

Acreción de Terrenos Precámbricos y Coberteras Posacrecionarias en el Macizo Ibérico (España y Portugal)

Precambrian Terrane accretion and Overstepping Successions in the Iberian Massif (Spain and Portugal)

E. Martínez García ⁽¹⁾

⁽¹⁾Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

ABSTRACT

The Iberian Massif shows the existence of four tectonostratigraphic terranes of Precambrian age which have been accreted in two different orogenic periods and sealed by overstepping successions which have been masked by intense deformation thereafter. These terranes are called Serie Negra, Fuente de Cantos, Malcocinado and Alcudian. The three first ones were docked during the Cadomian Orogeny and covered by a Lower Cambrian to Tremadocian overstepping succession. Shortly after, the Alcudian terrane and two more were docked in the so-called Sardic Orogeny. Both units were then covered by a Lower Ordovician to Emsian overstepping succession. Later, a separation in two plates took place with creation of the Santiago Terrane, which was again accreted to the former together with some oceanic fragments.

Key words: Iberian Massif, terranes, accretion, Precambrian, Cadomian, Sardic, Acadian,

Geogaceta, 32 (2002), 163-166
ISSN:0213683X

Introducción

La geología del Macizo Ibérico se puede comprender mejor fundamentándose en la presencia de los terrenos tectonoestratigráficos que en los acontecimientos clásicos del "Ciclo de Wilson", ya que la evolución tectónica del mismo ha sido muy compleja a partir de la Orogenia Hercínica, aunque se ha tratado de simplificar en repetidas ocasiones. Generalmente se ha considerado que solo existían en este bloque, constituido por rocas paleozoicas y precámbricas, cuatro terrenos (Ribeiro *et al.*, 1991), denominados sucesivamente Iberian Terrane (dividido en una sucesión paraautóctona (Central Iberian Zone), y otra alóctona de márgenes imbricados al N y S de la primera), Pulo do Lobo Terrane de carácter ofiolítico adosado a un terreno sospechoso (*suspect terrane*) denominado Sur Portugués, y otros restos ofiolíticos no explicados en el NW peninsular.

Los datos disponibles del conjunto del Macizo Ibérico (MI), permiten sin embargo discernir unas características geológicas bastante similares en el Bloque Ibérico Norte (BIN) (constituido por las zonas Galáico Castellana, Astur Occi-

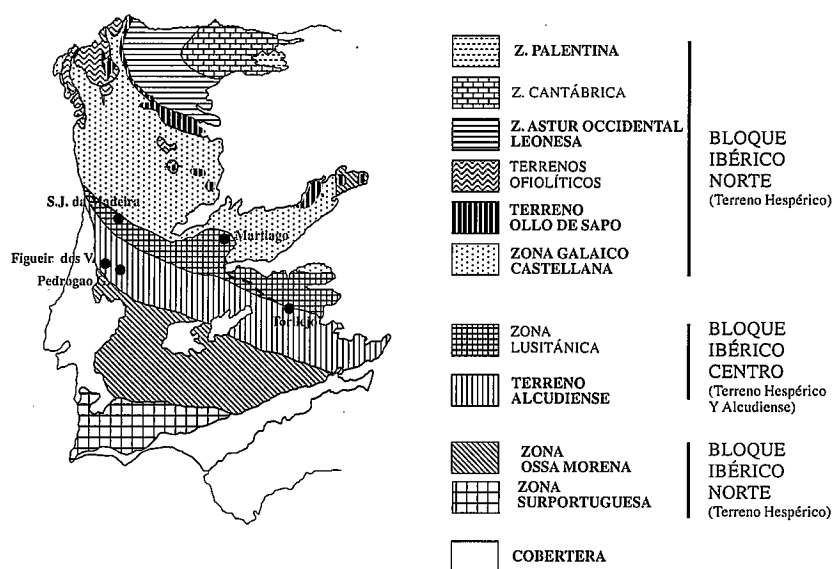


Fig. 1.- Terrenos y zonas del Macizo Ibérico

Fig. 1.- Terranes and zones of the Iberian Massif

dental Leonesa, Cantábrica y Palentina) y el Bloque Ibérico Sur (BIS) (zonas de Ossa Morena y Sur Portuguesa) desde el Precámbrico hasta el Paleozoico superior, observándose una notable coincidencia entre las características tectonoestratigráficas de diversas áreas (Martínez García,

1986), mientras que existen diferencias notables con el Bloque Ibérico Central (BIC) (del que forma parte la Zona Centroibérica *sensu* Julivert *et al.*, 1972) (Fig. 1). Tanto los bloques, como las zonas en que han sido divididos se encuentran separados por megacizallas, la mayor

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MAZIZO IBÉRICO

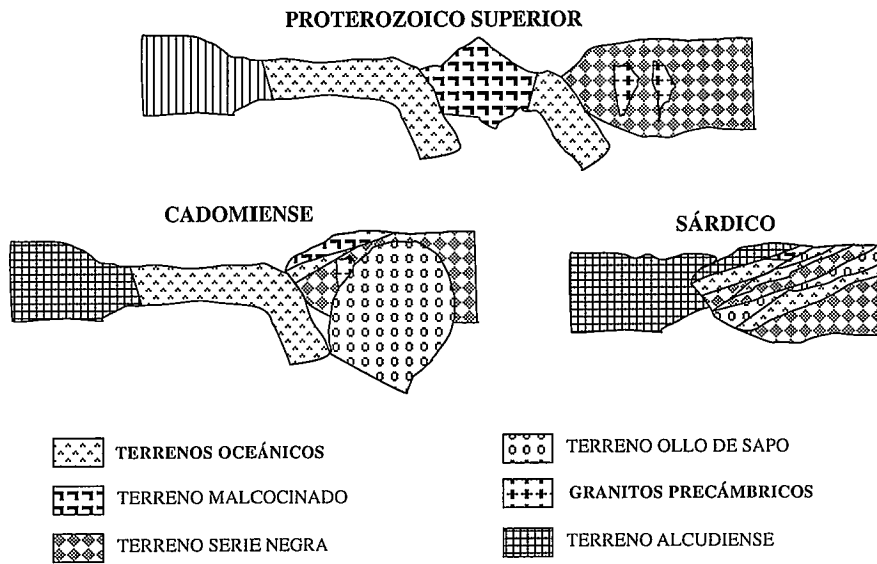


Fig. 2.- Evolución tectónica del Macizo Ibérico

Fig. 2- Tectonic evolution of the Iberian Massif

parte de ellas de edad posterior al Devónico Inferior (Orogenia Acadiense).

La acreción de los terrenos comienza en el MI en la orogenia Cadomiense (3), siguiendo en la Sárdica (3) y finalizando en la Acadiense (2). Las deformaciones posteriores son debidas a actividad de megacizallas verticales que actúan en repetidas ocasiones hasta finales del Paleozoico

Etapa Cadomiense

A finales del Precámbrico se formó un terreno compuesto (*composite terrane*) por la acreción de otros tres, el principal de ellos de carácter continental, al que se añadieron otros dos, un arco de islas y otro oceánico.

Terreno Serie Negra (Proterozoico superior)

Es el más antiguo de los terrenos precámbricos y está constituido en el Bloque Ibérico Sur por dos sucesiones, denominadas respectivamente Montemolín y Tentudía, cuyas relaciones no han sido establecidas con claridad. En la primera abundan las rocas clásticas e intrusivos máficos, habiéndose descrito una etapa de migmatización de edad precámbrica (Eguiluz, 1980; Ordóñez, 1999). La Formación Tentudía está constituida por rocas más someras en las que abundan cherts bandeados de color negro, areniscas, lutitas y capas de caliza. Esta es la sucesión más característica del Terreno

Serie Negra y ha sido reconocida tanto en la Zona Sur Portuguesa como en todos los dominios de Ossa Morena. Se caracteriza por la abundante presencia de intrusivos graníticos de edades que varían entre 585±5 y 525±1 Ma (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993, dataciones U/Pb-RT) y entre 573±14 and 544±6 (Ordóñez, 1999, U/Pb-SHRIMP), atribuidos en el primer caso a subducción y en el segundo a extensión. No se observa el límite inferior del Terreno Serie Negra

En el Bloque Ibérico Norte no se ha descrito la Serie Negra como tal, aunque se pueden atribuir a dicha sucesión las lutitas y grauvacas de la Formación Mora (o Narcea) de la Zona Cantábrica, en la que se encuentran lutitas ampelíticas de cierto espesor. Sin embargo, su afloramiento es muy reducido y ha sido poco estudiado. La Formación Mora presenta gneises y granitos conocidos desde antiguo (Llopis Lladó y Sánchez de la Torre, 1961; Corretgé, 1969; Gutiérrez Alonso y Fernández, 1996), donde ha sido puesto de manifiesto su carácter calcoalcalino, y su edad finiprecámbrica (605±10 y 580±15 Ma, Fernández Suárez *et al.*, 1998).

Terreno Malcocinado (Proterozoico superior)

Adquiere notable espesor en Ossa Morena, aunque lateralmente sus variaciones son grandes y, en la mayor parte de las ocasiones, su contacto con el terreno Serie Negra suele ser tectónico. Está

constituido por rocas fundamentalmente volcánicas, lavas, cenizas y conglomerados de carácter calcoalcalino y reconocidos como de tipo arco de islas (Sánchez Carretero *et al.*, 1989). En el Bloque Ibérico Norte se puede reconocer una sucesión similar mucho menos frecuente, en la Zona Astur Occidental Leonesa, en Cudillero (Suárez del Río y Suárez, 1986; Nieto Fernández, 1997), así como algunos fragmentos intensamente milonitizados en las cercanías de Pola de Allande.

Terreno Fuente de Cantos (Proterozoico superior)

Éste terreno solamente se ha descrito hasta la actualidad en Ossa Morena, en un afloramiento reducido al E de Fuente de Cantos, en forma de grandes bloques de peridotitas (Fernández Carrasco *et al.*, 1983; Arriola *et al.*, 1984) que se sitúan entre el terreno Serie Negra y el terreno Malcocinado. Se pueden considerar como restos del océano existente entre ambos terrenos, quizás de una cuenca interna, conservados tras la colisión Cadomiense.

En resumen, se puede concluir que al final del Proterozoico existe ya un superterreno, al que denominamos Hespérico (ya que constituye la sucesión más antigua del ex-Macizo Hespérico de Parga Pondal (1956), hoy denominado Macizo Ibérico). Este terreno Hespérico comienza la acreción de Pangea y se encuentra repartido en fragmentos por Europa, Norteamérica y Norte de Africa. Sobre estos terrenos, se encuentra discordante una sucesión postacrecionaria de edad Cámbrico inferior (Formación Torreárboles en el BIS y Cándana Inferior-Herrería en el BIN) a Cámbrico Superior (Vulcanitas de la Lapa en el BIS, Formación Cándana Superior-Oville en el BIN). En el BIS presenta poco metamorfismo y mayor contenido volcánico, mientras que en el BIN el metamorfismo es de mayor grado, el contenido en rocas volcánicas es menor y suelen ser muy frecuentes los niveles delgados de rocas calcosilicatadas, de probable origen volcanosedimentario.

Etapa Sárdica

En el Ordovícico inferior tiene lugar la acreción de varios terrenos tectonoestratigráficos de edades diversas, como se observa en los restos de sutura distribuidos sobre todo por el BIN y el BIS. La discordancia Sárdica es muy importante en todo el MI y el Ordovícico inferior se encuentra discordante sobre el superterreno

ACRECIÓN PREHERCÍNICA DE TERRENOS EN EL MACIZO IBÉRICO

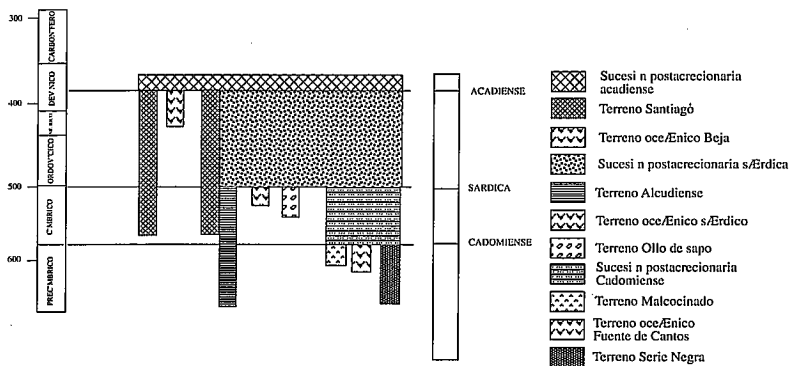


Fig. 3.- Esquema evolutivo de la acreción prehercínica de terrenos en el Macizo Ibérico

Fig. 3.- Schematic evolution of pre-Hercynian terrane accretion in the Iberian Massif

no Hespérico, sobre todo en el BIN y al N de la zona de cizalla de Badajóz-Córdoba (ZCBC) en el BIS, donde aparece la facies "armoricana", mientras que al sur de la ZCBC el Ordovícico inferior es menos clástico. Esto está de acuerdo con el que el BIS se trate en realidad de una repetición tectónica hacia el SE del BIN, ya que por encima del Ordovícico inferior, las sucesiones siguen siendo idénticas en ambos hasta el Devónico Inferior, pero la cuarcita "armoricana" disminuye de espesor notablemente en el BIN hacia el W.

La Zona Centroibérica (Julivert *et al.*, 1972), fue creada a partir de la unión de la parte S del BIN (zonas Galaico Castellana y Luso Oriental Alcudiense de Lotze, 1945), con otras del BIC conocidas desde el punto de vista estratigráfico como el "Complejo Esquisto-grauváquico" (CGE), con mucho menor metamorfismo y deformación, en claro contacto tectónico con el BIN. No hay duda de que la parte norte del CGE es un equivalente menos metamórfico y de aguas más profundas del BIN, por lo menos hasta el S del Anticlinal de Valdelacasa, pero esto no ocurre en la parte S del BIC, donde la estratigrafía es totalmente diferente e incluso las edades no coinciden. En el área de Salamanca (norte del BIC) existen rocas que han sido atribuidas al CEG aunque pertenecen sin duda alguna al BIN (Serie de Morille, Martínez García y Nicolau, 1974), y tienen de edad Cámbrica por correlación, mientras que otras (Serie de Aldeatejada, Martínez García y Nicolau, 1974) se encuentran en contacto tectónico y pueden pertenecer ya al BIC. En efecto, gran parte de los estratos que han sido datados como vendienses en el norte del BIC (Ibor y Alcudiense, Alvarez Nava *et al.*, 1988; Vidal *et al.*, 1994), han resultado ser cámbricos en la parte S (García Hidalgo, 1993a, b, c). Se trata de

las formaciones dentro del "Alcudiense" Superior, de gran variedad litológica, constituido por conglomerados, areniscas, pizarras y calizas con numerosos fósiles, a su vez discordantes sobre el "Alcudiense" inferior consistente en esquistos, grauvacas y conglomerados predominantemente turbidíticos de edad Precámbrica (Mitrofanov y Timofeiev, 1977).

Durante la etapa Sárdica, además de los terrenos de edad proterozoica, se encuentran implicados otros que se han formado durante el Cámbrico, así como la cobertera posacrecionaria cadomiense (de edad exclusivamente cámbrica), sufriendo un metamorfismo en el Cámbrico superior y estando recubiertos en discordancia por la cobertera posacrecionaria sárdica. El metamorfismo y actividad orogénica de la etapa Sárdica ha sido citado por algunos autores (Peucat *et al.*, 1980; Abati *et al.*, 1999) aunque por otra parte han sido rechazados por Ordóñez Casado *et al.*, 1996; Ordóñez Casado *et al.*, 2001). No hay duda, sin embargo de la existencia de una intensa actividad ígnea ya sea debida a subducción como a efectos postcolisionales.

Terreno Alcudiense (Proterozoico superior-Cámbrico inferior)

La estratigrafía detallada de las sucesiones sintetizada en el trabajo de Pieren Pidal (2000) muestra que la sucesión "Alcudiense" superior presenta sedimentos continentales, de tipo fluvial, en el SW del BIC, que pasan a marinos hacia el N, al contrario de las existentes en la parte N del BIC, que parecen indicar una profundización hacia el S, desde las facies someras de Tamames hasta las de talud de Pastores y Monsagro. El límite entre ambas áreas parece corresponder a la Falla de Torilejo (López Díaz, 1994). Esta

falla se puede prolongar hacia el NE paralela al sinclinal de Guadarranque hacia el NW a través de Portugal hasta las cercanías de Oporto, alineación aprovechada para la intrusión de granitos hercínicos deformados junto a S. Joao da Madeira. Otra posibilidad sería que la línea tectónica siguiera por la parte N del Domo de las Hurdes, en las proximidades de Martiago, donde se encuentran afloramientos de gabros (C. Maldonado, *com. pers.*), girando posteriormente hacia el S junto a Fuenteagualdo, donde asimismo existen diversas intrusiones de carácter máfico y desviarse de nuevo hasta S. Joao da Madeira.

La sucesión inferior de este terreno es de edad Precámbrica sin lugar a dudas, ya que al menos dos granitos intrusivos en la misma (Figueiró dos Vinhos y Pedrôga Grande) han proporcionado edades de entre 580 y 545 Ma (Gama Pereira y Macedo 1983; Gama Pereira, 1987). Esto no ocurre en la parte N del BIC, donde no se ha demostrado aún con absoluta seguridad la existencia de edades precámbricas en el CEG.

No se han efectuado hasta ahora estudios geocronológicos detallados de éste terreno, por lo que es muy difícil establecer su procedencia. Sin embargo, la gran cantidad de cantos graníticos de cuarzos azules existentes en el Alcudiense inferior y de cuarzos detríticos con las mismas características en el Alcudiense Superior, podrían indicar una relación genética con Laurencia o con Amazonia.

Terreno Olla de sapo (Cambro-Ordovícico)

Formado sobre todo por granitos calcoalcalinos con megacrístales y rocas volcánicas de tipo andesítico (Martínez García, 1973; Martínez García y Quiroga, 1993) que intruyen la sucesión posacrecionaria Cadomiense, como se deduce de los enclaves que abundan en el mismo (rocas calcosilicatadas de los Grupos Porto y Morille, que forman parte de la sucesión posacrecionaria cadomiense). La Formación Olla de sapo, como también se ha denominado a éste terreno tectonoestratigráfico, presenta un contacto con las sucesiones adyacentes de tipo tectónico, con gran desarrollo de milonitas y ultramilonitas. (Martínez García y Quiroga, 1993). Su edad ha sido establecida como Cámbrico superior-Ordovícico inferior tanto en Sanabria y complejos ultramáficos del BIN como el el Guadarrama (Kuijper, 1979; Gebauer *et al.*, 1993; Dallmeyer y Tucker 1993; Valverde-Vaquero y Dunning, 2000).

Terreno oceánico sárdico

Aparece en escasas ocasiones, sobre todo en los complejos ultramáficos del BIN, donde se han hallado edades cámbricas en rocas ultramáficas (Calsteren *et al.*, 1979; Kuijper, 1979)

Etapa Acadiense

Tras la acreción del terreno Alcudiense al superterreno Hespérico, tiene lugar la separación del nuevo terreno compuesto, con una gran actividad extensional evidenciada, tanto por el depósito de la sucesión postacrecionaria sárdica (que comienza con la facies "armoricana" de cuarcitas), como por la intrusión de diversas rocas graníticas de carácter alcalino y peralcalino, tanto en el BIN (Priem *et al.*, 1970) como en el BIS (Casquero *et al.*, 1985). Dicha separación dará lugar a un nuevo terreno, que hemos denominado Terreno Santiago (por estar los diversos afloramientos del mismo en la Unidad de Santiago en el BIN), estrechamente ligado a los complejos ultramáficos del BIN y en otros afloramiento del BIN y BIS (sierra Albarrana, p.ej.). Este Terreno Santiago ha sufrido episodios de metamorfismo de alta temperatura que están ausentes en el resto del terreno del que se desgajó y una deformación más intensa. Su acreción tuvo lugar en el Devónico Inferior (Peucat *et al.*, 1990; Santos Zalduegui *et al.*, 1996, etc.), considerándose ésta como la edad de emplazamiento de los complejos ultramáficos del BIN.

Referencias

- Abati, J., Dunning, G. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J. R., y Andonaegui, P. (1999): *Earth Planet. Sci. Letters*, 165: 213-228
- Alvarez Nava, H., García Casquero, J. L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Alvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M. V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J., y Solé, F. J. (1988): II Congr. Geol. España, Com., 1, 19-22. Granada, Universidad de Granada.
- Arriola, A., Cueto, L. A., Fernández Carrasco, J., y Garrote, A. (1984): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 137-145
- Calsteren, P. W. C. van, Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Tex, E. den, Verdurmen, E. A. T. H., y Verschure, R. H. (1979): *Chemical Geology*, 24: 35-56
- Corretgé, L. G. (1969): *Bol. Geol. Min.*, 80: 289-306
- Dallmeyer, R. D., y Tucker, R. D. (1993): *Jour. Geol. Soc. London*, 150: 405-410
- Eguiluz, L. (1980): Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco.
- Fernández Carrasco, J., Garrote Ruíz, A., Arriola Garrido, A., Eguiluz Alarcón, L., Sánchez Carretero, R., y Portero García, J. M. (1983): Mem. Hoja nº 876 (Fuente de Cantos). Mapa Geol. Nac. (MAGNA) esc. 1:50000. *Inst. Geol. Min. España*, 1-61
- Fernández Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G. A., y Jackson, S. E. (1998): *Can. J. Earth Sci./Rev. Can. Sci. Terre*, 35: 1439-1453
- García Casquero, J. L., Boelrijk, N. A. I. M., Chacón, J., y Priem, H. N. A. (1985): *Geol. Rundschau*, 74, 379-384
- García Hidalgo, J. F. (1993a): *Geogaceta*, 13, 33-35
- García Hidalgo, J. F. (1993b): *Geogaceta*, 13, 36-37
- García Hidalgo, J. F. (1993c): *Geogaceta*, 14, 57-59
- Gebauer, D., Martínez-García, E., y Hepburn, J. C. (1993): In Geol. Soc. Amer. 1993 Ann. Meeting Boston, Abstracts with Programs: A-342.
- Gutiérrez Alonso, G., y Fernández Suárez, J. (1996): *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 227-239
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., y Conde, L. N. (1972).- Mapa Tect. Pen. Ibér. Balear. *Inst. Geol. Min. España*
- Kuijper, R. P. (1979): *Verh. ZWO Lab. Isot. Geol.*, 5: 1-101
- Llopis Lladó, N., y Sánchez de la Torre, L. (1961). - Sobre la existencia de una orogenia arcáica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Astur.*, 5: 53-72
- López Díaz, F. (1994): *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 31-46
- Lotze, F. (1945): *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92
- Martínez García, E. (1973): *Stvd. Geol.*, 5, 7-106
- Martínez García, E. (1986): *Int. Conf. Iber. Terr. Reg. Correl., Progr. Abstr.*
- List of Part.: 17. Oviedo, Univ. Oviedo.*
- Martínez García, E., y Nicolau, J. (1973): *Bol. Geol. Min.*, 84, 407-418
- Martínez García, E., y Quiroga, J. L. (1993): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18, 27-35
- Mitrofanov, F. P., y Timofeiev, M. (1977): *Inst. Geol. Geochron. Precamb.*, Moscú
- Nieto Fernández, F. J. (1997): Mem. Sem. Invest., Depto Geología, Univ. Oviedo., 61 p.
- Ochsner, A. (1993): Ph. D. Thesis, E. T. H., Zürich, 294 p.
- Ordóñez Casado, B., Gebauer, D., Schäfer, H. J., Gil Ibarguchi, J. I., y Peucat, J. J. (1996): *Geogaceta*, 20, 489-490
- Ordóñez Casado, B., Gebauer, D., Schäfer, H.-J., Ibarguchi, J. I. G., Peucat, J. J. (2001): *Tectonophysics*, 332, 359-385
- Ordóñez Casado, B. (1998): Ph. D. Thesis, E. T. H. Zürich, 235 p.
- Parga Pondal, I. (1956): *Leidse Geol. Meded.*, 21, 467-484
- Pereira, L. C. G. (1987): Tesis Doctoral, Universidade de Coimbra, centro de Geociencias, 331 p.
- Pereira, L. C. G. y Macedo, C. A. R., (1983): *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2), 265-266
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R. D., Menot, R. P., Cornichet, J., y Iglesias Poncede León, M. (1990): *Tectonophysics*, 177, 263-292
- Pieren Pidal, A. P. (2000): Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 379 p.
- Pieren Pidal, A., y García Hidalgo, J. F. (1999): *Journal of Conference Abstracts*, 4, 1018-1019
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D. (1991): *Tectonophysics*, 191, 438-439
- Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Garrote, A., Apalategui, O. (1989): *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 7-21
- Schäfer, H.-J. (1990): Ph. D. Thesis, E. T. H. Zürich, 153 p.
- Schäfer, H. J., Gebauer, D., Nægler, T. H., y Eguiluz, L. (1993): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 289-299
- Suárez del Río, L. M., y Suárez, O. (1976): *Estudios Geol.*, 32, 53-59
- Valverde-Vaquero, P., y Dunning, G. R. (2000): *Journ. Geol. Soc. London*, 157, 15-26
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J. A., Díez Balda, M. A., y Grant, S. W. F. (1994), *Geological Magazine*, 131: 729-765