

Deformación progresiva de la Zona Sudportuguesa: Plegamiento y cizallamiento de secuencias multicapa

Progressive deformation in the South Portuguese Zone: Folding and shearing of multilayers

F. M. Alonso Chaves, E. García-Navarro y M. A. Camacho

Departamento de Geología, Universidad de Huelva. Campus de La Rábida, E-21819 Palos de la Frontera (Huelva, España)

Abstract

Folds, reverse faults and thrusts in the South Portuguese Zone (SW Iberia) have been classically related with the progressive deformation of the Variscan thrust -fold belt. All structures verge toward South and Southwest. The style of folds in multilayers is analysed in this work. Ductile, brittle-ductile and brittle shear zones cut across the tight folds with exhibit a WNW-ESE trend. The dip of axial surfaces varies from moderately inclined to upright. Detailed research in the Valverde del Camino anticlinal has revealed the existence of dome-basin patterns of folds related with the thrusts. The regional structures such as the Puebla de Guzmán and Valverde del Camino anticlinorium are associated with the geometry of thrusts.

Key words: thrust-folds belts, progressive deformation, South Portuguese Zone.

Geogaceta, 25 (1999), 11-14
ISSN: 0213683X

Introducción

La Zona Sudportuguesa (ZSP) está situada en el SW de la Península Ibérica y se corresponde con las zonas externas de Macizo Hespérico. Se ha deformado durante la orogenia hercínica en relación con una tectónica de tipo *thin-skinned* (Silva *et al.*, 1990). Las fases de deformación reconocidas en la ZSP implican la existencia de tres eventos de plegamiento y cabalgamientos posteriores, además de la fracturación tardihercínica -véase los mapas geológicos de la ZSP a escala 1/50.000-. Estas fases de deformación no han sido sincrónicas a lo largo de una transversal NE-SW.

El objetivo de este trabajo es el estudio del estilo geométrico de los pliegues en una secuencia multicapa compleja y su relación con superficies de despegue locales y regionales. También se aborda la mecánica del plegamiento así como la mecánica de los cizallamientos como parte de la deformación progresiva durante el acortamiento de una cuña orogénica.

Series litoestratigráficas y metamorfismo regional

La secuencia estratigráfica devonocarbonífera de la Zona Sudportuguesa está bien establecida regionalmente (Strauss, 1970; Schermerhorn, 1971; Oliveira, 1990). En una sección transversal al cinturón de pliegues y cabalgamientos

destaca la marcada polaridad estratigráfica, ya que las rocas son tanto más jóvenes cuanto más al Sur se encuentran. Esto es debido al enraizamiento hacia el Norte de los principales cabalgamientos, los cuales tienen vergencia al S y SW. Las rocas más antiguas, son atribuidas al Devónico medio-inferior(?), afloran en el núcleo anticlinal de la unidad de Pulo do Lobo, y en otras estructuras similares en el tercio oriental de la ZSP (Fig. 1). Las rocas más recientes en la cuña orogénica varisca, en el SW del Macizo Hespérico, son Westfaliense inferior y afloran en la región del Bajo Alentejo en Portugal. La banda central de la cuña es conocida como Faja Pirítica Ibérica. Se trata de una provincia metalogenética con importantes yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos (Sáez *et al.*, 1996; Almodóvar *et al.*, 1998). La secuencia tectonoestratigráfica está formada de muro a techo por:

a) Una secuencia alternante de filitas y cuarcitas que hacia techo tiene niveles de conglomerados y tramos carbonatados. Estos materiales, conocidos como Grupo P-Q, han sido datados como Devónico superior y afloran en el tercio oriental de la ZSP (Fontinent *et al.*, 1976; Van den Boogaard y Schermerhorn, 1980), en el núcleo de los anticlinales de Puebla de Guzmán y Valverde del Camino (Fig. 1).

b) El Complejo volcánico-sedimentario (CVS) está formado por una gran diversidad de litotipos con facies volcánicas muy dispares. Las rocas más abundantes son: lavas riolíticas y riolacíticas, piroclastos, hi-

droclastitas, tufitas, cineritas y diabasas (Boulter, 1993; Mitjavila *et al.*, 1997). En el tramo superior del CVS son frecuentes las intercalaciones de jaspes y pizarras con colores abigarrados. En el techo del CVS hay un nivel guía formado por pizarras moradas que puede llegar a tener un espesor de 2-3 metros. El muro del CVS ha sido datado como Frasnense y el techo como Viseense superior. Se trata de una secuencia con un volcanismo bimodal: ácido-básico.

c) Grauwacas y pizarras, de facies Culm, están muy bien representadas en toda la región. Se trata de depósitos turbidíticos muy monótonos en relación con diferentes áreas fuente que ponen de manifiesto la existencia de relieves importantes en la ZSP (Salpeteur, 1976; Moreno, 1988). El muro en estos sedimentos turbidíticos ha sido datado como Viseense superior (Oliveira, 1983; 1990).

La zonación metamórfica regional está controlada por la tectónica contractiva desarrollada entre el Viseense superior y el Westfaliense inferior. En este sentido, Munhá (1990) sugiere una disposición de la zonación metamórfica paralela a las directrices estructurales de la ZSP. Las láminas tectónicas superiores, situadas en las partes septentrionales de la cuña orogénica (por ejemplo, en el Norte de las provincias de Huelva y Sevilla) están formadas por rocas metamorizadas bajo condiciones típicas de facies de esquistos verdes. Debajo de este conjunto se encuentran las facies metamórficas caracterizadas por la asociación prehnita-

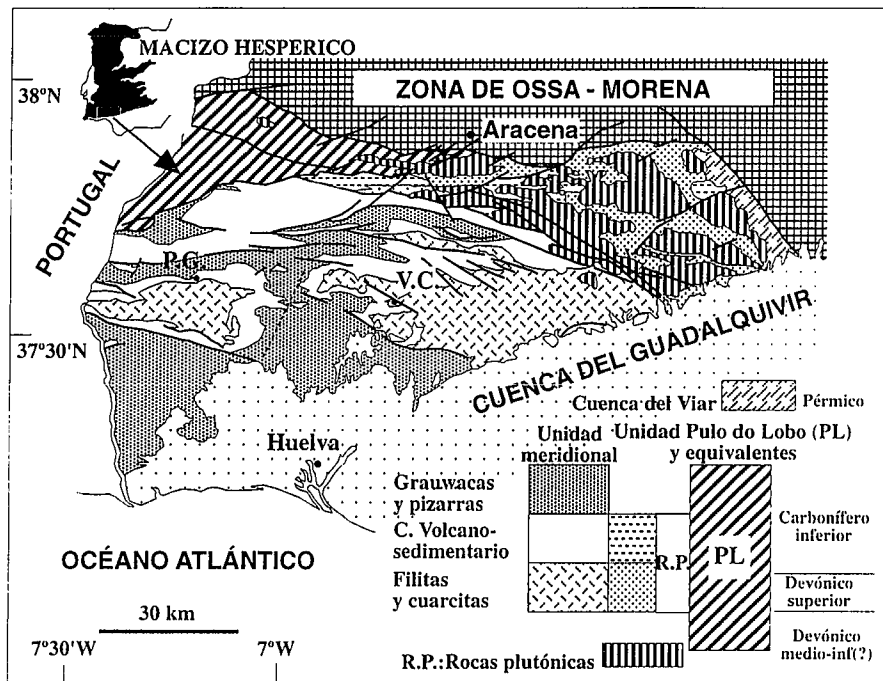


Figura 1. Mapa geológico de la terminación oriental de la Zona Sudportuguesa (Basado en el Mapa Geológico de Andalucía, 1985 y en Alonso-Chaves y García-Navarro, 1997)

Figure 1. Geological map of the eastern end of the South Portuguese Zone (From Geological map of Andalucía and Alonso-Chaves and García-Navarro, 1997)

pumpellita. Las rocas más meridionales, que son las más jóvenes y las últimas en incorporarse a la cuña orogénica tienen un metamorfismo de grado muy bajo. Localmente puede haber variaciones en el grado metamórfico debido a las condiciones hidrotermales asociadas al rifting del Devónico superior-Carbonífero inferior (Carvalho, 1976; Munhá y Kerrich, 1980; Barriga y Kerrich, 1984). También hay que considerar el efecto del plegamiento en la variación local de la cristalinidad de la illita (Fernández-Caliani y Galán, 1992).

Pliegues despegados: Geometría y mecánica del plegamiento

Las estructuras de plegamiento observadas a lo largo de diferentes transversales realizadas en los anticlinales de Puebla de Guzman y Valverde del Camino están fuertemente condicionadas por el contraste de competencia entre las rocas deformadas. Las características mecánicas de las secuencias litoestratigráficas de la Zona Sudportuguesa favorecen el desarrollo de pliegues despegados (P1) tanto cónicos como cilíndricos. La geometría tridimensional de los pliegues es en silla de montar, y en general se trata de pliegues cerrados con vergencia hacia el S y SW. A escala centimétrica y métrica se ha constatado la formación de pliegues en *echelon*. Los ejes tienen inmersión tan-

to al NW como al SE, aunque estadísticamente están mejor representados los primeros. El valor de la inmersión suele ser inferior a 20°. En la formaciones devónicas es frecuente, dependiendo de los sectores encontrar ejes con fuertes inmersiones, superiores a 60°. La superficie envolvente de los flancos largos tiene un buzamiento suave hacia el norte, inferior a 15°-20°; mientras que la superficie envolvente de los flancos cortos está subvertical o inclinada hacia el norte, alcanzando valores próximos a 70° (quedando en tal caso la secuencia invertida). En la figura 2 se han representado los datos estructurales más significativos de los pliegues en la zona de Valverde del Camino. Los flancos normales tienen un buzamiento inferior a 30° y los flancos inversos buzando entre 60° y 80°. Ambos flancos están buzando al Norte. En relación con estos pliegues se produce una foliación (S1), que en ocasiones es transecta en la zona de charnela y no siempre es paralela al plano axial de los pliegues. Pliegues con similares características geométricas han sido descritos por Simancas (1986) en el sector más oriental de la ZSP.

La propia organización de la secuencia multicapa original controla la diversidad geométrica de los pliegues. Los tramos de grano fino y muy fino en las series litoestratigráficas de la ZSP son los materiales más incompetentes, y pueden considerarse como una matriz infinitamente

mayor que los niveles milimétricos de material competente. Especialmente, entre los estratos métricos de las pizarras y cineritas carboníferas y en las filitas devónicas hay delgadas intercalaciones plegadas de cuarcitas, grauwacas y jaspes, entre otras rocas competentes, y dan lugar a diversos tipos de estructuras: *fish-hook*, pliegues lobulados-cuspidos y estructuras ptygmáticas. El aplastamiento calculado en algunos casos es del 75%. Estos pliegues son parásitos de otros mayores que tienen longitudes de onda generalmente métricas. Se ha comprobado que en una misma vertical el porcentaje de aplastamiento no es constante, apreciándose fuertes fluctuaciones en el porcentaje de acortamiento. Cuando la secuencia multicapa está formada por estratos con espesores próximos al metro y hay una misma proporción de rocas, tanto competentes como incompetentes, se desarrollan pliegues angulares en las capas competentes y pliegues similares en los niveles incompetentes. Estas estructuras tienen una semilongitud de onda varias veces mayor que el espesor de los estratos competentes. En tal caso, los pliegues definidos por la capa competente son isopacos siempre que no llegue a producirse la inversión del flanco corto. Los niveles incompetentes que forman parte de los flancos cortos (en ocasiones invertidos) tienen una mayor deformación interna, pudiéndose descomponer el *strain* según un aplastamiento perpendicular a la estratificación y un estiramiento subparalelo a la orientación de los estratos. A veces, en las filitas de los flancos cortos se concentran venas de cuarzo segregadas en los estadios iniciales del plegamiento y posteriormente resultan boudinadas. El ángulo entre la S1 y la estratificación es muy bajo, a veces es imperceptible en el campo (véase el esquema de la Figura 2). Las capas competentes también se adelgazan cuando se encuentran invertidas. En los flancos normales el *strain* es menor y es en ellos donde se reconoce peor la S1 ya que es menos penetrativa. Las superficies de estratificación en las grauwacas, cuarcitas y en muchas de las rocas volcanosedimentarias de grano medio-grueso tienen estrías y lineaciones minerales debido al deslizamiento entre las capas, en relación con un mecanismo de plegamiento de tipo *flexural-slip* (Fig. 2). La orientación de tales estrías no es constante en muchos casos como se observa en las zonas de charnerlas. A lo largo de los flancos hay rotaciones significativas, a veces hasta una decena de grados para una misma lineación, e incluso se observan varias familias de estrías su-

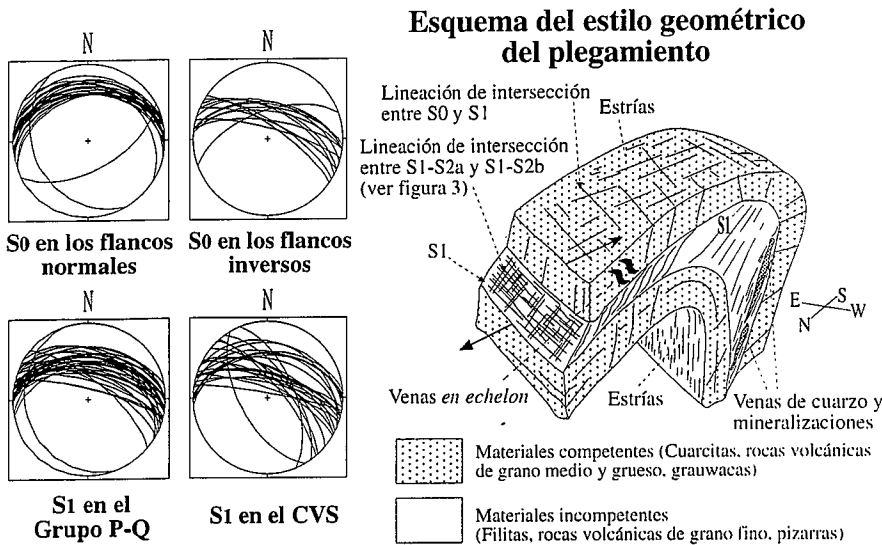


Figura 2. Datos estructurales relacionados con los pliegues cerrados (P1) -Proyecciones equiareales realizadas en el hemisferio inferior-. Esquema geométrico de los pliegues y estructuras asociadas.

Figure 2. Schmidt net plot of bedding planes (normal limbs and reverse limbs) and S1-foliation associated with tight P1-folds. Sketch of P1-folds in three dimensions and associated structures.

perpuestas. En cualquier caso los ejes de los pliegues resultan ser perpendiculares o fuertemente oblicuos a las estrías, como así se indica en el esquema de la figura 2. En el intrados de algunos pliegues hemos observado estructuras de acortamiento tales como cabalgamientos ciegos con desplazamientos centimétricos. La secuencia litoestratigráfica de la ZSP se caracteriza por tener tramos donde abundan las rocas competentes: diques hectométricos de diabasas, coladas de lava con espesores decamétricos y paquetes de estratos formados casi exclusivamente por cuarcitas o grauwacas. Entre estos materiales suele haber niveles delgados de material incompetente. En estos tramos de la secuencia, donde los espesores de rocas competentes son muy importantes, no se forman pliegues a la escala del afloramiento, sólo se reconocen suaves ondulaciones de la estratificación o del bandeo composicional dentro de las rocas volcánicas. Cuando se trata de diques suficientemente grandes se puede comprobar cartográficamente que algunos de ellos están plegados. A partir del estudio detallado de la asimetría de los pliegues y, las diferencias en el ángulo de buzamiento entre la estratificación y la foliación (S1), así como diferentes criterios geopetales (especialmente laminaciones cruzadas asimétricas de pequeña escala), se ha podido identificar la existencia de pliegues con continuidad cartográfica paralela a la traza axial durante varios kilómetros. Los flancos cortos de estos pliegues mayores están también muy adelgazados y verticalizados, por lo que

predominan los flancos largos. En las zonas de charnela de los sinclinales mayores se forman pliegues rectos.

La fábrica planar más penetrativa a la escala del afloramiento es una foliación denominada S1 y tiene un aspecto morfológico muy variado, ya que depende de la litología en la que se desarrolla. La S1

sufre frecuentemente refracciones, y define abanicos convergentes o divergentes en las sucesiones alternantes, ya sea entre las pizarras y grauwacas del Carbonífero o entre las filitas y cuarcitas del Devónico superior. También puede observarse una S1 con morfología sigmoidal, reflejando el efecto de la cizalla entre capas con diferencias mecánicas notables (Fig. 2). La orientación de la S1 varía entre la dirección NW-SE y buzamientos fuertes hacia el N y la dirección E-W también con buzamientos hacia el N. Obsérvese que la orientación de la S1 es más constante en los materiales del Grupo P-Q, mientras que el abanico de orientaciones posibles es más amplio en las rocas del CVS.

Finalmente, respecto al plegamiento tenemos que indicar que se produce un amplio cortejo de fracturas singenéticas con los pliegues. A veces relacionadas con la propia mecánica del plegamiento formando venas sigmoidales en echelon rellenas de cuarzo y fracturas radiales (véase el esquema de la Figura 2).

Cabalgamientos y estructuras asociadas

Parte del acortamiento de la ZSP se resuelve con cizallamientos dúctiles, frágiles-dúctiles y frágiles vergentes hacia el S y SW. Se trata de abanicos lístricos de

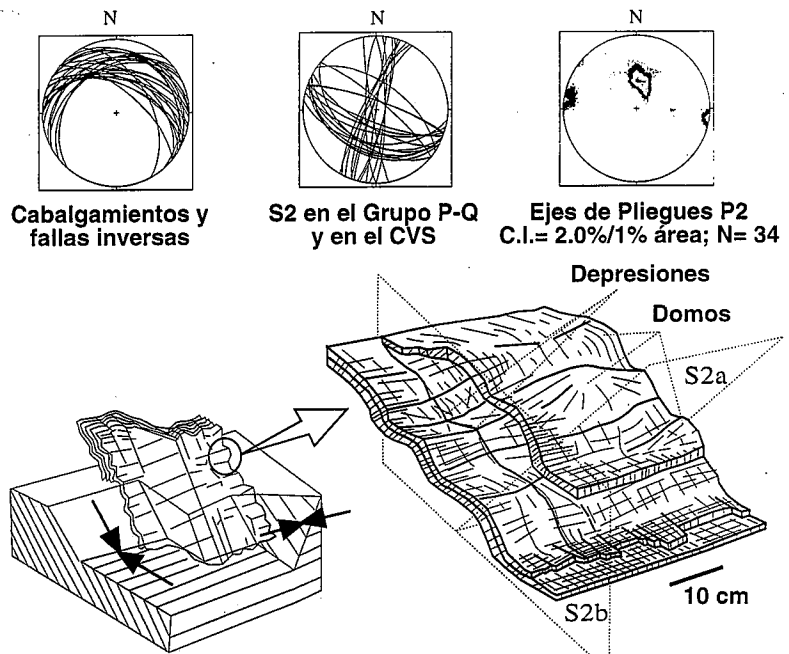


Figura 3. Orientaciones de las superficies de cabalgamiento, foliaciones S2a y S2b y diagrama de densidad para los ejes de pliegues P2a y P2b -proyecciones equiareales realizadas en el hemisferio inferior-. Esquema de pliegues tipo domos-cubetas y su relación con los cabalgamientos.

Figure 3. Schmidt net plot of thrusts (frontal and oblique ramps), S2a and S2b foliations, and statistical orientation of axes of P2a and P2b folds. Structure of low-angle thrust faults and dome-basin folds in the hanging-wall.

cabalgamientos que cortan a los pliegues descritos en el epígrafe anterior. Las superficies de cizalla se propagan con diferentes ángulos de buzamiento desde los niveles estructurales inferiores hacia aquellos que se encuentran por encima, formando rampas y rellanos. Es frecuente la formación de venas de cuarzo paralelas a las zonas de cizalla frágiles-ductiles y frágiles, en las que es posible observar agregados de cristales estriados según la dirección NE-SW y N-S y diaclasas perpendiculares a la dirección de transporte tectónico. Estrías con direcciones similares se han medido en cabalgamientos que han desarrollado rocas de falla (harinas y brechas) Los criterios de sentido de movimiento indican claramente un ascenso del bloque de techo y vergencias hacia el S y SW. Las cizallas de alto ángulo respecto a la horizontal, forman sin embargo, un ángulo bajo con respecto a la S1 (véase el esquema de la figura 3). Las fallas se propagan aprovechando anisotropías previas como la S1 y hacen que ésta quede estriada. En los flancos inversos de los pliegues se concentran preferentemente las fallas inversas y los cabalgamientos.

La geometría tridimensional de los cabalgamientos consiste en rampas (frontales, laterales y oblicuas) y rellanos (Boyer y Elliott, 1982). El efecto de estos elementos en las láminas superiores de los cabalgamientos produce pliegues de tipo domos y cubetas con dos direcciones subperpendiculares entre sí: N110°-120°E (P2a) y N10°-20°E (P2b) -véase la Fig. 3-. Estas estructuras pliegan a la S1, y son muy frecuentes en los materiales del Grupo P-Q cuando cabalgan sobre el CVS a lo largo de zonas de rampa. La primera de las direcciones indicada, que corresponde con los pliegues P2a, es paralela a las rampas frontales de los cabalgamientos y la segunda de ellas (característica de los pliegues P2b) es paralela a las rampas laterales o ligeramente oblicuas. En relación con estos pliegues se produce el desarrollo simultáneo de dos foliaciones denominadas S2a y S2b (véase la orientación de cada una de ellas en la figura 3). La S2a es aproximadamente perpendicular a las rampas frontales y la S2b es paralela a las rampas laterales u oblicuas. Estas dos foliaciones son muy penetrativas en las filitas del Grupo P-Q. Los ejes de los micropliegues P2b se generan inclinados, están contenidos en la S2b y tienen una inmersión similar a la línea de máxima pendiente de la S1. Los ejes P2a están contenidos en la S2a y el rake es bajo. A partir de diversos criterios de fracturación se ha deducido que la dirección de compresión en la horizontal es NE-SW para los cabalgamientos. En algunos de los cabalgamientos más importantes, como los

que se encuentran en los flancos meridionales de los anticlinorios de Puebla de Guzmán y Valverde del Camino, se producen zonas de cizalla dúctil-frágil. En ellas se forman falsas S-C que quedan repartidas en bandas de espesores métricos y decamétricos tanto en las rocas del CVS como en las del Grupo P-Q. Al sur del batolito de la Sierra Norte de Sevilla se localiza una zona de cizalla dúctil que corta a los pliegues (P1) y afecta también a las rocas plutónicas. En el bloque de techo de esta zona de cizalla se encuentran las rocas con metamorfismo de grado bajo.

Discusión y Conclusiones

En las secuencias multicapa de la ZSP se forman pliegues despegados (P1) con vergencias al S y SW y predominio de los flancos largos de bajo buzamiento con respecto a los flancos cortos -a veces invertidos- que tienen altos buzamientos. En relación con estos pliegues se desarrolla una foliación tectónica (S1) caracterizada también por un alto buzamiento hacia el Norte. En los inverteles incompetentes la deformación por cizallamiento es importante y la S1 no es paralela a la superficie axial de los pliegues. La dirección de compresión máxima en la horizontal, en relación con un mecanismo de *buckling*, es NE-SW. Estos pliegues representan un acortamiento muy importante de la cuña orogénica, como así ha sido puesto de manifiesto por Simancas (1986). Para la base de la cuña se deduce la existencia de un despegue regional, que es interpretado como un cabalgamiento ciego y ha condicionado el desarrollo de una tectónica de tipo thin-skinned (Silva *et al.*, 1990). Despegues equivalentes de carácter local se observan dentro de las secuencias litoestratigráficas a la escala del afloramiento y en estructuras cartográficas. Otros cabalgamientos situados en niveles estructurales más altos, y con vergencias S y SW, cortan a los pliegues volcados denominados P1. En el bloque de techo de estos cabalgamientos se producen pliegues (P2a y P2b) en domos y cubetas, se desarrollan dos foliaciones (S2a y S2b) simultáneas, y las direcciones de ambas estructuras son perpendiculares entre sí. Tanto la S2a como la S2b son paralelas al plano axial de los domos y cubetas. Los anticlinorios de Valverde del Camino y Puebla de Guzman son interpretados como sendos pliegues asociados a la propagación de los cabalgamientos. La superficie de cabalgamiento al sur de los anticlinales citados es una rampa frontal. Entre ambos anticlinales existe una rampa lateral de dirección NNE-SSW. Estudios basados en la teoría de la fracturación de las rocas

han permitido establecer una dirección de compresión en la horizontal similar a aquella (NE-SW) que ha generado los pliegues P1, lo que confirma la existencia de una deformación progresiva en la ZSP.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido cofinanciada por el V Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva.

Referencias

- Almodóvar, G.R., Sáez, R., Pons, J.M., Maestre, A., Toscano, M. y Pascual, E. (1998): *Mineral. Deposita*, 33, 111-136.
- Alonso-Chaves, F.M. y García-Navarro, E. (1997): *SEG Field Conference*, Lisbon, 98.
- Barriga, F. J.A.S. y Kerrich, R. (1984): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 1021-1031.
- Boulter, C.A. (1993): *Geology* 21:801-804.
- Boyer, S.E. y Elliott, D. (1982): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 9, 1196-1230.
- Carvalho, D. (1976): *Comun. Serv. Geol. Port.*, 60: 271-315.
- Fernández-Caliani, J.C. y Galán, E. (1992): *Clay minerals*, 27, 385-388.
- Fontinent, D.; Dreesen R.; Duser, M. et Termier, G. (1976): *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 60: 121-138.
- Junta de Andalucía (1985): *Mapa Geológico de Andalucía*.
- Mitjavila, J.; Martí, J. y Soriano, C. (1997): *Jour. Petrol.*, 38, 6, 727-755.
- Moreno, C. (1988): *Est. Geol.*, 44, 233-242.
- Munhá, J. (1990): En R.D. Dallmeyer and E. Martínez, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 363-368.
- Munhá, J. y Kerrich, R. (1981): *EOS*, 63: 142.
- Oliveira, J.T. (1983): En: M.J.L. Sousa and J.T. Oliveira, Eds, *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Port., 29: 3-37.
- Oliveira, J.T. (1990): En R.D. Dallmeyer and E. Martínez, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 334-347.
- Sáez, R.; Almodóvar, G.R. y Pascual, E. (1996): *Ore Geol. Rev.*, 11, 429-451.
- Salpeteur, I. (1976): *Thèse III cycle*, Univ. (Nancy)
- Schermerhorn, L.J.G. (1971): *Bol. Geol. Min.*, 82: 238-268.
- Silva, J. B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990): En R.D. Dallmeyer and E. Martínez, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 348-362.
- Simancas, J.F. (1986): *Bol. Geol. Min.*, 97, 148-159.
- Strauss, G. K. (1970): ©, 77: 266 pp.
- Van den Boogaard, M and Schermerhorn, L.J.G (1980) *Scripta Geol.* 56: 1-4.