

Superposición de ciclos orogénicos: el ejemplo de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico)

Luis, Eguíluz¹, Berta, Ordóñez Casado², José Ignacio, Gil Ibarguchi³, Arturo, Apraiz¹, y Benito, Abalos¹

¹ *Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao, España*

² *Department of Earth Sciences, Isotope Geology Laboratory, ETH Zürich, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich, Suiza.*

³ *Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao, España*

Recibido el 30 de Septiembre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 30 de Diciembre de 1998.

Resumen: La zona de Ossa-Morena presenta evidencias de deformación y metamorfismo cadomiense de notable intensidad que involucraron a toda la litosfera continental. Posteriormente, tuvo lugar una reactivación, en relación con la orogenia hercínica, la cual determinó el advenimiento de un régimen tectónico transcurrente responsable de la estructuración final de la zona. En este trabajo se describen los rasgos principales de la superposición de los periodos orogénicos cadomiense y hercínico, estableciéndose una correlación con áreas comparables de los macizos pre-mesozoicos europeos. Se propone, así mismo, un modelo geodinámico que abarca desde el Proterozoico terminal hasta el Carbonífero para explicar la evolución geológica de este sector.

Palabras clave: Orogenia cadomiense, orogenia hercínica, tectónica, metamorfismo, magmatismo.

Abstract: The Ossa-Morena zone bears evidence of intense Cadomian deformation and metamorphism affecting the whole continental lithosphere. Subsequent reactivation during the Hercynian orogeny was related notably to transcurrent tectonics responsible for the final structure of the zone. In this study, we describe the main features resulting from superposition of the two orogenic periods, Cadomian and Hercynian, and a correlation with similar areas of other pre-Mesozoic European massifs is attempted. Finally, we propose a geodynamic model from the latest Proterozoic to the Carboniferous that accounts for the geological evolution of the area.

Key words: Cadomian orogeny, Hercynian orogeny, tectonics, metamorphism, magmatism.

Los macizos pre-mesozoicos europeos conservan un registro geológico de los movimientos orogénicos que tuvieron lugar a lo largo del Proterozoico superior y Paleozoico entre los bloques continentales de Gondwana, Báltica, Laurentia y los pequeños fragmentos continentales (microplacas) que se encontraban dispersos entre los bloques mayores. Tales macizos registran en algunos casos los efectos, unas veces superpuestos y otras transpuestos, de los procesos de amalgamación y engrosamiento

continental que tuvieron lugar durante las orogénias del Paleozoico superior.

Aún no existe acuerdo sobre el número, composición y ubicación de las microplacas involucradas en dichos procesos orogénicos. Se ha propuesto que en el borde occidental de Gondwana, los macizos de Bohemia, Armórica, Iberia, Cerdeña y otros macizos europeos menores habrían formado conjuntamente el microcontinente Armoricano. Por otra parte, los macizos de Bravante, Ardenas,

Gales, Sur de Irlanda, la península de Avalon, Nueva Escocia y macizos americanos menores habrían constituido el microcontinente de Avalonia (Cogné, 1990; Pillola, 1993; Moczydlowska, 1995; Sestavinsky, 1995). En cualquier caso, y aunque no se conocen bien los detalles de su evolución geodinámica, se admite que tales microcontinentes constituyeron fragmentos de arcos de islas y de arcos volcánicos formados durante un proceso de convergencia continental en los márgenes de las masas continentales principales. Este proceso daría lugar a lo largo del Proterozoico superior-Paleozoico inferior a la denominada orogenia cadomiense, avaloniense o panafricana en el ámbito geográfico del actual Atlántico Norte. La disgregación y agregación subsecuentes de los fragmentos continentales durante el Paleozoico habría dado lugar a cuencas oceánicas cuyo cierre generó las cadenas paleozoicas que circundan el Atlántico Norte: caledoniana y hercínica (o varisca) en el ámbito de su ribera oriental, y acadiense y alleghénide en la occidental.

El reconocimiento y la ubicación en los macizos pre-mesozoicos de las suturas crípticas entre paleoplacas, al igual que su correlación entre diferentes macizos, son elementos esenciales en las propuestas de modelos orogénicos. En la mayoría de los casos la cinemática de los desplazamientos durante la destrucción de las cuencas oceánicas (convergencia continental) no se conoce, motivando la propuesta de modelos de convergencia muy variados. Del mismo modo, son imperfectos el conocimiento y la interpretación de la cinemática de los desplazamientos asociados a los procesos de colisión continental. Ambos condicionamientos han determinado que tradicionalmente hayan sido otros criterios geológicos, tales como la zoneografía tectonoestratigráfica o las reconstrucciones palinspásticas, los elementos principales considerados en las reconstrucciones geodinámicas. Así, la consideración del aparente carácter bilateral de la cadena hercínica ha llevado a proponer un modelo geodinámico que incluye una subducción bilateral bajo un segmento litosférico central, si bien las orogénias caledoniana, acadiense, hercínica y alleghénide forman parte de un megaorógeno formado durante el cierre progresivo de una sola cuenca oceánica (océano Iapetus) situada en una

posición exterior respecto a la cadena (Franke y Engel, 1986; Franke, 1989; Neugebauer, 1989; Matte, 1991).

La destrucción de litosfera oceánica deja muy poco rastro en los niveles estructurales de las cadenas accesibles a la observación directa: generalmente algunos macizos de rocas ultramáficas y raros afloramientos de eclogitas. En estas rocas se pueden estudiar algunos aspectos aislados de la cinemática del proceso de convergencia continental, e incluso de los procesos de expansión del fondo oceánico. Ambos procesos involucraron a toda la litosfera oceánica y sólo en tiempos muy recientes se ha comenzado a estudiar la impronta cinemática de los mismos en el manto superior litosférico no accesible a la observación directa mediante la utilización de técnicas sísmicas.

Las investigaciones de carácter petrológico, estructural, geocronológico, etc. realizadas en los últimos años (Eguíluz 1988; Ábalos, 1990; Crespo-Blanc 1991; Dallmeyer y Quesada, 1992; Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; López-Díaz, 1993, 1995; Azor et al., 1994; Ordóñez et al., 1997, 1998; Apraiz, 1998) han permitido establecer con certeza la presencia de episodios atribuibles a la orogenia cadomiense en distintas partes del Macizo Ibérico, en particular en la zona de Ossa-Morena (ZOM), donde existen registros de deformaciones y metamorfismo de edad anterior al Cámbrico de notable intensidad que involucraron a toda la litosfera continental. La reactivación posterior debida a la orogenia hercínica determinó el advenimiento de un régimen tectónico transcurrente asociado a un metamorfismo regional de grado bajo (en la mayoría de los casos), siendo ambos responsables de la estructuración final de la zona de Ossa-Morena.

En este trabajo se exponen de forma sintética los principales resultados de las investigaciones realizadas en torno a la superposición de los periodos orogénicos, cadomiense y hercínico, en la zona de Ossa-Morena. Se establece además una correlación con áreas comparables de los macizos pre-mesozoicos europeos, en particular del Macizo Armoricano. Finalmente, se propone un modelo geodinámico que abarca desde el Proterozoico superior hasta el Carbonífero para explicar la evolución geológica de este sector del Macizo Ibérico.

Las orogénesis cadomiense y hercínica en Europa

El orógeno cadomiense, desarrollado entre 700 y 450 Ma (D'Lemos et al., 1990), aparece particularmente bien expuesto en el NO de Francia (Macizo Nord-Armoricano). También existen buenos afloramientos en Moravia-Silesia (Gebauer y Friedl, 1993; Strachan y Roach, 1990) y en el SO del Macizo Ibérico, donde se pueden observar vestigios de procesos magmáticos y tectonotérmicos. Restos mal conservados se han reconocido en los Cárpatos (Grünenfelder et al., 1983) y en los Alpes orientales (Von Quadt, 1992).

La evolución de esta cadena es análoga y coetánea, en líneas generales, con la de Avalonia, de la que existen restos en Terranova, las provincias marítimas de Canadá, Nueva Inglaterra (USA), el Moian de Gales y el SE de Irlanda.

El área tipo de la orogenia cadomiense se ubica en el Macizo Armoricano (Chantraine et al., 1988; Balé y Brun, 1986, 1989; Dissler, et al., 1988; Rabu et al., 1990; Treloar y Strachan, 1990; Strachan y Roach, 1990). Aunque se han propuesto evoluciones algo distintas para las áreas de Bretaña y Normandía, se acepta un modelo geodinámico de tipo Andino dominado por la subducción del Océano Céltico (o de la Mancha) hacia el S bajo una litosfera continental (Icartiense). La historia deformacional constaría de dos fases mayores datadas entre 580 y 540 Ma (Balé y Brun, 1986; Brun y Balé, 1990). Los procesos distensivos subsecuentes a la orogenia condicionaron el depósito discordante de los materiales del Paleozoico sobre los del Proterozoico superior y culminaron con la apertura de la cuenca paleozoica.

El término "hercínico", considerado en la actualidad equivalente a "varisco", hace referencia al episodio orogénico desarrollado aproximadamente entre el Devónico superior y el Carbonífero superior, aunque en sentido amplio se incluyen eventos tectono-metamórficos de edad silúrica. En Europa central y occidental, las rocas afectadas por la orogenia hercínica afloran en distintos macizos pre-mesozoicos separados por extensas cubetas mesozoicas (Matte y Hirn, 1988), bajo las que se ha reconocido la presencia del zócalo hercínico en sondeos. La extensión de la cadena en este sector es de ca. 3.000 km y su anchura de 700-800 km (Matte, 1991).

La cadena hercínica resultó de la interacción de varios fragmentos de litosfera continental y oceánica ubicados entre dos masas continentales mayores: Laurasia y Gondwana. La apertura y cierre del océano Prototethys (también denominado Theic, Macizo Central o Sudarmoricano) condicionaron la formación de un orógeno de carácter local, la cadena de Ligeria. El cierre posterior del océano Rheico y la amalgamación continental durante el Carbonífero originaron la cadena hercínica en sentido amplio, con los diferentes segmentos en que ha sido subdividida (Kossmat, 1927; Lotze, 1945; Julivert et al., 1974).

Las distintas áreas o zonas que configuran la cadena hercínica europea muestran en general una gran continuidad lateral y caracteres tectonoestratigráficos que han permitido considerar que la cadena presenta cierta simetría transversal (Franke y Engel, 1986; Paris y Robardet, 1990; Ribeiro et al., 1990; Matte, 1991; Franke et al., 1995, etc.). Así, la zona rhenohercínica, caracterizada por la presencia de secuencias autóctonas devono-carboníferas correspondientes al margen pasivo de un continente y de unidades alóctonas que incluyen corteza oceánica y secuencias de margen activo, se correlaciona con el SO de Inglaterra (Lizard) y con la zona surportuguesa. Por su parte, la zona saxoturíngica, que incluye secuencias para-autóctonas (facies turíngicas) y unidades alóctonas con eclogitas (facies bávaras), representa una cuenca de rift cambro-ordovícica correlacionable en parte con el Macizo Armoricano (Franke et al., 1995) y, como se expone más adelante, con la zona de Ossa-Morena. Finalmente, la zona moldanúbica, constituida por rocas cambro-devónicas discordantes sobre un basamento cadomiense poco metamórfico (Tepla-Barrandian) y por unidades metamórficas de grado alto (con granulitas, eclogitas y peridotitas) intruidas por granitoides hercínicos (moldanúbico s. str.), se correlacionaría con Bretaña central, el Macizo Central francés y con la zona centroibérica, incluyendo los complejos alóctonos.

El ciclo cadomiense en la zona de Ossa-Morena

Aunque en distintas partes del Macizo Ibérico (p. e., antiformal del Narcea, Islas Sisargas, Miranda do Douro, etc.; Lancelot et al., 1985; Fernández-Suá-

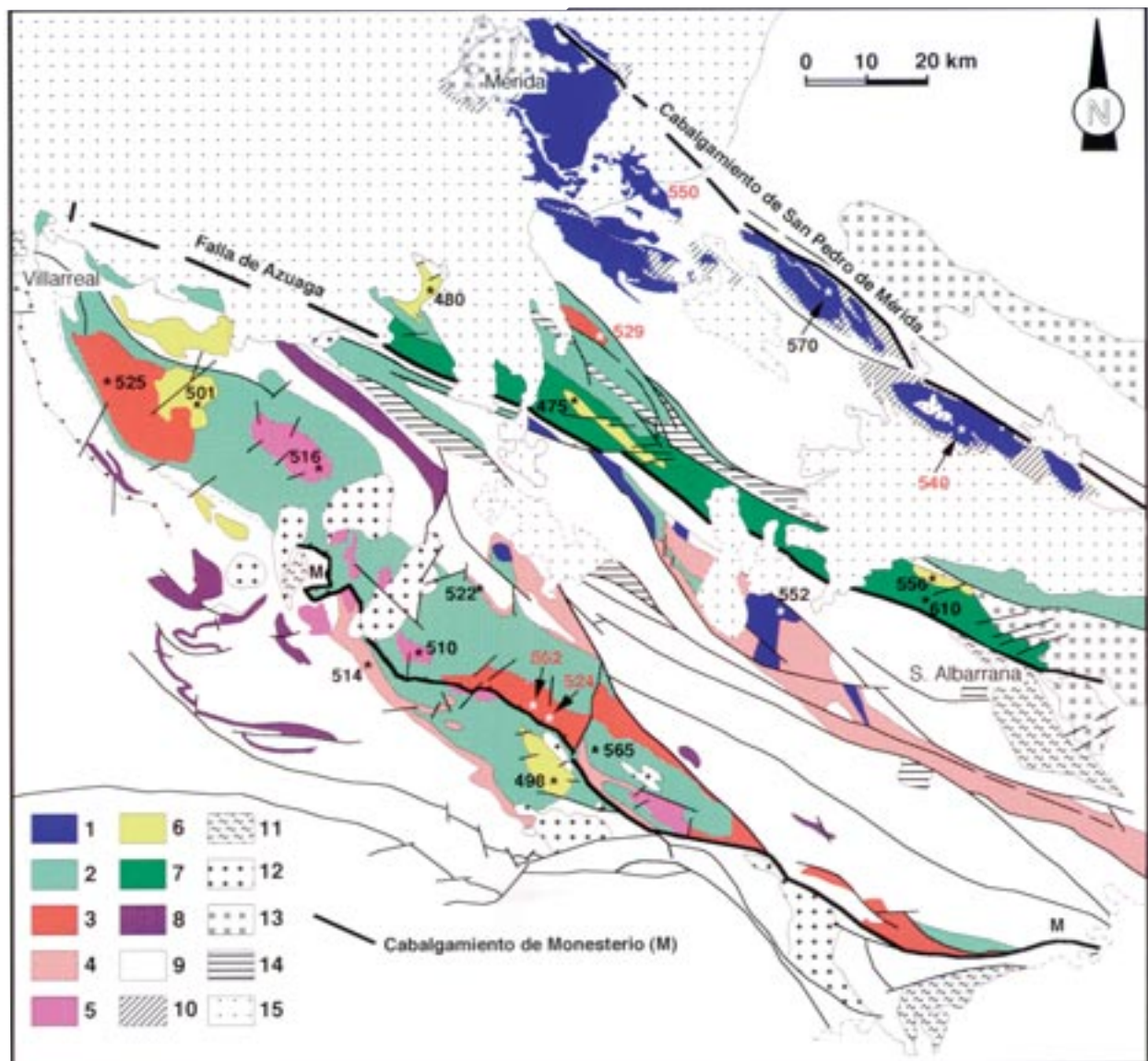


Fig. 1. Esquema geológico de las principales unidades de la Zona de Ossa Morena incluyendo edades significativas del ciclo Cadomiense. 1: granitoides (dioritas, tonalitas, granitos) y vulcanitas ácidas/básicas ('serie anfibolítica') de afinidad calcoalcalina, relacionados con el arco volcánico (plutones de Mérida, Zalamea, etc.). 2: metasedimentos con niveles de phtanitas (Serie Negra). 3: núcleos anatécnicos y granitoides cadomienses de origen cortical. 4: vulcanismo calcoalcalino tardiorogénico (Malcocinado, Bodonal-Cala). 5: granitoides albiticos cataclásticos tardi-postorogénicos (tipo La Tablada). 6: Paleozoico inferior indiferenciado (mayoritariamente Cambro-Ordovícico). 7: granitoides alcalinos relacionados con el Rift Cámbrico medio-superior. 8: vulcanismo bimodal asociado al Rift Cámbrico medio-superior. 9: rocas gneísicas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, incluyendo eclogitas, intensamente deformadas y retrogradadas durante la orogénesis hercínica. 10: rocas detríticas paleozoicas (Tremadoc-Arenig) discordantes sobre materiales del arco cadomiense. 11: domos metamórficos hercínicos asociados con cabalgamientos y accidentes extensionales mayores. 12: granitoides hercínicos tipo I tardi-postorogénicos, posiblemente relacionados con una subducción sudibérica. 13: granitoides hercínicos tipo Pedroches y lineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. 14: Carbonífero sin a postorogénico. 15: cobertera postpaleozoica. M: Cabalgamiento de Monesterio. Asteriscos y números en negro: edad de protolitos. Asteriscos blancos y números rojos o blancos: edad de metamorfismo. Para más detalles, véase texto.

rez et al., 1998) se encuentran rocas ígneas de edad cadomiense, es en la zona de Ossa-Morena donde las evidencias de magmatismo, deformación y metamorfismo relacionados con este ciclo se encuentran mejor preservadas. Las rocas sedimentarias

precámbricas y del Paleozoico inferior de esta área se pueden agrupar en dos conjuntos principales: (i) la Serie Negra, y (ii) un conjunto de series volcano-sedimentarias de edad atribuida generalmente al Proterozoico terminal en un sentido amplio, si bien

los nuevos datos radiométricos indican que tales edades pueden llegar hasta el Paleozoico inferior (Ordóñez et al., 1998). Además, existen distintos tipos de intrusiones emplazadas en los dos conjuntos anteriores, así como unidades metamórficas.

Las rocas precámbricas afloran ampliamente en varias estructuras antiformales mayores por debajo de unidades sedimentarias discordantes del Cámbrico temprano datadas con fósiles (Fig. 1). En el antiforme de Monesterio (sector centro-meridional de la ZOM), los materiales precámbricos sólo han sufrido modificaciones menores durante la orogénesis hercínica, permitiendo establecer los rasgos esenciales de la evolución cadomiense. Algo más al N, en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Laurent, 1974; Bladier, 1974), y posiblemente en su extensión hacia Elvas y Coimbra, las rocas precámbricas fueron intensamente modificadas por la orogenia hercínica. La transposición tectónica hercínica llega a ser de tal intensidad que algunos autores han propuesto que no es posible reconocer en las mismas vestigios de deformación y metamorfismo cadomienses (Schäfer, 1990; Azor et al., 1994), si bien no plantean tal objeción en los dominios situados al norte y al sur. En la parte más septentrional, Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Apalategui et al., 1983), los afloramientos de rocas precámbricas son escasos y de dimensiones mucho menores, y están variablemente modificados durante la evolución hercínica.

Desde los puntos de vista estructural y tectonoestratigráfico es posible reconocer varios dominios. El precámbrico de tipo Serie Negra es muy similar en todos ellos, aunque existen diferencias en su grado metamórfico. Los dominios situados al N y S del antiforme de Monesterio (separados por el cabalgamiento de igual nombre) se caracterizan porque las secuencias paleozoicas muestran algunas diferencias significativas.

Las series precámbricas

La zona de Ossa-Morena posee una sucesión precámbrica característica, la 'Serie Negra' (Carvalho, 1965), que se distingue por la presencia de intercalaciones de phtanitas (cuarcitas negras) comparables a las del Brioveriense inferior de Breña y por sus abundantes intercalaciones volcáni-

cas ácidas y básicas. Esta serie ocupa la posición basal de las secuencias tectonoestratigráficas en la mayor parte de la ZOM y en todos los casos su posición estratigráfica bajo el Cámbrico inferior datado con fósiles es inequívoca. La excepción tiene lugar en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, donde estructuralmente por debajo de la Serie Negra existe un apilamiento de láminas tectónicas con rocas metamórficas de grado medio-alto (gneises, anfibolitas, eclogitas, etc.; Ábalos et al., 1991b). Sobre la base de la naturaleza del salto metamórfico que existe en dicho contacto, se ha propuesto que el mismo es de tipo substractivo (Ábalos, 1990; Ábalos et al., 1990).

La sucesión tipo de la Serie Negra (p. e., antiforme de Monesterio) muestra de muro a techo: (1) un domo anatético basal, (2) una secuencia de esquistos biotíticos con niveles de cuarcitas negras y carbonatos, e intercalaciones de anfibolitas más frecuentes hacia el techo (Sucesión de Montemolín), y (3) una alternancia monótona de metagrauvas y pizarras con abundante contribución volcánica (Sucesión de Tentudía). La potencia del conjunto supera los 3.000 m. Todos los materiales semejantes a éstos, en los que predominan los colores oscuros, fueron denominados 'Serie Negra' por Carvalho (1965), aunque en la definición original se incluía un conjunto vulcanosedimentario superior (Formación Malcocinado: Fricke, 1941) que en la actualidad se considera independiente.

La edad absoluta de la Serie Negra no se conoce con precisión. Algunos datos permiten establecer la etapa final de depósito de los materiales de la Sucesión de Tentudía, mediante las edades de los zircones detríticos más jóvenes, en el entorno de 565 Ma (Schäfer et al., 1993).

Deformación y metamorfismo

En el antiforme de Monesterio (Fig. 1), existe acuerdo general acerca del hecho de que los materiales descritos fueron deformados durante el ciclo cadomiense. La Serie Negra muestra aquí dos fases de deformación sinmetamórfica. La primera se conserva relictiva en los microlitones de la foliación secundaria desarrollada durante la segunda fase. Sólo de forma esporádica aparecen estructuras mesoscópicas relacionadas con la primera fase. Se trata de plie-

gues de dirección E-W y vergencia al S. La segunda fase da lugar a la foliación principal, a la que se asocian estructuras indicativas de directrices ENE-WNW y vergencia al Sur. Se han reconocido figuras de interferencia de ambas fases de deformación a escala cartográfica en sectores muy concretos (Eguíluz y Ramón Lluch, 1983). Así, en los alrededores de Cabeza la Vaca se observan figuras de interferencia de pliegues del tipo 3 de Ramsay, enmascaradas por otras de tipo 2 originadas por la interferencia de estos pliegues con los de la segunda fase hercínica. Del mismo modo, en afloramiento es fácil observar estructuras menores de interferencia tipo 3 y puede constatarse igualmente que la foliación más patente es de crenulación y repliega una superficie previa de menor buzamiento (Eguíluz, 1988).

El metamorfismo regional fue de baja presión y presenta una disminución progresiva de las condiciones P-T hacia los niveles estructurales más altos (Eguíluz, 1988; Ábalos y Eguíluz, 1992b). Este metamorfismo fue el causante de la formación de núcleos anatécicos con rocas ígneas asociadas (granodioritas y leucogranitos) en los cuales el material que funde es esencialmente la parte baja de la Serie Negra. La evolución P-T ha sido interpretada como el resultado de la duplicación de una corteza adelgazada y el subsecuente colapso extensional (Eguíluz y Ábalos, 1992). Los datos sobre la edad de este metamorfismo oscilan entre ca. 562 y 524 Ma (Dallmeyer y Quesada, 1992; Ordóñez et al., 1997).

En los sectores septentrionales relacionados de la zona de Ossa-Morena y en la parte más meridional de la zona Centro Ibérica, que representarían el arco magmático sinorogénico cadomiense (Eguíluz et al., 1998), se puede llegar a conclusiones similares en cuanto a la deformación y metamorfismo de la Serie Negra, tanto a partir de datos de campo como radiométricos (p. e., domo de Mina Afortunada y antiforame de Peraleda; Blatrix y Burg, 1981; Ochsner, 1993; Ordóñez et al., 1997).

Sin embargo, la interpretación de la edad de las deformaciones y del metamorfismo de las unidades situadas por debajo de la Serie Negra en el corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba ha sido debatida. Las evidencias termobarométricas, aceptadas de forma general, son concluyentes en cuanto a que tales unidades registraron un metamorfismo típico de zonas de subducción con desarrollo de

paragénesis de media y alta presión (Mata y Munhá, 1986; Eguíluz et al., 1990; Ábalos et al., 1991b). Los datos radiométricos obtenidos para estas rocas han aportado edades diversas que pueden agruparse en los siguientes conjuntos: (i) edades del Precámbrico terminal, interpretadas como edades de protolito (p. e., Schäffer, 1990; Azor et al., 1995), (ii) edades cambro-ordovícicas, de intrusiones posteriormente gneisificadas (p. e., García Casquero et al., 1985; Lancelot et al., 1985), y (iii) edades hercínicas o ligeramente más antiguas, interpretadas como edades de enfriamiento postmetamórfico (Dallmeyer y Quesada, 1992). La transposición hercínica en este dominio es intensa, de tal modo que tanto los datos geológicos y estructurales de campo como su significado no son reconocidos del mismo modo por todos los autores.

Así, diversos autores han reconocido y descrito foliaciones y lineaciones relacionadas con estructuras mayores con expresión cartográfica (contactos entre unidades adyacentes con historias metamórficas distintas). Algunos contactos corresponderían a cabalgamientos cadomienses sinmetamórficos, incluyendo una lámina serpentinitica de probable origen mantélico entre las unidades metamórficas alóctonas y su paraautóctono. Las estructuras menores aparecen cortadas y englobadas por las intrusiones ortogneísicas del Paleozoico inferior en diversas localidades (p. e., Ábalos, 1990, 1992; Ábalos y Eguíluz, 1992c; Quesada, 1990, 1997; Dallmeyer y Quesada, 1992; Ábalos y Díaz-Cusí, 1995). Los datos cartográficos aludidos, que en lo esencial coinciden con la distribución de unidades litoestratigráficas en las hojas publicadas del Plan MAGNA, así como los referentes a las relaciones microtexturales entre metamorfismo y deformación, sugieren la existencia de una fase de deformación menos en los ortogneises que en su encajante.

Otros autores han propuesto una evolución exclusivamente hercínica para el corredor blastomilonítico. Burg et al. (1981) lo describen por primera vez como una banda de cizalla en la que predominan foliaciones verticales. Con posterioridad (Azor et al., 1994, 1995), han reinterpretado cartografías anteriores a las mencionadas más arriba y han mantenido este tipo de interpretación. Los mismos autores han considerado las edades en torno a 420-430 Ma (418 ± 2 Ma, U-Pb convencional de zircones

en rocas calcosilicatadas; 427 ± 45 , isocrona Sm-Nd de granate en eclogita; Schäfer et al., 1991), como edad del metamorfismo ligado a un proceso de subducción, e interpretan el corredor blastomilonítico como el límite ZOM-ZCI.

El vulcanismo del Paleozoico inferior

Sobre los materiales de la Serie Negra se dispone discordante una sucesión de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que presentan caracteres diferentes en los dos flancos del antiformal de Monesterio. Este último hecho ha llevado a individualizar dos series: (1) la Formación Malcocinado al N (Fricke, 1941), cuyo depósito tuvo lugar como mínimo hace ca. 522 Ma (Ordóñez et al., 1998), y (2) el Complejo de Bodonal-Cala al S (Hernández-Enrile, 1971; Eguíluz, 1988), equivalente a la Serie de Jabugo (Bard, 1969), datado en 514 Ma (Ordóñez et al., 1998). A pesar de la edad absoluta cámbrica de estas rocas, indicada por las dataciones disponibles hasta la fecha, estas sucesiones se encuentran estratigráficamente por debajo de las series terrígenas y carbonatadas del Cámbrico más temprano datadas con fósiles. Esta incongruencia plantea algunas dudas acerca de la edad del límite Cámbrico-Precámbrico en la zona de Ossa-Morena, así como sobre la exactitud de los datos radiométricos.

La Formación Malcocinado tiene un carácter predominantemente clástico. Abundan los términos conglomeráticos con cantos de rocas volcánicas y del substrato, especialmente de pizarras, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras. Los cantos de cuarcitas negras presentan ocasionalmente una estructuración previa (Eguíluz, 1988). Geoquímicamente su carácter es progresivamente más básico hacia el N y SE, donde son comunes las andesitas (Fm. San Jerónimo: Liñán, 1978). Las intercalaciones de tobas y lavas riolíticas conforman secuencias complejas en las que es difícil dilucidar la proporción de material volcánico y sedimentario. No obstante, la cantidad de material retrabajado aumenta hacia el techo de la Formación, que adquiere un carácter arcósico en el contacto con los materiales de la unidad suprayacente (Fm. Torreárboles), estratigráficamente aún por debajo de los primeros niveles de calizas atribuidas al Cámbrico inferior.

El Complejo de Bodonal-Cala es un conjunto de

rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición riolítica a dacítica con niveles cineríticos y epiclásticos de aspecto pizarroso y sucesiones ignimbríticas. Lateralmente pasan a rocas epiclásticas de composición arcósica. Las tobas cristalinas son abundantes en la parte inferior del complejo. Hacia el techo predominan las cineritas, que pasan de forma gradual al tramo carbonatado del Cámbrico inferior (Calizas de Cañuelo: Schneider, 1939).

Se considera que estos dos conjuntos, que llegan a situarse muy próximos en algunos sectores (El Pedroso-Puebla de los Infantes), son producto de un mismo episodio volcánico que, desde el punto de vista geoquímico, posee una afinidad calcoalcalina y es correlacionable con ambientes de arco magmático ensialico. La Formación Malcocinado representaría un arco relativamente juvenil, pues incluye términos toleíticos, mientras que el Complejo de Bodonal-Cala representaría un arco más evolucionado, con términos potásicos o incluso shoshoníticos (Sánchez Carretero et al., 1989).

Las rocas plutónicas

Las rocas plutónicas cadomienses pueden agruparse en dos conjuntos mayores situados en los sectores septentrional (Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) y centro-meridional (antiforme de Monesterio) de la zona de Ossa-Morena (Fig. 1).

Al N constituyen un conjunto volcánico con intercalaciones detríticas intruido por granitos porfídicos (Higuera de la Serena, Cerro Muriano) y dioritas formados y metamorfizados en un intervalo de 600 a 540 Ma (Bellon et al. 1979; Blatrix y Burg, 1981; Schäfer, 1990; Dallmeyer y Quesada 1992; Ochsner, 1993). Dichos granitoides fueron considerados por Ochsner (1993) como sinorogénicos precoces y calcoalcalinos, estando relacionados con un proceso de subducción y fusión de origen mantélico. Recientemente han sido interpretados por Eguíluz et al. (1997) como la parte plutónica de un arco magmático cadomiense en la que el encajante vulcanosedimentario representaría los niveles superficiales. Todos los materiales descritos aparecen cubiertos por series arcósicas discordantes de edad Tremadoc (Serie Intercalar). Los granitoides más septentrionales, en particular los de Mérida, Palomas e Higuera de la Serena, están afecta-

dos por cizallamientos hercínicos (Castro, 1988; Bandrés et al., 1998), en tanto que los más meridionales de este sector se encuentran mejor conservados (plutón de Ahillones). Su signatura geoquímica apoya la relación de estas rocas con ambientes de arco volcánico joven (arco de isla o continental) con filiación trondjemítica, en relación con una zona de subducción (Ochsner, 1993; Eguíluz et al., 1998).

Los granitoides del sector centro-meridional constituyen un conjunto formado mayoritariamente por granodioritas y leucogranitos de origen anatóctico con un grado variable, aunque en general bajo, de aloctonía. Forman una alineación de más de 200 km entre Portugal y Palma del Río (macizos de Táliga, Monesterio, Pintado, Garrotal, etc.). Geoquímicamente definen una serie de afinidad calcoalcalina. Los modelos de fusión parcial indican un protolito tipo Sucesión de Montemolín. La edad de este magmatismo está bastante bien constreñida en torno a los 525-530 Ma (Ochsner, 1993; Ordóñez et al., 1997).

Evolución geodinámica durante el Proterozoico superior-Paleozoico inferior

El modelo geodinámico que se describe a continuación (Fig. 2A) presenta una gran similitud con el propuesto para Bretaña (p. e., Chantraine et al., 1988). Así, en la zona de Ossa-Morena podrían considerarse dos dominios mayores:

– Dominio orogénico. Incluiría un arco propiamente dicho (dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) y una cuenca tras arco (el corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba). La parte septentrional correspondería al área de arco volcánico (sectores de Palomas, Peraleda del Zaucejo, Oliva de Mérida, etc.). En ella, los metasedimentos de la Serie Negra y unidades de vulcanitas diferentes de las de la Fm. Malcocinado (pero que intercalan ocasionalmente niveles de cuarcitas negras) están cubiertos en discordancia por unidades no metamórficas del Cámbrico. Estas rocas precámbricas aparecen intruidas por granitoides (dioritas y ortogneises de Mérida-La Serena-Montoro). Se propone aquí que la deformación y el metamorfismo cadomienses de la Serie Negra habrían estado relacionados con la subducción de una

cuenca tras arco, en la que se habría producido la amalgamación de unidades gneísicas orto y para-derivadas y de anfibolitas, bajo condiciones de metamorfismo de alta presión.

– Dominio intraplaca. Este dominio estaría situado al SW de la falla de Azuaga. Su carácter continental y terrígeno no excluye la posible influencia del arco volcánico situado al N como área fuente. El metamorfismo regional habría originado núcleos migmáticos y granitoides hace ca. 530 Ma (Ordóñez et al., 1997) comparables con los domos metamórficos de St. Malo y granitos de la Mancelia (Eguíluz et al., 1995).

La evolución geodinámica de los dos dominios anteriores incluiría un proceso de subducción complejo con las siguientes etapas:

(i) Desarrollo de un arco en relación con la subducción hacia el E (S en coordenadas geográficas actuales) del océano exterior cadomiense bajo el borde occidental de Gondwana (NO de África). El arco se habría originado sobre un margen continental activo y produjo rocas plutónicas y volcánicas que se intercalarían con sedimentos clásticos, incluyendo niveles de phtanitas. Las rocas basálticas originadas en los alrededores del arco estarían representadas por las rocas vulcanosedimentarias y los dioritoides de la alineación Mérida-La Serena-Montoro y por las anfibolitas de Montemolín o de Las Mesas. Algunas de las rocas más antiguas originadas durante este periodo (p. e., los protolitos de las anfibolitas de las Mesas de la banda Badajoz-Córdoba, 610 Ma; Schäfer, 1990) podrían haber experimentado un régimen metamórfico típico de las zonas de subducción durante este periodo, aunque por el momento no existen evidencias geocronológicas que avalen esta interpretación inequívocamente.

(ii) Distensión del margen trasero del arco y apertura de una cuenca tras-arco. Este proceso estaría acompañado por el desarrollo de vulcanismo bimodal (p. e., diques básicos en la unidad gneísica basal de la banda Badajoz-Córdoba y rocas alcalinas en la lámina leptinoanfíbólica; Ábalos et al., 1990). En esta cuenca, que no debió alcanzar una gran extensión, se habrían depositado materiales vulcanosedimentarios y, en zonas marginales, series pelítico-grauváquicas (autóctono relativo del mismo sector; Ábalos, 1990).

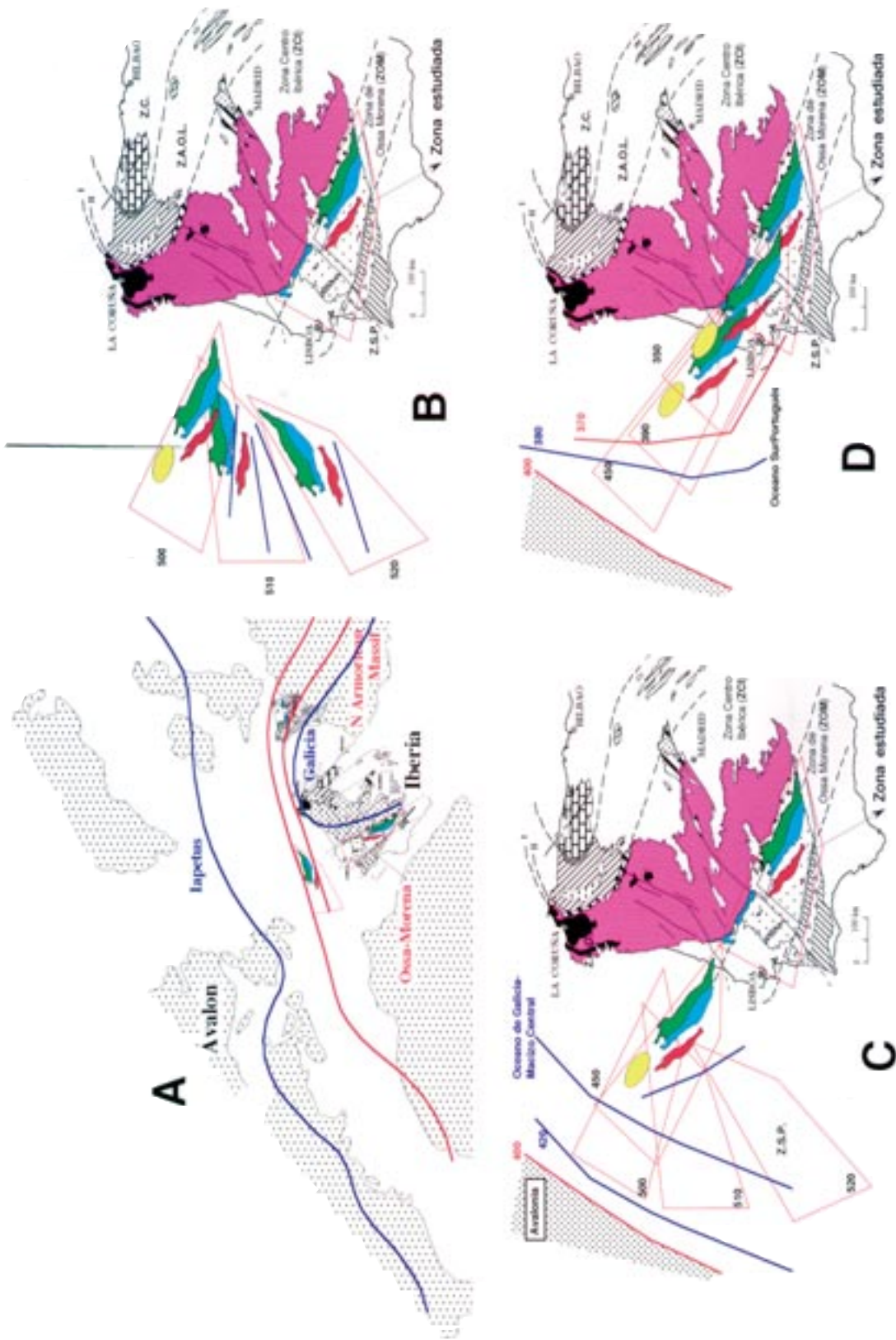


Fig. 2. A: Propuesta de correlación entre la Zona de Ossa Morena y el Macizo Armoricano. Se propone un orógeno probablemente de geometría lineal asociado a una zona de convergencia tipo andino con un arco y una cuenca tras arco asociados. La abundancia de micropalacas dificulta la reconstrucción del margen, indicándose únicamente la posición de dos fragmentos continentales. B: Modelo de fragmentación y evolución hipotética de la ZOM durante el Paleozoico inferior. Se observa un giro horario de la micropalaca de la ZOM, asociado al Rifting del Paleozoico inferior. C: Id. para el Paleozoico medio, se propone la convergencia con Avalonia y la aproximación de la ZOM al límite meridional de la zona Centro Ibérica. D: Id. para el Paleozoico superior, donde se muestra la evolución transcurrente durante el ciclo hercínico.

(iii) Inversión tectónica. La oclusión de la cuenca marginal habría condicionado el apilamiento sin-metamórfico de unidades de diferente grado del corredor blastomilonítico de Badajoz Córdoba descrito previamente. Estos accidentes, que pudieron haber controlado la estructuración de la cuenca paleozoica, han debido rejugarse durante el hercínico lo que hace difícil individualizarlos. Los escasos datos cinemáticos disponibles y la geometría del apilamiento se pueden interpretar como evidencia de un emplazamiento tectónico de las unidades hacia el S (en coordenadas geográficas actuales) congruente con la anisotropía sísmica del manto litosférico fosilizada y reconocida bajo este sector de la zona de Ossa-Morena. Estas directrices estructurales son coincidentes también con las directrices de las estructuras pre-ordovícicas (plegamiento y foliaciones) reconocidas en la parte meridional de la zona centroeibérica (López-Díaz, 1993, 1995). Por una parte, la edad de este proceso sería posterior al metamorfismo de grado alto registrado por algunas láminas implicadas. Tal es el caso del domo anatético de Mina Afortunada, situado en la parte inferior de la Serie Negra, donde la migmatización ha sido datada en 510 Ma por Ochsner (1993) y en 529 Ma (Ordóñez et al., 1997). Por otra parte, la inversión tectónica sería anterior a la edad de las intrusiones graníticas que cortan el apilamiento tectónico (Ábalos, 1990, 1992; Quesada, 1990, 1997). Entre ellas se pueden citar las de Alter Pedroso, Almendralejo, Ribera del Fresno y Las Minillas, cuyas edades de emplazamiento han sido establecidas en torno a 480 Ma por diferentes autores (p. e., Priem et al., 1970; Lancelot y Allegret, 1982; García Casquero et al., 1985; Ochsner, 1993). Los sedimentos sinorogénicos se habrían acumulado en el dominio continental situado hacia el NE (según las coordenadas geográficas actuales) incorporando abundantes fragmentos de phtanitas y presentando los rasgos característicos de una cuenca molásica con carácter transcurrente (tramo inferior del 'Complejo Esquistos-Grauváquico'; Santamaría, 1995).

(iv) Engrosamiento cortical. La corteza continental situada hacia el S actual habría sufrido un engrosamiento responsable del desarrollo del metamorfismo regional de baja presión y de las estructuras tanguenciales con vergencias al S asociadas (Eguíluz y Ra-

món-Lluch, 1983; Eguíluz, 1988) que se pueden reconocer en la actualidad en el sector central de la zona de Ossa-Morena. La edad de dicho metamorfismo ha sido acotada entre 560 y 530 Ma (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992).

(v) Cratonización, relajación, erosión y adelgazamiento de la corteza previamente engrosada. Este periodo dió paso de forma muy rápida a un adelgazamiento cortical generalizado que originaría las cuencas paleozoicas e instauraría gradualmente el proceso de rifting intracontinental del Cámbrico. Consecuencia de este proceso es la formación de los distintos domos anatéticos (Monesterio, Mina Afortunada etc.).

Ábalos y Eguíluz (1992a), teniendo en cuenta las semejanzas en la distribución y características de dominios y unidades entre la ZOM y Bretaña, propusieron un giro horario de la ZOM previo a la traslación hercínica que implicaba una reconstrucción de la zoneografía y polaridad de la subducción cadomiense contraria a la del dominio Armoricano y a la descrita en la sección previa. Se conocen ejemplos geológicos en los que se da esta circunstancia (los Pirineos al E y O de la falla de Pamplona; Choukroune, 1992) sin perder el carácter lineal de las cadenas de plegamiento. El modelo propuesto actualmente (Eguíluz et al., 1995) es compatible con la evolución observada en el Macizo Armoricano. De hecho, un giro antihorario inferior a 90 grados al deshacer la traslación hercínica, coloca a la zona estudiada en la prolongación de los dominios de dicho Macizo. De esta forma se pone también en evidencia el carácter de cadena lineal de tipo andino que originalmente debió tener el orógeno cadomiense (Murphy y Nance, 1987, 1991), como sugieren las reconstrucciones continentales recientes (Torsvik y Trench, 1991; Franke y Oncken, 1995; Moczydlowska, 1995; Soslavinsky, 1995, etc.).

La etapa post-orogénica durante el Paleozoico inferior y medio

La fragmentación del orógeno cadomiense se inició con una extensión que dió paso a la instauración de una plataforma cámbrica en el dominio meridional, mientras que el septentrional permanecería emergido (Fig. 2B). En las proximidades de

la zona emergida, se desarrolló un sistema clástico (Sierra Albarrana) cuya potencia disminuye hacia el S y cambia lateralmente a una plataforma mixta y finalmente carbonatada. Por encima de los carbonatos se instauró una sedimentación clástica relacionada con un ciclo mayor regresivo (regresión Hacke Bay) que culmina en un nivel cuarcítico generalizado (barra cuarcítica, cuarcita de Castellar, etc.). Según este esquema, coherente con la cartografía más reciente de la zona, las propuestas de múltiples unidades cámbricas (Liñán y Perejón, 1981; Liñán y Quesada, 1990; etc.) pierden sentido, permitiendo proponer una cuenca única y continua con algunas diferencias de orden menor transversalmente (Eguíluz et al., 1995).

El proceso de rifting que se infiere en algunos sectores a partir del estudio de las unidades situadas inmediatamente por encima de la plataforma carbonatada (p. e., en Jerez de los Caballeros), estuvo acompañado por un magmatismo bimodal alcalino. Secuencias de basaltos, espilitas y cuarzoqueratófidos, poco potentes en el sector NE (Sierra Albarrana), alcanzan una gran potencia en los sectores meridionales (sinclinal de Alconera y flanco S del antiformal de Monesterio).

Plutones gabroicos (alineación Jerez-Palma del Río, etc.) y granitoides alcalinos asociados al antedicho volcanismo bimodal han sido datados en torno a 480 Ma (Priem et al., 1970; Lancelot y Allegret, 1982; García Casquero et al., 1985). Ochsner (1993) obtuvo edades de 498 \pm 10/-7 Ma para el granito del Castillo y de 501 \pm 4/-3 Ma para el de Barcarrota. Las dataciones publicadas de otros granitoides tradicionalmente considerados en este conjunto (p. e., los ortogneises de Ribera del Fresno y Las Minillas) son más problemáticas o bien no existen datos (Pedroso, Almendral). Dependiendo de la técnica utilizada, las edades son en ocasiones más antiguas (p. e., 556 \pm 159/-67 Ma, orogénesis de Las Minillas; cf. Ochsner 1993) y los intervalos de acotación de las mismas demasiado amplios (p. e., 632 \pm 192/-74 Ma, orogénesis de Ribera del Fresno; cf. Schäffer, 1990).

En estrecha relación espacial con los gabros, existe una serie de pequeños plutones albiticos cataclásticos datados en torno a 510 Ma (p. e., Tablada, 512 \pm 8 Ma; Salvatierra, 516 \pm 9/-3 Ma; cf. Ochsner, 1993). No obstante, estos granitoides muestran más

semejanzas petrográficas, geoquímicas, e incluso de edad, con las vulcanitas del complejo Bodonal-Cala (514 \pm 9 Ma; Ordóñez et al. 1998), por lo que también cabe pensar que denotan la transición de la convergencia litosférica al rifting.

Las asociaciones paleontológicas del Cámbrico inferior de la zona de Ossa-Morena presentan marcadas diferencias con las faunas del Cámbrico inferior del resto de la Península Ibérica y de Europa occidental, al tiempo que muestran grandes similitudes con las faunas de trilobites de la misma edad del Anti-Atlas en Marruecos (Liñán y Sdzuy, 1978; Gil Cid y Bernal, 1988; Gil Cid, 1991), donde el contexto geodinámico para el Proterozoico terminal (Piqué y Michard, 1989; Piqué et al., 1991) es comparable. Estas diferencias desaparecen hacia el Cámbrico medio.

La evolución del proceso de rifting en el Cámbrico superior-Ordovícico, con desarrollo de más de un surco subsidente (Zafra-Córdoba, Barrancos, S de Aracena), habría condicionado la formación de una gran plataforma continental y de una cuenca oceánica en forma de cuña debido al giro horario de la microplaca de la ZOM resultado de una apertura con componente rotacional. Sobre la geometría de los accidentes extensionales (posiblemente fallas lístricas) y su buzamiento apenas existen evidencias, habiéndose propuesto disposiciones geométricas diversas entre las que destacan las dominadas por fallas buzantes al S (Ribeiro et al., 1990), al N (Silva, 1997), y en ambos sentidos con geometría de fosa (Oliveira et al., 1991). En el sector meridional se formaría una cuenca profunda (mar de Galicia y del Macizo Central) una de cuyas zonas de expansión máxima podría corresponder a la alineación de gabros del flanco S del antiformal de Monesterio (Jerez de los Caballeros-Puebla de los Infantes) con composición N-MORB (Carracedo et al., in prep.). En esta cuenca se depositarían las series pelíticas del Cámbrico medio-superior y Ordovícico, mientras que en el sector septentrional, emergido y próximo al continente, no hay depósito o es muy fragmentario hasta las secuencias detríticas groseras del Cámbrico superior-Tremadoc (Serie Intercalar). El proceso extensional pudo no haber sido totalmente uniforme. No obstante, el desarrollo de la cuenca parece continuo en el tiempo desde el Cámbrico medio-superior hasta el Silúrico,

culminando con la formación de corteza oceánica y el giro de la ZOM hasta una posición aproximadamente paralela a la actual. Así, los protolitos de las eclogitas del área de Evora podrían representar restos de tal corteza (Pedro y Munhá, 1997) la cual podría correlacionarse de forma provisional con algunas de las unidades alóctonas de Galicia.

Evolución hercínica de la zona de Ossa-Morena

Deformación: estructuras verticales y zonas de cizalla

Las deformaciones hercínicas tienen una expresión estructural fuertemente condicionada por la anisotropía mecánica de una corteza formada por un zócalo metamórfico precámbrico y una cobertera sedimentaria paleozoica (Fig. 2C).

En el zócalo, la primera fase de deformación hercínica dió lugar a grandes zonas de cizalla con deformación dúctil y frágil-dúctil donde se enraizan cabalgamientos y grandes pliegues tumbados de la cobertera paleozoica (p. e., sector de Fuente del Maestre y flanco S del antiformal de Monesterio, en la que se despegan los pliegues-manto de Cumbres). La dirección de emplazamiento de estas estructuras (N190-210E) es ligeramente oblicua a las directrices regionales. En los núcleos de los pliegues que afectan a las unidades paleozoicas se producen bandas miloníticas y foliaciones de plano axial. Las rocas ígneas prehercínicas sufren una deformación generalizada cuya intensidad varía en función de la proximidad a estructuras mayores.

La segunda fase de deformación hercínica dió lugar, tanto en la cobertera como en el zócalo, a grandes pliegues de plano axial vertical y a zonas de cizalla frágil subverticales responsables de los rasgos cartográficos mayores. Estos pliegues asocian en las zonas más internas de las charnelas una esquistosidad de crenulación.

Hacia el final del proceso de convergencia se produjo el levantamiento del sector central de la zona originando una serie de estructuras retrovergentes que se pueden seguir de forma discontinua a lo largo de una banda desde el N de Lora del Río hasta Estremoz en Portugal. Estos accidentes conllevan localmente una deformación dúctil (como la que afecta al granito del Garro-

tal) y a escala regional marcan el límite de la cuenca molásica sinorogénica que se forma al N (proximidades de la banda Badajoz Córdoba). Dos bandas litosféricas (Beja-Acebuches y Badajoz-Córdoba) registraron una intensa deformación dúctil con una componente generalizada de transpresión izquierda que les confiere caracteres específicos. Aunque ambas presentan los rasgos tectónicos característicos de las zonas de sutura, no son equivalentes. Así, mientras la primera (Beja-Acebuches) es una sutura claramente hercínica (Crespo-Blanc, 1991; Ábalos et al., 1991a), la segunda correspondería a una zona de cizalla intracontinental (Burg et al., 1981) que reactiva durante el Paleozoico superior una zona de sutura más antigua (Quesada, 1990, 1997; Ábalos y Díaz Cusí, 1995).

Metamorfismo: domos migmáticos

Exceptuando el sector meridional de la zona de Ossa-Morena, el metamorfismo regional hercínico asociado al engrosamiento cortical (fases D1+D2) tuvo, en general, poca relevancia a escala regional, alcanzando la facies de los esquistos verdes o de las anfibolitas de grado bajo. Sin embargo, en el Macizo de Aracena y sus prolongaciones hacia Almadén de la Plata (E) y Beja (O) el metamorfismo regional hercínico incluye una historia progradada que alcanza temperaturas de anatexia a bajas presiones. Dicha evolución P-T habría estado relacionada posiblemente con el ascenso de materiales mantélicos, ya sea en un contexto distensivo, ya sea en relación con la subducción de una zona de dorsal (Bard, 1969; Castro et al., 1996). La evolución retrógrada subsecuente aparece relacionada con el funcionamiento de grandes zonas de cizalla dúctil que emplazaron los materiales de la zona de Ossa-Morena (macizo de Aracena y ofiolita de Beja-Acebuches) sobre materiales volcanosedimentarios de la zona surportuguesa (Crespo-Blanc, 1991; Ábalos et al., 1991a; Castro et al., 1996). Los vestigios de procesos de subducción hercínica aparecen bien representados en varias unidades alóctonas dentro de la zona de Ossa-Morena (Safira, Alvito, etc.), aunque su relación con el metamorfismo regional del macizo de Aracena no está clara.

Procesos metamórficos que alcanzaron el grado alto se registraron también en los domos térmicos formados en relación con el colapso gravitacional y la tectónica distensiva subsiguientes. El emplazamiento de domos migmáticos en niveles superficiales tuvo lugar favorecido por la presencia de accidentes extensionales resultantes de la reactivación e inversión tectónica de cabalgamientos y zonas de cizalla mayores más antiguos formados durante las etapas de engrosamiento cortical. Los domos principales aparecen en Sierra Albarrana y Villarreal en relación con la falla de Azuaga, y en Lora del Rio y Valuengo en estrecha relación espacial con el cabalgamiento de Monesterio (González del Tánago y Peinado, 1990; González del Tánago y Arenas, 1991; Apraiz et al., 1993a y 1993b; Apraiz, 1996, 1998).

Los estudios de detalle realizados en algunos de estos domos con núcleos anatéticos muestran una reactivación irregular de los accidentes extensionales que permiten su ascenso, así como el hecho de que algunos de los accidentes más importantes podrían ser estructuras heredadas de la orogenia cadomiense.

Las rocas intrusivas: interacción manto-corteza

Se trata fundamentalmente de cuerpos intrusivos de afinidad calcoalcalina con zonaciones complejas, generalmente de carácter inverso: rocas básicas en el centro y términos más ácidos hacia los bordes. Son plutones gabroicos a monzograníticos con estructuras acumulativas y foliaciones magmáticas. Los datos petrológicos y geoquímicos indican una participación importante de componentes mantélicos en su origen (Pons, 1982). Los macizos de Burguillos del Cerro, Brovales, Valencia del Ventoso y otros afines como Culebrín, Santa Olalla del Cala y Ventas Quemadas, tradicionalmente interpretados como sintectónicos con respecto a la primera fase de deformación hercínica (Brun y Pons, 1981; Pons, 1982), parecen estar en realidad afectados únicamente por accidentes frágiles tardihercínicos (p. e., falla de Zufre en Santa Olalla de Cala; Eguíluz et al., 1989), si bien su emplazamiento estuvo controlado en ocasiones por accidentes mayores y campos de esfuerzos hercínicos (p. e., macizo de Valencia del Ventoso en relación con el cabalgamiento de Monesterio).

Evolución geodinámica de la zona de Ossa-Morena durante el Paleozoico superior

Tras el periodo extensional del Paleozoico inferior y medio, debió tener lugar un proceso de convergencia litosférica que se inició con la subducción del océano formado hacia el NO bajo un continente occidental, Avalonia al N y un fragmento separado de la zona de Ossa-Morena en la transversal ibérica. El proceso culminaría con la colisión de los fragmentos continentales que en los sectores más septentrionales originó extensas unidades eclogíticas y granulíticas (complejos alóctonos del NO), así como abundantes granitoides y áreas metamórficas de grado alto. En la zona de Ossa-Morena, sin embargo, ésta colisión se manifestó más bien como una tectónica de escape relacionada con un proceso de convergencia oblicua, que como una colisión continental frontal.

Durante la etapa inicial de la convergencia se habrían formado las láminas eclogíticas del S de la zona de Ossa-Morena (Safira, Albito, etc. en Portugal), equivalentes de los alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes y zona de Ligeria. La mayor parte de los investigadores coinciden en que este proceso de convergencia se desarrolla entre 400 y 375 Ma (Jones, 1991; Martínez Catalán et al., 1997; Dallmeyer et al., 1997). En el Devónico inferior, quizás relacionado con la tectónica de escape, se produjo la apertura de una nueva cuenca oceánica al W de la cadena que estaba terminando de constituirse (Fig. 2D). La apertura oceánica, relativamente rápida y limitada en el tiempo a unos 10-20 Ma de acuerdo con diferentes autores (Franke et al., 1995, Martínez Catalán et al., 1997) habría dado lugar a un océano de pequeñas dimensiones (ca. 500 km) que se prolongaría por el extremo S en el límite de la zona de Ossa-Morena con la surportuguesa (Beja-Acebuches; Noblet y Lefort, 1990; Oczlon, 1990; Franke et al., 1995; Martínez Catalán et al., 1997).

A partir del Devónico medio tuvo lugar una convergencia generalizada (orogenia hercínica s. str.). La subducción hacia el N o NO del océano que separaba las zonas de Ossa-Morena y surportuguesa aparece registrada en la ofiolita de Beja-Acebuches y terrenos adyacentes. La reactivación en el N de la antigua cuenca tras-arco cadomiense de Badajoz-Córdoba originó una zona de cizalla intracontinental que permitió el desplazamiento izquierdo de la

zona de Ossa-Morena hasta su posición actual, así como el engrosamiento cortical de este sector. El colapso gravitacional subsecuente estuvo asociado al emplazamiento de distintos granitoides ricos en componentes mantélicos y de domos metamórficos.

En el entorno de la cadena que se levantaba se produjeron sendas cuencas sinorogénicas de antepaís que se rellenaron con materiales carboníferos de tipo culm: una sobre la zona de cizalla septentrional (cuenca de Los Pedroches) y otra, más importante, al S de la zona meridional de subducción (culm de la zona surportuguesa). En el Carbonífero superior (Estefaniense), se formaron cuencas intramontañosas rellenas con materiales continentales discordantes que marcan el final de la orogenia. La deformación intracontinental frágil tardihercínica culminaría el ciclo configurando una situación no muy diferente de la que se observa en la actualidad.

Cuestiones pendientes

Los modelos geodinámicos propuestos más arriba dan una idea coherente de la historia geológica de la zona de Ossa-Morena en el periodo considerado. Sin embargo, todavía existen numerosos problemas no resueltos sobre aspectos específicos de la evolución tectónica regional y sobre la cronología precisa de algunos procesos. Entre ellos mencionaremos los siguientes:

– ¿Cómo se produjo la agregación de la zona de Ossa-Morena y la zona centroibérica, cuál es su geometría y cuál su impronta tectónica en esta última?

– ¿Cuál es el significado de la complejidad tectónica y geocronológica, así como de la evolución de la banda de Badajoz-Córdoba a escala litosférica?

– ¿Cuáles son los marcos tectónicos en los que se encuadran los metamorfismos de baja presión cadomiense en el antiformal de Monesterio y hercínico en el macizo de Aracena-Almadén de la Plata?

– ¿Existe alguna relación entre los zócalos de la zona de Ossa-Morena y la zona surportuguesa?

– ¿Porqué las edades radiométricas del metamorfismo/deformación en las rocas cadomienses son más modernas que la edad atribuida al Cámbrico inferior que las cubre discordantemente?. Situaciones como ésta, en la que las edades radiométricas del metamorfismo que afecta a un zócalo son más modernas que la edad de los sedimentos de su covertera, se han citado también en orógenos mucho más modernos (Zeck et al., 1992). Si las causas son instrumentales, debidas a la historia compleja y dilatada de los sistemas geológicos, o si son inherentes a los supuestos que subyacen a cada técnica radiométrica, ello podría tener profundas implicaciones en la interpretación (con mayor o menor grado de precisión) de las edades absolutas de procesos geológicos cuya cronología relativa se establece de forma independiente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica PB93-0410/C03 y PB95-1035, y por los de la Universidad del País Vasco EB034/96. Los trabajos rereacionados con las dataciones radiométricas han sido financiados por la Swiss National Science Foundation.

Bibliografía

- Ábalos, 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. del País Vasco, 430 p.
- Ábalos, B. (1992): Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia, implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *J. Struct. Geol.*, 14: 807-823.
- Ábalos, B. and Díaz-Cusí, J. (1995): Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: a case study on continental lithosphere deformation. *Tectonics*, 14: 1.021-1.040.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1990): 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: 73-76.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1992a): Evolución geodinámica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico superior-Cámbrico inferior. In: J. C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura. Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 577-591.
- Ábalos, B. and Eguíluz, L. (1992b): Structural Geology of the Mina Afortunada Gneiss Dome (Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain). *Annales Tectonicae*, 6: 95-110.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1992c): El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: de la subducción-colisión cadomiense a la transpresión hercínica - The Badajoz-Córdoba Ductile Shear Belt: from Cadomian subduction/collision to Hercynian Transpression. *Libro-Guía de la excursión n.º 1 de la Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América - VIII Reunión del Grupo de Ossa-Morena. Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 2: 170 p.
- Ábalos, B., Eguíluz, L. y Apalategui, O. (1990): Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.
- Ábalos, B., Gil Ibarra, I. and Eguíluz, L. (1991a): Structural and metamorphic evolution of the Almadén de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South-

- Portuguese Zones of the Iberian Variscan Fold Belt. *Tectonophysics*, 191: 365-387.
- Ábalos, B., Gil Iburguchi, I. and Eguiluz, L. (1991b): Cadomian Subduction/Collision and Variscan Transpression the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics*, 199: 51-72.
- Apalategui, O., Borrero, J. D. e Higuera, P. (1983): División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.*, 7: 73-80.
- Apraiz, A. (1996): Características estructurales asociadas al núcleo metamórfico de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 20: 905-908.
- Apraiz, A. (1998): *Geología de los macizos de Lora del Río y Valuengo (Zona de Ossa-Morena). Evolución tectonometamórfica y significado geodinámico*. Tesis. Univ. del País Vasco, 575 p.
- Apraiz, A., Eguiluz, L. y Ábalos, B. (1993a): Evolución metamórfica y anatexia en el núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 85-103.
- Apraiz, A., Eguiluz, L. y Ábalos, B. (1993b): Anfibolitas del Núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). Petrografía, geotermobarometría y significado geodinámico. *Bol. Geol. Min.*, 104: 664-680.
- Azor, A., González-Lodeiro, F. and Simancas, F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.
- Azor, A., Bea, F., González Lodeiro, F. and Simancas, J. F. (1995): Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena / Central Iberian contact (Variscan belt, south-west Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, 84: 375-383.
- Balé, P. and Brun, J. P. (1986): Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne): un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Devonien. *Bull. Soc. Géol. France.*, (8) 2: 471-477.
- Balé, P. and Brun, J. P. (1989): Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *Jour. Struct. Geology*, 11: 391-405.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Gonzalo, J. C. y Carracedo, M. (1998): El macizo de Mérida, un arco volcánico cadomiense reactivado en el Hercínico. *Geogaceta* (en prensa).
- Bard, J. P. (1969): *Le Metamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique*. Thèse USTL, Univ. Montpellier, 397 p.
- Bellon, H.; Blachère, H.; Crousilles, M.; Deloche, Ch.; Dixsaut, C.; Hertrich, B.; Prost-Dame, V.; Rossi, P.; Simon, D. & Tamain, G. (1979): Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique.- *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.
- Bladier, V. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne Herynienne Sud-Ibérique à l'ouest d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques - classification - interpretation*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier, 97 p.
- Blatrix, P. and Burg, J. P. (1981): 40Ar/39Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*, 10: 470-478.
- Brun, J. P. and Balé, P. (1990): Cadomian tectonics in northern Brittany. In: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51: 95-114.
- Brun, J.P. and Pons, J. (1981): Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 3: 219-229.
- Burg, J. P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. and Ribeiro, A., 1981: Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 15-42.
- Carvalho, B. A. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 11: 1-130.
- Castro, A. (1988): Los granitoides deformados de la banda del Guadamez (La Serena, Badajoz). In: (Bea F. et al., Eds.), *Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, Madrid, pp. 413-426.
- Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J. D., Moreno Ventas, I. and Rogers, G. (1996): Significance of MORB-derived amphibolites from the Aracena metamorphic belt, Southwest Spain. *Jour. Petrol.*, 37: 235-260.
- Chantraine, J., Chauvel, J. J., Balé, P., Denis, E. et Rabu, D. (1988): Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et le orogène cadomien en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France, Paris*, 8: 821-829.
- Choukroune, P. (1992): Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20: 143-158.
- Cogné, J. (1990): The cadomian orogeny and its influence on the variscan evolution of western Europe. In: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51: 305-311.
- Crespo-Blanc, A. (1991): *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Arache (Macizo Ibérico meridional): un contacto mayor en la Cadena Hercínica europea*. Tesis Univ. Sevilla, 329 p.
- Dallmeyer, R. D. and Quesada, C. (1992): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*: 216: 339-364.
- Dallmeyer, D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Iburguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. and Aller, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the Iberian Massif: Evidence from Ar/Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- Dissler, E., Doré, F., Dupret, L., Gresselin, F. et Le Gall, J. (1988): L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, 8: 810-814.
- D'Lemos, R. S., Strachan, R. A. and Topley, C. G. (1990): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51: 423 p.
- Eguiluz, L. (1988): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco, 694 p.
- Eguiluz, L. and Ábalos, B. (1992): Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). *Precambrian Res.*, 56: 113-137.
- Eguiluz, L. y Ramón Lluch, R. (1983): La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Ossa Morena. *Stud. Geol. Salmant.*, 18: 171-192.
- Eguiluz, L., Carracedo, M. y Apalategui, O. (1989): Stock de Santa Olalla de Cala (Zona de Ossa Morena, España). *Stud. Geol. Salmant.*, V.E. 4: 145-157.
- Eguiluz, L., Ábalos, B. y Gil Iburguchi, J. I. (1990): Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (SO de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*, 7: 28-31.
- Eguiluz, L., Apraiz, A., Ábalos, B. et Martínez-Torres, L. M. (1995): Evolution of the zone d'Ossa Morena (Espagne) au course du Protérozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Géologie de France*, 3: 35-47.
- Eguiluz, L., Apraiz, A., Martínez-Torres, L. M. y Palacios, T. (1997): Estructura del sector de Zafrá: implicaciones en la subdivisión de unidades cámbricas en la Zona de Ossa-Morena (ZOM). *Geogaceta*, 22: 59-62.
- Eguiluz, L., Apalategui, O. y Bandrés, A. (1998). El cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro, límite entre las Zonas de Ossa Morena y Centro Ibérica. *Geogaceta* (en prensa).
- Fernández Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G. A. and Jackson, S. (1998): Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids (northern Spain). The bearing on the Cadomian/Avalonian evolution of NW Iberia. *Canadian Journal of Earth Sciences* (en prensa).
- Franke, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. In: Dallmeyer, R.D., (Ed.): *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 230: 67-90.
- Franke, W. and Engel, W. (1986): Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. Géol. France*, 28: 25-33.
- Franke, W. and Oncken, O. (1995): Zur prädevonischen Geschichte des Rhe-nohercynischen Beckens. *Nova Acta Leopoldina*, 291: 53-72.
- Franke, W., Dallmeyer, D. and Weber, K. (1995): Geodynamic evolution. In Dallmeyer, D., Franke, W. y Webwe, K. (Eds.): *Pre-Permian geology of Central and Western Europe*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 579-593.
- Fricke, W. (1941): *Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Tesis, Universidad de Berlin, 91 p.
- García Casquero, J. L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. and Priem, H.N.A. (1985) Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba Belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, 74: 379-384.
- Gebauer, D. and Friedl, G. (1993): A 1.38 Ga protholith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone) of the Southern Bohemian Massif. NE-Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. *Eur. Jour. Mineral.*, 5: 115.

- Gil Cid, M. D. (1991): Caracterización paleontológica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y sus paleorreacciones con Marruecos y Centroeuropa. *Bol. Geol. Min.*, 102: 3-18.
- Gil Cid, M. D. y Bernal Barreiro, G. M. (1988): Afinidades entre los trilobites del Cámbrico Inferior del SO de Ossa-Morena y los del Anti-Atlas. *Com. II Congreso Geológico de España*, I: 281-284.
- González del Tánago, J. y Peinado, M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Min.*, 101: 678-700.
- González del Tánago, J. y Arenas, R. (1991): Anfíbolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 251-269.
- Grünenfelder, M., Popescu, G., Soroiu, M., Arsenescu, V. and Berza, T. (1983): K-Ar and U-Pb Dating of the Metamorphic Formations and the associated Igneous Bodies of the Central South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz. Bucuresti*, 61: 37-46.
- Hernández Enrile, J. (1971): Las rocas porfiríoides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinal Olivenza- Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82: 143-154.
- Jones, K. A. (1991): Palaeozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *Jour. Geol. Soc. London*, 148: 55-64.
- Julivert, M., Fonboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.A. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1:1.000.000 y memoria explicativa. *Publ. IGME*, 113 p.
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des Variszischen Gebirgesbaues. *Abb. Sachs. Geol. Land.*, 1-39.
- Lancelot, J. R. et Allegret, A. (1982) Radiochronologie U/Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *N. Jb. Miner. Mh.*, 9: 385-394.
- Lancelot, J. R., Allegret, A. and Iglesias Ponce de León, M. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Letters*, 74: 325-337.
- Laurent, P. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba a l'ouest d'Azuaga*. Thèse 3eme cycle. Univ. Montpellier, 105 p.
- Liñán, E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212 p.
- Liñán, E. and Szűzy, K. (1978): A trilobite from the lower Cambrian of Córdoba (Spain) and its stratigraphical significance. *Senckenbergiana Lethaea*, 59: 387-399.
- Liñán, E. y Perejón, A. (1981): El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SO de España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 79: 125-148.
- Linán, E., and Quesada, C. (1990): Ossa-Morena Zone: Rift phase (Cambrian). In: Dallmeyer, R.D. and Martínez-García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 259-266.
- López Díaz, F. (1993): La estructura del anticlinal de Navalpino (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 145-163.
- López Díaz, F. (1995): Late Precambrian series and structures in the Navalpino variscan anticline (Central Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, 84: 151-163.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. *Geol. For.*, 4: 78-92.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., García, F.D. and Abati, J. (1997): The variscan accretionary complex of NW Iberia: Involved terranes and succession of tectonothermal events. *XIV Reun. Geol. Oeste Penin.*, 117-122.
- Mata, J. and Munhá, J., (1986): Geodynamic significance of high grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Abstract. Maleo*, 2: 28.
- Matte, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. In: R.D. Hatcher, Jr. & L. Zonenshain (Eds.): *Accretionary Tectonics and Composite Continents*. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Matte, Ph. and Hirn, A. (1988): Seismic signature and tectonic cross-section of the variscan crust in western France. *Tectonics*, 7: 141-155.
- Moczyłowska, M. (1995): Cambrian microplankton distribution in Iberia and Baltica, and possible palaeogeographic relationships. *XII Reun. Geol. Oeste Penin.*, 117-120.
- Murphy, J. B. and Nance, R. D. (1987): Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, 17: 735-738.
- Murphy, J. B. and Nance, R. D. (1991): Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic Orogenic belts. *Geology*, 19: 469-472.
- Neugebauer, J. (1989): The Iapetus model: a plate tectonic concept for the variscan belt of Europe. In: Ph. Matte and H.J. Zwart (Eds.): *Palaeozoic plate tectonics with emphasis on the european caledonian and variscan belts*. *Tectonophysics*, 169: 229-256.
- Noblet, Ch. and Le Fort, J. P. (1990): Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician. *Geology*, 18: 303-306.
- 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° 10'392, Zürich, 430 p.
- Oliveira, J. T., Oliveira, V. y Piçarra, J. M. (1991): Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 16: 221-250.
- Ordóñez, B., Gebauer, D. and Eguíluz, L. (1997): Late cadomian formation of two anatectic gneiss domes in the Ossa Morena Zone: Monesterio and Mina Afortunada. *XIV Reun. Geol. Oeste Penin., Vila Real (Portugal)*; 161-164.
- Ordóñez, B., Gebauer, D. y Eguíluz, L. (1998): SHRIMP age-constraints for the calc-alkaline volcanism in the Olivenza-Monesterio Antiform (Ossa Morena, SW Spain). Abstract of Goldschmidt Conference, Toulouse.
- Oczlon, M. S. (1990): Ocean currents and unconformities: The north Gondwana Middle Devonian. *Geology*, 18: 509-512.
- Paris, F. and Robardet, M. (1990): Early Paleozoic paleobiogeography of the variscan regions. In: Ph. Matte (Ed.): *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Tectonophysics*, 177: 193-213.
- Pedro, J. y Munhá, J. (1997): Caracterização do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor o Nova, ZOM) durante a Orogenia Varisca. *XIV Reun. Geol. Oeste Penin.*, 173.
- Pillola, G. L. (1993): The Lower Cambrian Trilobite Bigotina and allied genera. *Paleontology*, 36: 855-881.
- Piqué, A. and Michard, A. (1989): Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. Jour. Sci.*, 289: 286-330.
- Piqué, A., Cornee, J.-J., Muller, J. and Roussiel, J. (1991): The Moroccan Hercynides. In: R.D. Dallmeyer and J.P. Lécroché (Eds.): *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 229-263.
- Pons, J. (1982): *Un modèle d'évolution des complexes plutoniques: gabbros et granitoides de la Sierra Morena occidentale*. Thèse Université Paul Sabatier, Toulouse, 451 p.
- Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Verschure, R. H., Hebeda, E. H. and Verdurmen, E. A. Th. (1970): Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Península. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 63: 255-274.
- Quesada, C. (1990): Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: Strachan, R.A. and Taylor, G.K. (Eds.): *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, 109-133.
- Quesada, C. (1997): Evolución geodinámica de la Zona de Ossa-Morena durante el cilio Cadomiense. In: Araújo, A. A. y Pereira, M.F. (Eds.): *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. *Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Ed. Universidade de Evora, Evora, 205-230.
- Rabu, D., Chantraine, J., Chauvel, J. J., Denis, E., Balé and Bardy, Ph. (1990): The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. In: D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. and Topley, C.G. (Eds.), *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51: 81-94.
- Ribeiro, A., Quesada, C. and Dallmeyer, R. D. (1990): Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D. and Martínez-García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 399-409.
- Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2: 7-21.
- Santamaria, J. (1995): *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Univ. Aut. Barcelona.

- 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. (1991): Evidence for Silurian eclogite- and granulite facies metamorphism in the Badajoz-Córdoba shear belt, SW Spain. Abstracts Suppl. n° 6 to Terra Nova, 3: 11.
- Schäfer, H. J., Gebauer, D., Nägler, T. F. and Eguíluz, 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. Mineral. Petrol.*, 113: 289-299.
- Schneider, H. (1939): *Altpaleozoikum bei Cala in der Westlichen Sierra Morena (Spanien)*. Diss. Math. Natwiss. Rak. Univ. Berlin, 72 p.
- Seslavinsky, K. B. (1995): Global paleogeography of the Neoproterozoic and Early Palaeozoic. *XIV Reun. Geol. Oeste Penin*; 19-29.
- Silva, J. B. (1997): Geodinâmica antemesozoica do sector Oeste da Zona de Ossa-Morena e regiões limítrofes: síntese com base em recentes observações. In: Araújo, A.A. y Pereira, M.F. (Eds.): *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Iberico). Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Ed. Universidade de Evora, Evora, 231-262.
- Strachan, R. A. and Roach, R. A. (1990): Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. En: R.S. D'Lemos y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51: 133-150.
- Torsvik, T. H., Ryan, P. D., Trench, A. and Harper, D. A. T. (1991): Cambrian-Ordovician palaeogeography of Baltica. *Geology*, 19: 7-10.
- Treloar, P. J. and Strachan, R. A. (1990): Cadomian strike-slip tectonics in NE Brittany. In D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. and Topley, C.G. (Eds.), *The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51: 151-168.
- Von Quadt, A. (1992): U-Pb zircons and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (eastern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 57-67.
- Zeck, H. P., Monié, P., Villa, I. M. and Hansen, B. T. (1992): Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20: 79-82.