lamballe ; à l'ouest, elle est séparée par un accident fragile important, raison pour laquelle on ne peut établir avec certitude les relations avec la série de Saint-Malo - La Rance. On y trouve une succession d'ardoises et de métagrauwackes avec des intercalations de phtanites et de matériaux volcano-sédimentaires qui montrent en général un métamorphisme de bas degré, bien que dans le secteur de Saint-Cast - Pointe de la Garde on reconnaît un autre dôme migmatique semblable à celui de Saint-Malo, mais de dimensions plus réduites. La formation est limitée à l'est et à l'ouest par des contacts mécaniques avec une importante déformation ductile et une mylonitisation très accusée.

La série de Château-Serein est un ensemble de coulées et de volcanites de composition spilitique et de caractère tholéïtique avec une affinité alcaline de type distensif intraplaque (Cabanis *et al.*, 1986), qui, dans sa partie basale, montre des intercalations avec la formation de Lamballe, bien que le contact soit généralement tectonisé.

Chevauchant sur tout le système décrit plus haut, on trouve le complexe d'Yffiniac - Fort-la-Latte dans lequel on peut reconnaître, près de la base, des gneiss et des orthogneiss mylonitisés et différents types d'amphibolites et de métabasites (Livre-guide Réunion cadien, 1994). Près de la base en niveaux de gneiss leucocratiques intercalés entre des amphibolites avec des grenats proches de la localité de Sainte-Anne, on observe des paragenèses constituées par Qtz-FdK-Plag-Grt-Anf-Ilm, accompagnées d'autres minéraux secondaires (épidote, muscovite, chlorite, séricite etc.), dont les compositions ont été analysées (tabl. 1) à la Microsonde de Clermont-Ferrand. Les grenats, de dimensions comprises entre 1,5 et 6 mm, montrent

des variations systématiques dans la composition avec une augmentation du centre vers le bord en contenu d'almandin (56-63 %) et pyrope (12-23 %) et une diminution corollaire des proportions de grossulaire (25-14 %) et spessartine (8-2 %) (fig. 5). Ce type d'évolution compositionnel est propre d'une zonation de croissance, où seulement les bords des grenats sont modifiés pour l'évolution retrémorphique. Les amphiboles, de couleur marron, correspondent à des hornblendes tschermakiennes légèrement zonées. Les plagioclases présentent des teneurs en anortite qui varient entre 5 et 27 % (fig. 5). Cette variation est dérivée d'analyses des cristaux différents, et les teneurs maximales d'anortite se trouvent dans des plagioclases à l'intérieur des grenats et dans des plagioclases de la matrice qui sont préservées du rétremorphisme qui transforme la plagioclase calcique à plagioclases sodique plus epidote. En utilisant les calibrations de C.M. Graham et R. Powell (1984) et de L.L. Perchuk (1991) du géothermomètre Grt-Hbl, la calibration de J.D. Blundy et T.J.R. Holland (1990) du géothermomètre Anf-Plg et la calibration de M.J. Kohn et F.S. Spear (1990) du géobaromètre Grt-Hbl-Plg, on peut admettre que ces roches ont subi une décompression isotherme depuis les conditions initiales de 10.5-11 Kb jusqu'à atteindre les 8-10 Kb (fig. 5). Dans ces roches, R. Hebert (1993) trouve des pressions maximales similaires de 8-10 Kb. Ainsi, ces matériaux ont subi au moins un métamorphisme de pressions

intermédiaires, bien que, pour le moment, on n'a pas trouvé de preuves définitives d'un métamorphisme de haute pression.

Propositions de corrélations

Avec les faits précédemment exposés, il serait possible de proposer une corrélation claire entre les séries protérozoïques du secteur central de la ZOM (Antiforme de Monesterio) et celles du domaine continental de la Bretagne (Saint-Malo - Lamballe). D'autres corrélations beaucoup plus hypothétiques pourraient être avancées pour les autres zones.

En effet, la série de la Rance et le dôme de Saint-Malo seraient équivalents à la succession de Montemolín et au dôme de Monesterio. L'âge du métamorphisme (550-560 Ma) et de l'anatexie (550-530 Ma) dans la ZOM et en Bretagne (540 Ma) viendraient appuyer cette proposition.

La formation de Lamballe pourrait être mis en relation avec la partie la plus haute de la Succession de Montemolín et la Succession de Tentudia. Il semble intéressant de signaler que dans la partie la plus haute de la Succession de Tentudia, la présence de zircons détritiques dont les âges oscillent entre 564 et 645 Ma (Schäfer *et al.*, 1993) est congruente avec l'existence d'une phase orogénique majeure dans la ZOM entre 564 et 600 Ma, analogue à celle postulée

	Grenat		Plagioclase				Amphibole			
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	
SiO ₂	38.95	39.12	38.67	38.05	64.82	62.07	63.32	42.33	42.40	43.32
TiO ₂	0.20	0.01	0.06	0.07	d.l.d.	0.05	0.01	1.64	1.52	1.43
Al ₂ O ₃	21.41	21.80	21.79	21.77	22.69	23.10	22.10	13.04	13.28	12.73
FeO	26.87	26.29	29.19	28.65	0.20	0.16	0.09	15.36	14.87	15.84
MnO	3.16	2.51	0.94	1.11	0.04	0.05	d.l.d.	0.08	0.02	0.22
MgO	3.96	4.05	5.51	5.57	0.02	0.07	0.06	10.56	10.76	10.82
CaO	7.63	7.64	4.95	5.33	4.08	5.79	4.69	10.94	11.01	10.69
Na ₂ O	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	9.02	8.54	9.13	1.90	1.90	1.87
K ₂ O	0.04	0.07	0.01	0.01	0.10	0.14	0.15	0.84	0.77	0.73
Total	102.23	101.49	101.12	100.65	101.03	99.98	99.56	96.77	96.62	97.69
Formule structurale sur la base de 12 oxygènes										
					8 oxygènes		13 oxygènes (sans Ca, Na et K)			
Si	3.007	3.031	2.999	2.962	2.830	2.760	2.816	6.278	6.281	6.328
Al	1.949	1.991	1.993	1.998	1.168	1.211	1.159	2.280	2.319	2.192
Ti	0.012	0.001	0.003	0.005	d.l.d.	0.002	d.l.d.	0.183	0.169	0.157
Mg	0.456	0.468	0.637	0.646	0.001	0.005	0.004	2.334	2.375	2.356
Ca	0.631	0.634	0.411	0.445	0.191	0.276	0.223	1.739	1.748	1.673
Mn	0.207	0.165	0.062	0.073	0.001	0.002	d.l.d.	0.010	0.003	0.027
Fe	1.735	1.700	1.894	1.865	0.007	0.006	0.003	1.905	1.843	1.936
Na	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.764	0.736	0.787	0.546	0.545	0.530
K	0.004	0.007	0.001	0.001	0.006	0.008	0.009	0.159	0.146	0.136

Tabl. 1. - Composition chimique des principaux minéraux.

en Bretagne qui a lieu entre 585 et 615 Ma.

Pour d'autres séries, les corrélations sont beaucoup plus problématiques, mais on pourrait quoiqu'il en soit se risquer à avancer une correspondance des différentes écailles du CBBC avec différentes unités du domaine Orogénique. Les recherches nécessitent toutefois d'être approfondies pour confirmer ces extrêmes. Concrètement, l'écaille éclogitique pourrait avoir une équivalence dans les séries d'Yffiniac et de Fort-la-Latte, supposition appuyée par l'âge de 611 Ma (Schäfer, 1990) du protolith des roches du Couloir et de 602 Ma (Guerrot, 1985) pour Yffiniac. Pour le reste des écailles gneissiques, il n'est pas possible d'établir une corrélation de détail, étant donnée la déformation subie au cours du cycle hercynien par les roches du CBBC. Quoiqu'il en soit, les âges existants pointent dans cette direction comme celui de 595 Ma des gneiss de Cerro Muriano (Bellon *et al.*, 1979) qui correspondent aux âges du plutonisme orogénique de Bretagne. Les équivalences des granitoïdes du batholite trégorrois et antérieurs devraient se trouver dans le secteur septentrional, mais il n'existe pour le moment aucune donnée concernant ces plutons. Les volcanites de l'arc insulaire pourraient avoir des affinités avec l'écaille leptyno-amphibolique, même s'il n'existe aucune donnée permettant de soutenir une telle hypothèse. Les séries clastiques du bassin arrière-arc pourraient être équivalentes à l'écaille de la Serie Negra, puisque ces mêmes séries sont considérées comme contemporaines des séries avec phtanites. Les amphibolites intercalées dans la Serie Negra montrent de la même façon des caractères géochimiques indiquant des arcs volcaniques, tant avant qu'après-arc (Eguiluz *et al.*, 1990).

Finalement, en ce qui concerne le complexe volcano-sédimentaire fini-proterozoïque, nous penchons pour sa possible corrélation avec les ignimbrites de Lezardrieux, tant à cause de leurs grandes analogies pétrographiques que pour leur caractère discordant sur les séries détritiques précambriennes ou leurs données radiométriques qui indiquent un âge de 525 Ma pour les vulcanites de Bodonal et de 540 pour les

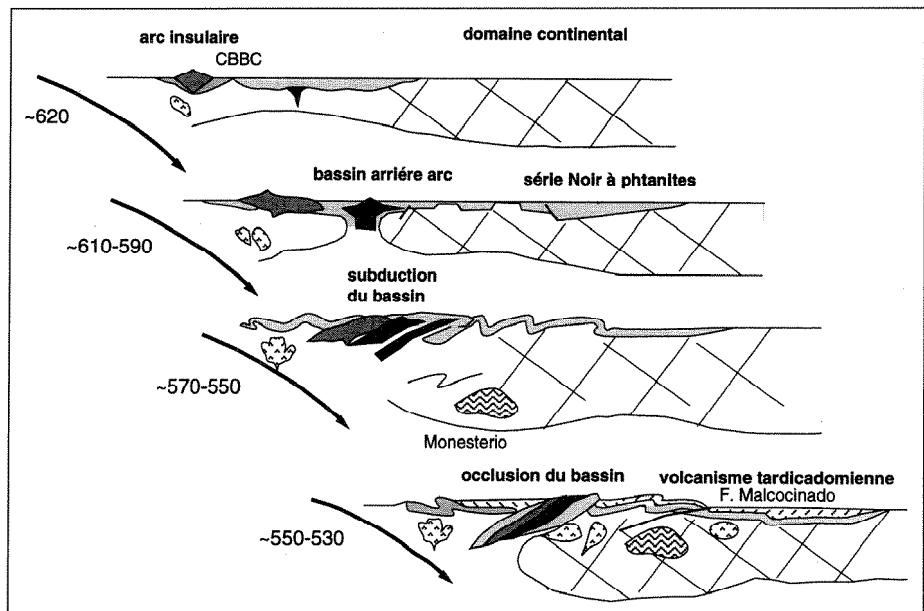


Fig. 5. – Schéma synthétique et interprétatif de l'évolution orogénique cadomienne de la ZOM.

Fig. 5. – Interpretative sketch of the Cadomian orogenic evolution in ZOM.

ignimbrites indiquées (Auvray *et al.*, Livre guide Réunion granites, 1992).

Modèle de l'orogène cadomien

Comme le signalent B. Abalos et L. Eguiluz (1991), en soustrayant les effets de la déformation hercynienne, la ZOM se déplacerait de 200-300 km à l'ouest de sa position actuelle et se trouverait située approximativement en face de la péninsule d'Avalon. Le bloc d'Os-sa Morena remplit de cette façon le trou existant entre le bord du Grand Banc de Terre-Neuve et la marge continentale de la péninsule Ibérique. La ZOM correspondrait ainsi à la prolongation méridionale du domaine cadomien du nord de la Bretagne et trouverait sa continuité vers le sud avec les orogènes Panafricains de l'ouest africain. Toutefois, si on admet les corrélations proposées dans ce travail, on peut avancer une petite modification au modèle cité. En effet, si l'on admet que la ZOM a connu une rotation antihoraire, contrairement à l'idée de rotation horaire avancée par B. Abalos et L. Eguiluz (1992), la disposition d'est en ouest serait la suivante (fig. 6) :

1.- Une hypothétique zone de subduction vers l'ouest.

2.- Le domaine Obejo - Valsequillo - Puebla de la Reina, dans lequel se trouvent les granitoïdes profonds de l'arc.

3.- Le CBBC, qui représente le Domaine Orogénique, avec son arc volcanique fortement déformé et les restes d'un bassin arrière-arc en subduction vers l'ouest et situés postérieurement sur le Domaine Continental.

4.- Le Domaine Continental dans lequel se situent les dômes anatectiques de basse pression et haute température (HT - LP).

Cette disposition est identique à celle observée dans le Cadomien de la Bretagne septentrionale dans lequel on admet une zone de subduction vers le sud-est, coïncidant avec l'anomalie de la Manche, les restes d'un ancien continent (Icartien) traversé par le batholite Trégorrois, l'arc volcanique et le bassin rétro-arc situé vers le sud-est sur un domaine continental dans lequel on trouve des dômes migmatiques de HT-LP, comme celui de Saint-Malo.

Plus à l'est, on pourrait trouver des zones à sédimentation post-tectonique (à phtanites remaniés) de Bretagne centrale, dont les équivalents seraient des matériaux du schiste grauwackeux de la ZCI. Quoiqu'il en soit, ce point particulier nécessite des études plus détaillées.

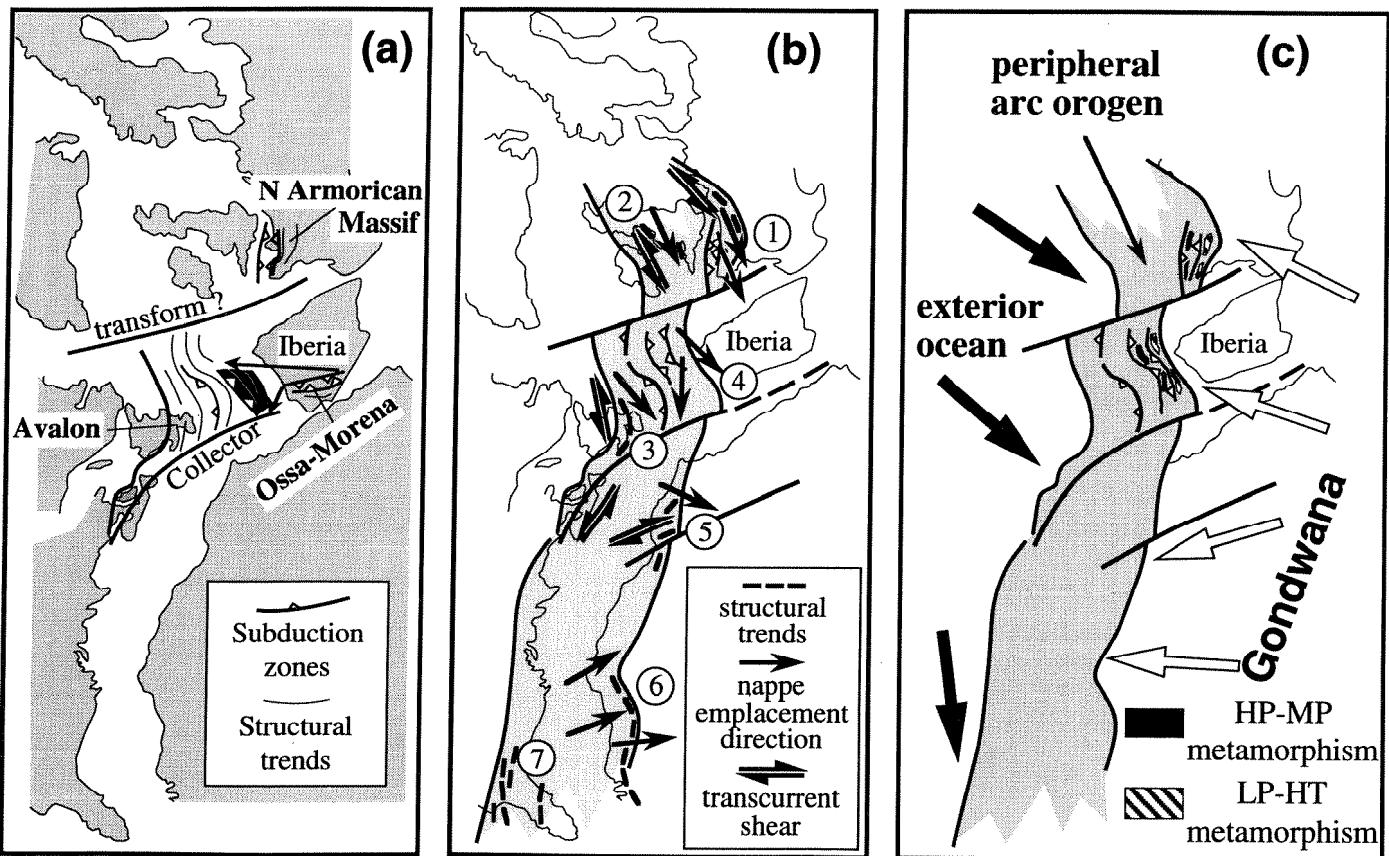


Fig. 6. – Reconstruction de la chaîne cadomo-avalonienne-panafricaine de la région Nord-Atlantique. (a), Reconstitution de la Zone d'Ossa-Morena dans sa localisation avant l'orogenèse hercynienne (Paléozoïque supérieur). (b), Données cinématiques et structurales pour différentes zones de la chaîne d'après : (1) Balé & Brun (1989), Strachan & Roach (1990) et Treolar & Strachan (1990) ; (2) Murphy *et al.* (1990) ; (3) Gibbons (1990) et Nance (1990) ; (4) Quesada *et al.* (1990), Eguiluz & Abalos (1992), et ce travail ; (5) Ighid *et al.* (1989) ; (6) Dallmeyer & Lécorché (1990) et Villeneuve *et al.* (1991) ; (7) Dallmeyer (1989). (c) Reconstruction de la chaîne cadomo-avalonienne-panafricaine et vecteurs de déplacement tectonique principaux en relation avec la convergence oblique de plaques et l'orogenèse en régime transpressif.

Fig. 6. – Reconstruction of the Cadomian-Avalonian-Panafrican of the North circum-Atlantic borderlands. (a), Restoration of the Ossa-Morena Zone to its position prior to the Late Palaeozoic. (b), Kinematic and structural data for different areas of the orogenic belt after: (1) Balé and Brun (1989), Strachan & Roach (1990) and Treolar & Strachan (1990); (2) Murphy *et al.* (1990); (3) Gibbons (1990) and Nance (1990); (4) Quesada *et al.* (1990), Eguiluz & Abalos (1992), and the present work; (5) Ighid *et al.* (1989); (6) Dallmeyer & Lécorché (1990) and Villeneuve *et al.* (1990); (7) Dallmeyer (1989). (c) Reconstruction of the Late Precambrian transpressive margin and main tectonic displacement vectors related to oblique plate convergence.

Cette proposition permet d'imaginer la cordillère cadomienne comme une marge active linéaire, avec une zone de subduction vers l'est à l'origine d'un bassin arrière-arc qui, au fur et à mesure de son évolution, est en subduction vers l'ouest sous l'arc et est chevauchée vers l'est sur la marge continentale. Dans la fig. 6, modifiée de B. Abalos et L. Eguiluz (1992), sont récapitulées les données structurales et cinématiques de ces zones qui permettent de proposer une reconstruction linéaire de cet Orogène.

Cette idée de chaîne linéaire est cohérente avec la proposition de corrélation du Cadomien de Bretagne avec le Massif de Bohème (Edel, ce volume), qui signale qu'il est possible de s'attendre à la présence d'événements cadomiens dans ces zones (Zulauf, ce volume).

De plus, avec ce modèle, les changements de polarité et les différentes interprétations des structures cadomienes, décrites dans divers secteurs (Balé et Brun, 1989 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Strachan et Roach, 1990) pourraient être expliqués en accord avec la position en avant ou en arrière de l'arc volcanique. Ainsi, alors que dans certains secteurs, ce sont les vergences à l'est (Bretagne) ou à l'ouest (Normandie) qui prédominent, d'autres secteurs comportent les deux vergences (la ZOM). Dans certaines parties de l'Orogène, spécialement dans les côtes de Floride ou sur la côte occidentale de l'Afrique, l'information existante est très rare, bien qu'on ait déjà cité l'emplacement de nappes vers l'est (Dallmeyer et Lécorché, 1991).

Bien que, examinées en détail, les données présentées soient bien souvent hétérogènes, elles sont, vues globale-

ment, cohérentes avec un schéma général qui enregistre une convergence oblique et une orogénèse avec des composantes de décrochements sénestres, même si on ne peut pas connaître l'importance de la collision. Ainsi, la convergence de Laurasia et Gondwana pendant le Protérozoïque supérieur et la disposition oblique de leurs marges peuvent expliquer de façon cohérente la décomposition des vecteurs tectoniques convergents en mouvements transversaux, obliques et parallèles dans des zones différentes tout au long de l'évolution géodynamique.

Remerciements

Ce travail a été supporté par l'Université du País Vasco et pour la DGICYT (projets : UPV 001.310-EA077/93 et PB 93-0410-C03-03).

Références

- ABALOS B. (1990). – Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba. Tesis. Univ. País Vasco, 430 p.
- ABALOS B. (1992). – Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *J. Struc. Geol.*, **14**, pp. 807-823.
- ABALOS B., EGUILUZ L. (1990a). – El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta*, **7**, pp. 73-76.
- ABALOS B., EGUILUZ L. (1990b). – Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España*, **3**, pp. 181-197.
- ABALOS B., EGUILUZ L. (1992). – The Late Proterozoic suture zone of SW Iberia: a link for the reconstruction of the Cadomian-Avalonian-Panafrican transpressive orogen of the circum-Atlantic region. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **314**, pp. 691-698.
- ABALOS B., EGUILUZ L., GIL IBARGUCHI I. (1991). – Evolución tectonometamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I. La Unidad Para-Autóctona. *Bol. Geol. Min.*, **102**.
- APALATEGUI O., BORRERO J.D., HIGUERAS P. (1985). – División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.*, **7**, pp. 73-80.
- APALATEGUI O., PÉREZ-LORENTE F. (1983). – Nuevos datos en el borde meridional de la zona Centroibérica. El Dominio obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Stv. Geol. Salmanticensia*, **18**, pp. 193-200.
- ARRIOLA A., EGUILUZ L., FERNANDEZ CARRASCO J.L., GARROTE A. (1984). – Individualización de diferentes dominios y unidades en el anticlinorio Olivenza-Monesterio. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **8**, pp. 143-168.
- AUVRAY B., BREMOND D'ARS J., HALLOT E. (1992). – Excursion dans le Nord du Massif Armorican. Réseau "Granites". 4^e partie, pp. 20-24.
- AZOR A., GONZÁLEZ LODEIRO F., SIMANCAS J.F. (1993). – Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. *Tectonophysics*, **217**, pp. 343-346.
- BALÉ P., BRUN J.P. (1989). – Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *J. Struc. Geology*, **11**, pp. 391-405.
- BARROIS C. (1899). – Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, **16**, pp. 101-132.
- BELLON H., BLANCHERE H., CROUSILLES M., DELOCHE C., DIXSAUT C., HERTRITCH B., PROST-DAME V., ROSSI PH., SIMON D., TAMIN G. (1979). – Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **21**, pp. 113-120.
- BLADIER Y., LAURENT Ph. (1976). – La zone mylonitique de Badajoz-Cordove avec la zone Portalegre-Coimbra. Com. Serv. Geol. Portugal. 3^o Reu. Geol. W Penin. pp. 267-269.
- BLUNDY J.D., HOLLAND T.J.B. (1990). – Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, pp. 208-224.
- BLATRIX P., BURG J.P. (1981). – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*, **10**, pp. 470-478.
- BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT Ph., MATTE Ph., RIBEIRO A. (1981). – Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **78**, pp. 15-42.
- CABANIS B. (1986). – Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques. Exemples d'application dans le Massif armoricain et le Massif central. Implications géodynamiques. Thèse d'Etat, Paris, 493 p.
- CARVALHOSA B.A. (1965). – Contribuição para o conhecimento geológico da regiao entre Portel y Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **11**, pp. 1-130.
- CHACÓN J., PASCUAL P. (1979). – El anticlinorio Potalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena (Sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, **8**, pp. 21-35.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988). – Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogenèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 821-829.
- COGNÉ J. (1962). – Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, pp. 413-430.
- DALLMEYER R.D. (1989). – Contrasting accreted terranes in the southern Appalachian orogen and Atlantic-Gulf Coastal Plains and their correlations with West African sequences. In: Dallmeyer R.D. (Eds): *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Spec. Pap. géol. Soc. Am.*, **230**, pp. 247-267.
- DALLMEYER R.D., QUESADA C. (1992). – Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, **216**, pp. 339-364.
- DALLMEYER R.D., LÉCORCHÉ J.P. (1991). – The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 405 p.
- DARLET P.A., DABARD M.P., CHAUVEL J.J. (1990). – Les métasediments briovériens de la Rance (Bretagne du Nord) dans l'évolution cadomienne du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **310**, (2), pp. 779-786.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988). – L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 810-814.
- EGUILUZ L. (1988). – Petrogénésis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Thèse. Univ. del País Vasco, 694 p.
- EGUILUZ L., ABALOS B. (1992). – Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). *Precambrian Research*, **56**, pp. 113-137.
- EGUILUZ L., ABALOS B., GIL IBARGUCHI J.I. (1990). – Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*, **7**, pp. 28-31.
- EGUILUZ L., ABALOS B., ORTEGA CUESTA L.A. (1990). – Anfibolitas proterozoicas del sector central de la zona de Ossa-Morena. Geoquímica e implicaciones geodinámicas. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, **15**, pp. 119-131.

- EGUILUZ L., RAMON LLUCH R. (1983). – La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Ossa Morena. *Stud. Geol. Salmant.*, **18**, pp. 171-192.
- GIBBONS W. (1990). – Pre-Arenig terranes of northeast Wales. In/ R.A. Strachan and G.K. Taylor (Eds.), *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, Glasgow London, pp. 28-48.
- GRAHAM C.M., POWELL R. (1984). – A garnet-hornblende thermometer: calibration, testing and application to the Pelona schist, Southern California. *J. Metam. Geol.*, **2**, pp. 13-31.
- GRAINDOR M.J. (1957). – Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Carte Geol. Fr.*, BRGM, Orléans, 211 p.
- GUERROT C. (1985). – Géochronologie et géochimie des roches basiques de la Baie de Saint-Brieuc. Unpublished report DEA, University of Rennes.
- HEBERT R. (1993). – Evolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Document du BRGM, n° 228, 356 p.
- IGHID L., SAQUAQUE A., REUBERT I. (1989). – Plutons sy-cinematiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro oriental (boutonnière d'Imi-ter Anti-Atlas, Maroc), *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **309**, pp. 615-620.
- JULIVERT M., FONTBOTE J.M., RIBEIRO A., CONDE L. (1974). – Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. Publ. IGME.
- KOHN M.J., SPEAR F.S. (1990). – Two new geobarometers for garnet-amphibolites, with applications to southwestern Vermont. *Amer. Mineral.*, **75**, pp. 89-96.
- LAURENT PH., BLADIER Y. (1976). – L'évolution tectonométamorphique de l'axe Badajoz-Cordove ; un exemple de réactivation dynamique d'un socle ancien. *Com. Serv. Geol. Portugal. 3° Reu. Geol. W Penin.* pp. 269-271.
- LIÑÁN E. (1978). – Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212 p.
- LIÑÁN E., GAMEZ-VINTANED J.A. (1993). – Lower Cambrian paleogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **164**, pp. 831-842.
- LOTZE F. (1945). – Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. *Geol. For.*, **4**, pp. 78-92.
- MURPHY J.B., KEPPIE J.D., DOSTAL J., HYNES A.J. (1990). – The geochemistry and petrology of the Late Precambrian Georgeville Group: a volcanic arc-rift succession in the Avalon terrane of Nova Scotia. In: D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (Eds.): *The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ.* No 51, pp. 363-383.
- NÄGLER ThF. (1990). – Sm-Nd, Rb-Sr and common lead isotope geochemistry on fine-grained sediments of the Iberian Massif. Tesis, ETH Zürich.
- NANCE R.D. (1990). – Late-Precambrian - Early Paleozoic evolution of part of the Avalon Terrane in southern New Brunswick Canada. *Geology*, **15**, pp. 753-756.
- OCHSNER A. (1993). – U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the cadomian orogeny. *Diss ETH N° 10392*, Zürich, 430 p.
- PERCHUCK L.L. (1991). – Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In: *Progress in metamorphic and magmatic petrology*. L.L.Perchuck (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 93-111.
- PIEREN A.P., HERRAN P., GARCIA GIL S. (1991). – Evolución de los depósitos continentales del proterozoico superior de la Serena, Badajoz (Zona Centro Ibérica). *Lab. xeol. Laxe*, **16**, pp. 179-191.
- QUESADA C. (1990). – Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to cadomian orogenic events. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ.* No 51, pp. 553-562.
- QUESADA C., BELLIDO F., DALLMEYER R.D., GIL-IBARGUCHI J.I., OLIVEIRA J.T., PEREZ-ESTAUN A., RIBEIRO A., ROBARDET M., SILVA J.B. (1991). – Tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif and circum-Atlantic correlations. En: R.D. Dallmeyer y J.P. Lécorché (Eds.): *The West-African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 267-294.
- QUESADA C., CUETO L.A., DALLMEYER R.D. (1989). – Nuevas dataciones absolutas en la zona Ossa-Morena: limitaciones que imponen a la evolución tectónica de la misma. XI Reunión Xeoxia e Minería do NW Peninsular. Evolución tectonometamórfica do Macizo Hespérico Peninsular, Abstr. pp. 35-36.
- QUESADA C., DALLMEYER R.D. (1992). – Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, **231**, pp. 195-213.
- QUESADA C., ROBARDET M., GABALDÓN V. (1990). – Stratigraphy of the Ossa Morena Zone (part V), 4: Syronogenic Phase (upper Devonian - Carboniferous - Lower Permian). In: Dallmeyer R.D. et Martínez García E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlín, pp. 273-279.
- RIBEIRO A., BRANDAO SILVA J., DIAS R., ARAUJO A., MARQUES F., MERINO H., FONSECA P. (1991). – Terranes in the Variscan Fold Belt in Portugal. 28th International Geological Congress. Washington D.C., pp. 2692-2693.
- ROBARDET M. (1976). – L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur : Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **283**, pp. 999-1002.
- SÁNCHEZ CARRETERO R., CARRACEDO M., EGUILUZ L., GARROTE A., APALATEGUI O. (1989). – El magmatismo calcoalcalino del precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **2**, pp. 7-21.
- SÁNCHEZ CARRETERO R., EGUILUZ L., PASCUAL E., CARRACEDO M. (1990). – Ossa Morena Zone. Igneous rocks. In: Dallmeyer R.D. et Matínez E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, pp. 292-313.
- SCHÄFER H.J. (1990). – Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Ph.D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n° 9246. 153 p.
- SCHÄFER H.J., GEBAUER D., NÄGLER T.F., EGUILUZ L. (1993). – Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Miner. Petrol.*, **113**, pp. 289-299.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990). – Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. In: R.S. D'Lemos y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny. Geological Society, London, Special Publication*, **51**, pp. 133-150.
- TREOLAR P.J., STRACHAN R.A. (1990). – Cadomian strike-slip tectonics in NE Brittany. In: D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (Eds.): *The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ.* No 51, pp. 151-168.
- VILLENEUVE M., BASSOT J.P., ROGNEAU B., DALLMEYER R.D., PONSARD J.F. (1991). – The Bassaride Orogen. In: Dallmeyer R.D. and Lécorché J.P. (Eds.): *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 151-185.