

Aportaciones estructurales al conocimiento del sindinal de Tamames: Dominio del Esquisto Grauwáquico de la Zona Centro Ibérica (Macizo Ibérico)

Structural contributions on the Tamames syncline: Schist and Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif)

Emilio González Clavijo¹, Guillermo Martín García², José R. Martínez Catalán² y Juan Gómez Barreiro²

¹ IGME, Azafranal 48, 1^a, 37001, Salamanca, e.clavijo@gme.es

² Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Pl. Merced s/n, 37008, Salamanca, eguille@usal.es, jrmo@usal.es, jugb@usal.es

ABSTRACT

A structural study on the eastern part of the Tamames syncline, in the Central Iberian Zone (CIZ) of the Variscan Massif, discloses that the tectonic foliation related to the major folds is a late-Variscan crenulation. This foliation is roughly coeval to the thermal metamorphism generated by Los Santos granite (309-307 Ma). The axial planes of these folds are displaced when they cross cut the Toledanic unconformity creating the illusion of a non-schistose pre-Ordovician folding event. Later on, open sub-horizontal folds with associated crenulation cleavage are generated by a late-Variscan extensional event, as recognized in other areas of the CIZ. The evidence of a late-Variscan age for the shortening phase that generated the Tamames syncline is consistent with the existence of the Central Iberian Arc in the Iberian Massif.

Key-words: Major folds, Late-Variscan, Central Iberian Arc.

RESUMEN

Un estudio estructural del sector oriental del sindinal de Tamames, en la Zona Centro Ibérica (ZI) del Macizo Ibérico, evidencia que la foliación tectónica asociada a los pliegues mayores es una crenulación que, por su relación temporal con el metamorfismo térmico del granito de Los Santos (309-307 Ma), corresponde a una convergencia tardi-Varisca. Estos pliegues, al afectar a los materiales por encima y debajo de la discordancia Toledánica, presentan un salto de sus planos axiales, creando la falsa apariencia de una fase de plegamiento pre-ordovícica no esquistosa. Una extensión tardía genera pliegues abiertos subhorizontales con crenulación asociada, como los encontrados en otros sectores de la ZI. La evidencia de una edad tardi-Varisca para la el acortamiento que generó el sindinal de Tamames es coherente con el modelo del Arco Centro Ibérico del Macizo Ibérico.

Palabras clave: Pliegues mayores, Varisco tardío, Arco Centro Ibérico.

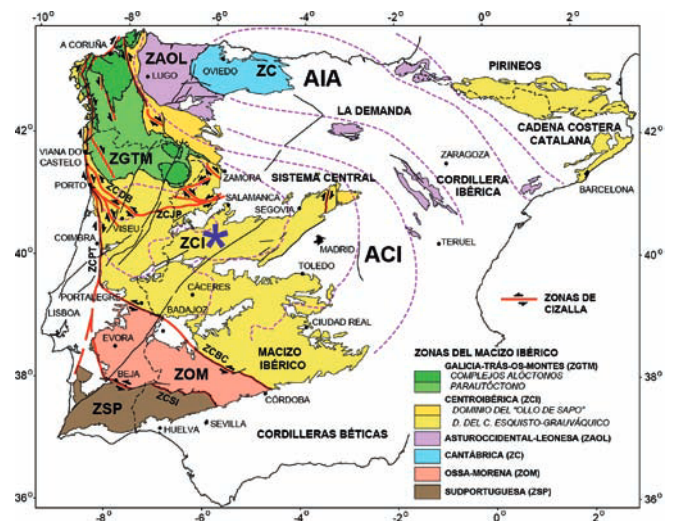
Geogaceta, 62 (2017), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 29 de diciembre de 2016
Revisión: 24 de marzo de 2017
Aceptación: 26 de abril 2017

Introducción

El sindinal de Tamames, situado en el Sur de la provincia de Salamanca (Fig. 1), fue estudiado en el siglo XIX y su conocimiento actualizado por diferentes especialistas en el siglo XX (Díez Balda, 1986; Yenes *et al.*, 1999 y referencias citadas). No obstante, su inclusión en el dominio de pliegues verticales tempranos de la orogenia Varisca (fase convergente primera: C1) de la división estructural de la Zona Centro Ibérica (ZI) propuesta por Díez Balda *et al.* (1990) resulta incoherente en los recientes modelos generales propuestos para el Macizo Ibérico (Martínez Catalán *et al.*, 2014

Fig. 1.- Situación de la zona estudiada en el Macizo Ibérico (asterisco) y su posición en el propuesto Arco Centro Ibérico (ACI). Martínez Catalán *et al.* (2014).
Fig. 1.- Location of the study area in the Iberian Massif and its position in the Central Iberian Arc (ACI). Martínez Catalán *et al.* (2014).



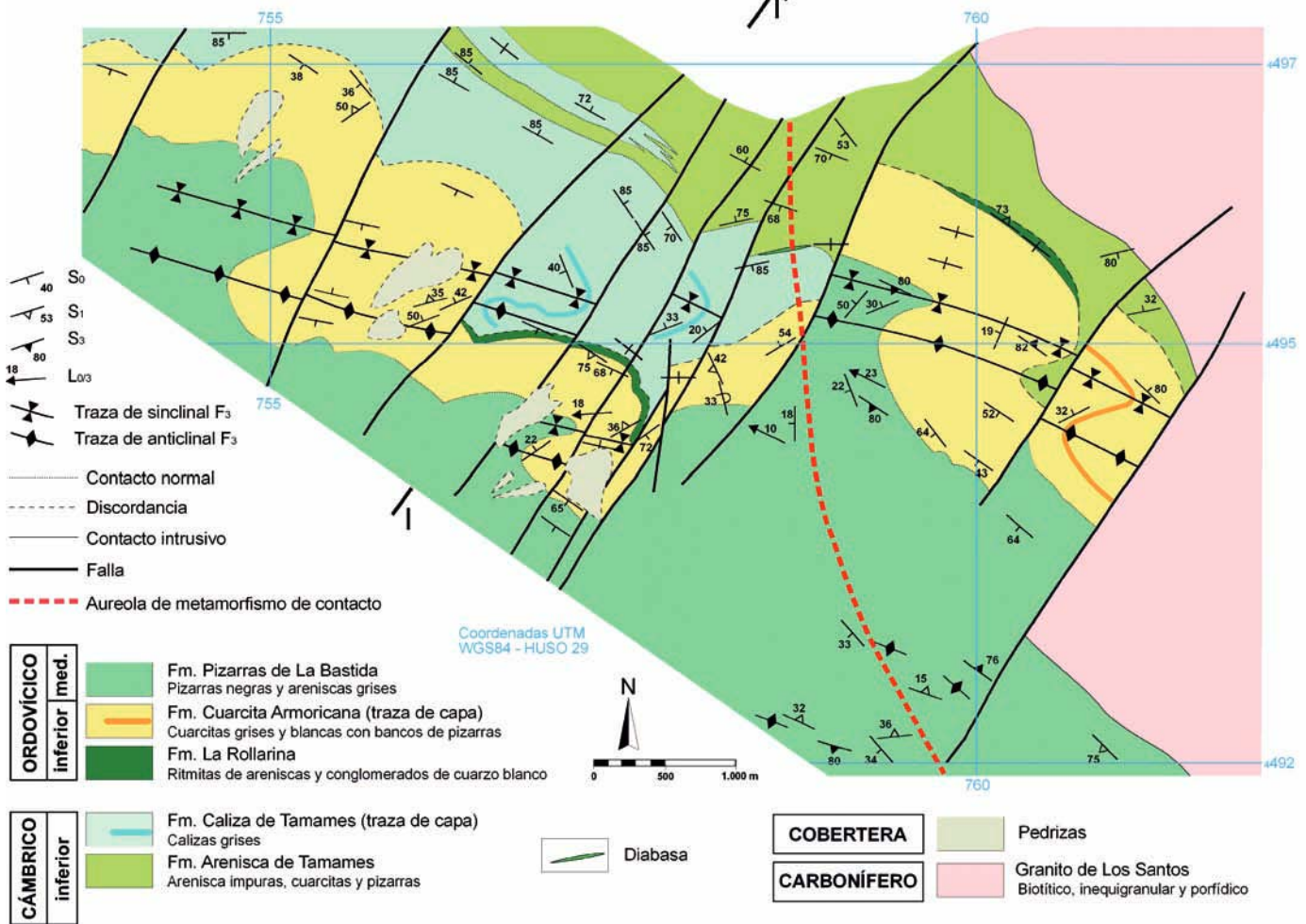


Fig. 2.- Mapa geológico estructural de detalle del sector estudiado en el que se han identificado pliegues de escala cartográfica de la fase varisca denominada C3 en el esquema general de fases de deformación para el NO de Iberia.

Fig. 2.- Detailed geological-structural map of the studied sector, where map-scale folds have been identified and ascribed to C3 Variscan phase of the general deformation scheme for the NW of Iberia.

y referencias citadas). El Arco Centro Ibérico (ACI), de edad tardi-Varisca (C3) propuesto en ese modelo propone que los pliegues mayores, dispuestos longitudinalmente a la ZOI, entre los que se encuentra el de Tamames, no son el resultado del acortamiento inicial. Para comprobar si este sindinal es una estructura temprana (C1) o tardía (C3) se realizaron trabajos de campo y micro-estructurales, centrados en el sector Este del flanco Norte del sindinal, que fueron complementados en el flanco Sur (corte del río Alagón), con el resultado de una actualización del mapa geológico local y un nuevo esquema de las fases variscas de deformación registradas en el sector.

Estructura del sector estudiado

El sindinal, de dirección NO-SE, pliega una secuencia paleozoica metasedimentaria de bajo grado (Cámbrico inferior a Devó-

nico). Una descripción general de las unidades litoestratigráficas implicadas puede obtenerse en Díez Balda (1986), Martín Herrero *et al.* (1990) y Gutiérrez-Alonso *et al.* (2011). Un rasgo destacado de esta secuencia es la existencia de una discordancia angular que separa los sedimentos del Cámbrico inferior de los del Ordovícico Inferior: la discordancia Toledánica. Sobre ésta aparece de modo discontinuo, y con una potencia máxima de 75 m, una formación denominada en este trabajo La Rollarina, y que inicia la secuencia ordovícica en la zona. Aunque había sido referida como el conglomerado basal de la Cuarcita Armoricana, es más descriptivo definirla como una secuencia rítmica, compuesta por bancos grano-decrescentes con espesores inferiores a 1 m, formados por arenas medias a gruesas y conglomerados poco abundantes, constituidos por cantos redondeados y menores de 1 cm de cuarzo blanco, en la parte

inferior de algunos cidos. El color de la formación es blanco, aunque localmente presenta tonos ocre y rojizos en su matriz.

En el sector estudiado (Fig. 2), la Cuarcita Armoricana forma pliegues cartográficos



Fig. 3.- Microfotografía de las Pizarras de La Bastida mostrando el divaje de crenulación (S₃) deformando al pizarroso regional (S₁).

Fig. 3.- Microphotograph of La Bastida Slates displaying the crenulation cleavage (S₃) which deformed the regional slaty cleavage (S₁).

cos de un orden menor que el sindinal de Tamames. Como el sindinal mayor, estas estructuras están orientadas NO-SE, con plano axial subvertical y presentan, en las litologías favorables (Fizarras de la Bastida), una esquistosidad de crenulación asociada (Fig. 3) ya descrita por Yenes *et al.* (1999).

La foliación tectónica previa es un divaje pizarroso que puede ser observado en toda la región. La relación geométrica entre este primer divaje y la estratificación indica que esta foliación tectónica no está relacionada con el sindinal de Tamames, sino que fue formada en una fase anterior de deformación y plegada posteriormente. El diedro entre esta primera foliación y la capas es constante en todo el sector y coherente con pliegues (no observados) vergentes hacia el NE. Este divaje es, por tanto, coincidente con el generado por la primera fase varisca en gran parte del NO de Iberia (sector de los pliegues F1 vergentes al NE de Díez Balda *et al.*, 1990) y puede ser considerado el C1 varisco (Fig. 4).

El granito de Los Santos, situado al SE del sindinal de Tamames, genera una aureola de metamorfismo térmico que afecta a parte del sector estudiado (Fig. 2), permitiendo observar las relaciones entre la blastesis de los minerales de baja P/ alta T (andalucita y cordierita) y el divaje de crenulación (Fig. 5).

Como refleja la microfotografía, este segundo divaje se ha formado previa a sincrónicamente del evento térmico del granito. La edades radiométricas obtenidas para el granito de Los Santos (309-307 m.a.; Zeck *et al.*, 2007; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011) indican que esta crenulación es

contemporánea de la foliación C3 en la ZCI del NO de Iberia (316-308 m.a.; Dallmeyer *et al.*, 1997). Estos datos permiten concluir que los pliegues mayores estudiados, y el propio sindinal de Tamames, se formaron debido a un acortamiento tardi-varisco que, por su orientación y edad, puede ser adscrito a la tercera fase regional (C3).

El ángulo diedro entre las capas de los materiales cámbricos y ordovícicos, causado por la discordancia angular, genera un salto en los planos axiales de los pliegues C3 debido a condicionamientos geométricos (Figs. 2 y 6). El plegamiento pre-ordovícico aparente que muestra el mapa en la Caliza de Tamames se debe únicamente a este efecto (ver Ramsay, 1977, pág. 529), como apoya la ausencia de foliaciones tectónicas pre-ordovícicas en los materiales cámbricos.

En el sector estudiado se ha identificado otro sistema de plegamiento constituido por pliegues de amplitud decamétrica, subhorizontales y poco aplastados (Fig. 4) que deforman los pliegues C3 antes descritos. Localmente son más aplastados y generan una foliación tectónica de plano axial, con buzamiento suave al SE, en las litologías favorables. Estos pliegues son responsables de la oscilación alrededor de la vertical de la estratificación y de las foliaciones tectónicas anteriores (C1 y C3) que se observan en el mapa (Fig. 2) y en el corte esquemático (Fig. 4).

Conclusiones

Los datos estructurales observados en la parte más oriental del sindinal de Tama-

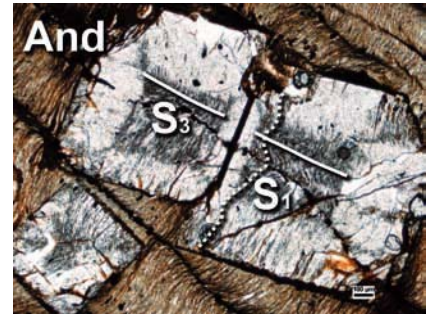


Fig. 5.- Microfotografía de la Pizarras de La Bastida en la que se observa el divaje de crenulación (S3) deformando al pizarroso regional (S1), dentro y fuera de los porfiroblastos de andalucita (And).

Fig. 5.- Microphotograph of La Bastida Slates displaying the crenulation cleavage (S3) which deformed the regional slaty cleavage (S1), both inside and outside of the andalusite porphyroblasts (And).

mes confirman que los pliegues mayores existentes en el sector se formaron en un evento contractivo tardi-varisco (C3), como sustenta la relación de su foliación tectónica asociada (S3) con la previa (S1) y con la blastesis de los minerales índice del metamorfismo térmico generado por el granito de Los Santos.

La adscripción de los pliegues cartográficos a un evento contractivo, de dirección NE-SO, desarrollado al final de la orogenia, es coherente con la existencia de un gran arco orogénico (el ACI), formado durante los eventos tardíos del orógeno Varisco. Estos pliegues tardíos (C3) se disponen aproximadamente paralelos al plano axial del ACI, lo que permite proponer una sincronía entre la C3 y la generación o re-aplastamiento del ACI (Martínez Catalán *et al.*, 2014), mientras que si los pliegues fuesen tempranos (C1) deberían de aparecer reorientados por él y delineando el orodinal.

La existencia del ACI, su edad y génesis constituyen un interesante tema de debate desde que esta antigua propuesta (Staub, 1927; Du Toit, 1937; Dvorak, 1983) fue retomada en diferentes trabajos (Aerden, 2004; Martínez-Catalán, 2011; Shaw *et al.*, 2012; Johnston *et al.*, 2013; Murphy *et al.*, 2016; Dias *et al.*, 2016; Pastor-Galán *et al.*, 2016). La confirmación de que el Sindinal de Tamames es un estructura tardivarisca (C3) posibilita la edad y modelo defendidos por Martínez-Catalán *et al.* (2014) mientras que es problemática de encajar con los datos presentados en las otras propuestas.

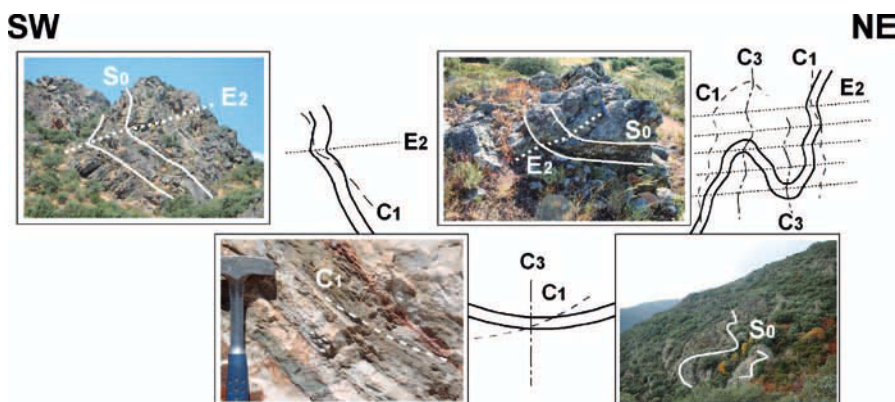


Fig. 4.- Corte esquemático del sector oriental del Sindinal de Tamames. Las fotografías muestran las relaciones entre la estratificación (S0) y las foliaciones tectónicas asociadas a las fases de deformación varisca contractiva temprana (C1), contractiva tardía (C3) y extensional final (E2).

Fig. 4.- Schematic cross section of the eastern part of the Tamames Syndinal. The photographs display the relationship between bedding (S0) and the tectonic foliations generated by the early contractive (C1), late contractive (C3) and final extensional (E2) Variscan events

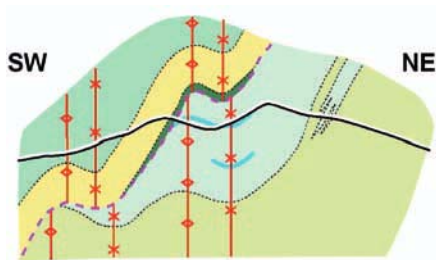


Fig. 6.- Corte esquemático I-I' de la Fig. 2 mostrando el desplazamiento en escalón de los planos axiales de los pliegues C3 a ambos lados de la discordancia angular Toledánica.

Fig. 6.- Simplified cross section I-I' on Fig. 2 showing the en echelon displacement of C3 axial planes when crossing the Toledanic angular unconformity.

Otro aspecto estructural relevante es la ausencia de pliegues y foliaciones tectónicas pre-ordovícicos, pues los observables en la Caliza de Tamames son tardi-variscos. Este dato sugiere que la discordancia Toledánica en el sector se formó por basculamiento de bloques a causa de una extensión cortical alrededor del límite temporal cambro-ordovícico y no por un evento contractivo.

También se han identificado, por primera vez en este sector, pliegues con foliación tectónica de plano axial subhorizontal posteriores a la C3. Estructuras semejantes se conocen en otros sectores de la ZOI, especialmente alrededor de los Macizos Alóctonos de Bragança (González Clavijo, 2006) y Morais (Dias da Silva, 2014), habiendo sido interpretadas como un evento extensional tardío de la orogenia (E2).

Agradecimientos

Este trabajo es un resumen de la Tesis de Fin de Grado realizada en 2016 por Guillermo Martín García en el Departamento de Geología de la Universidad de Sala-

manca. El IGME (Unidad de Salamanca) ha colaborado en la dirección de la tesis. Los autores agradecen las correcciones de los revisores Fernando Álvarez Lobato y Gabriel Gutiérrez Alonso que con sus interesantes sugerencias han ayudado a mejorar este artículo. La financiación de estos trabajos sólo puede expresarse como en las viejas inscripciones latinas: D.S.P.F. (*De Sua Pecunia Feit*), dado que ha sido soportada económicamente en su práctica totalidad por los autores.

Referencias

- Aerden, D. (2004). *Journal of Structural Geology* 26, 26, 177-196.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarbuchi, J.I., Gutiérrez Alonso G., Farias, P., Bastida, F. y Aller, J. (1997). *Tectonophysics* 277, 307-337.
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., y Moreira, N. (2016). *Tectonophysics* 681, 170-194.
- Dias da Silva, Í.F. (2014). *Geología de las Zonas Centro Ibérica y Galicia-Trás-os-Montes en la parte oriental del Complejo de Morais, Portugal/España*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra 45, Coruña, 424 p.
- Díez Balda, M.A. (1986). *Acta Salmanticaensia, Sección Ciencias* 52, 162 p.
- Díez Balda, M.A. Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer y Martínez García (Eds.), Springer-Verlag, 173-188.
- Du Toit, A. (1937). *Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting*. Cliver and Boyd, Edimburgh, 336 p.
- Dvorak, J. (1983). *Dixième Congrès International de Stratigraphie e de Géologie du Carbonifère*, Madrid, 549-551.
- González Clavijo, E. (2006). *La geología del sin-forme de Alcañices Oeste de Zamora*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra 31, Coruña, 238 p.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P. y Gonzalo, J.C. (2011). *Tectonics* 30, TC5008.
- Johnston, S.T., Weil, A.B., y Gutiérrez-Alonso, G. (2013). *Geological Society of America Bulletin* 125, 643-663.
- Martín Herrero, D., Ujidos Meana, J.M., Nozal Martín, F. y Pardo Alonso, M.V. (1990). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 527 (Tamames) y memoria*. IGME, Madrid, 95 p.
- Martínez Catalán, J.R. (2011). *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1299-1314.
- Martínez Catalán, J.R., Rubio Pascual, F.J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, Í., González Clavijo, E., Ayarza, P. y Alcock, J.E. (2014). *Geological Society, London, Special Publications* 405, 225-247.
- Murphy, J.B., Quesada, C., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T. y Weil, A. (2016). *Tectonophysics* 681, 209-219.
- Pastor-Galán, D., Dekkers, M.J., Gutiérrez-Alonso, G., Brouwer, D., Groenewegen, T., Krijgsman, W., Fernández-Lozano, J., Yenes, M. y Álvarez-Lobato, F. (2016). *Gondwana Research* 39, 96-113.
- Ramsay, J. (1977). *Plegamiento y Fracturación de Rocas*. H. Blume Ediciones, Madrid, 590 p.
- Shaw, J., Johnston, S., Gutiérrez-Alonso, G. y Weil, A. (2012). *Earth and Planetary Science Letters*, 329 (330), 60-70.
- Saub, R. (1927). *Real Academia de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes de Córdoba*, 1-83.
- Yenes, M., Álvarez, F. y Gutiérrez-Alonso, G. (1999). *Journal of Structural Geology* 21, 1419-1440.
- Zeck, H.P., Wingate, M.T.D. y Pooley, G. (2007). *Geological Magazine* 144, 157-177.