

Oroclinales y delaminación, relaciones y efectos

G. Gutiérrez-Alonso¹, J. Fernández-Suárez², A. B. Weil³

¹*Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 33708 Salamanca. e-mail gabi@usal.es*

²*Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid. e-mail jfsuarez@geo.ucm.es*

³*Department of Geology, Bryn Mawr College, Bryn Mawr, PA 19101, USA. e-mail aweil@brynmawr.edu*

ABSTRACT

Late- to post-orogenic oroclinal bending in conjunction with thinning of the lithospheric mantle is potentially an important component of the waning stages of plate convergence in collisional orogenies. This paper addresses possible and hitherto unexplored cause-effect relationships between oroclinal bending of an originally linear orogenic belt and lithospheric thinning and delamination based on an example from the Western European Variscan Belt (WEVB). We suggest that late- to post-orogenic bending of the lithosphere around a vertical axis may cause thickening and eventual detachment of the lithospheric root of orogenic belts such as the WEVB. The proposed hypothesis is consistent with the chronology of tectonic, metamorphic, magmatic and hydrothermal events recorded in the WEVB

Key words: Orocline, Variscan belt, Iberia, lithospheric delamination.

INTRODUCCIÓN

En 1955, Carey acuñó el término oroclinal para describir “un sistema orogénico que ha sido flexionado horizontalmente hasta tener la forma de una herradura o de un codo” (“*an orogenic system that has been flexed in plan to a horse-shoe or elbow shape*”). Se han propuesto otros dos mecanismos para explicar la génesis de la curvatura de cinturones montañosos: la existencia de una geometría no lineal en los márgenes continentales que colisionan y la indentación de un promontorio o la colisión de terrenos contra un contrafuerte en orógenos transpresivos, que suponen rotaciones pre- y sin- orogénicas respectivamente.

El engrosamiento litosférico causado durante los procesos orogénicos puede hacer que la litosfera mantélica sea inestable y se colapse y hunda gravitacionalmente causando un adelgazamiento litosférico, el aumento de los gradientes térmicos, ascenso de la superficie topográfica y extensión generalizada.

El Cinturón Varisco de Europa Occidental (CVEO) (Fig. 1A) representa una flexión oroclinal a escala continental y puede ser usado para investigar las relaciones y efectos entre la génesis del oroclinal y el adelgazamiento y delaminación de la litosfera. La sucesión de eventos en el CVEO indican el desarrollo simultáneo del oroclinal a partir de un orógeno lineal o casi lineal y la delaminación litosférica durante los últimos estadios del orógeno varisco (Fernández-Suárez et al., 2000; Weil et al., 2001).

EVIDENCIAS GEOLÓGICAS Y CRONOLOGÍA DE LA CURVATURA OROCLINAL Y LA DELAMINACIÓN LITOSFÉRICA EN EL CVEO

El CVEO se caracteriza por su patrón estructural intensamente curvado (Fig. 1) inicialmente descrito en 1885 por Suess y objeto de estudio por un sinnúmero de autores (Pérez-Estaún et al., 1988 y las referencias en ese trabajo) incluyendo los trabajos más recientes sobre el paleomagnetismo de la zona Cantábrica, situada en el corazón del arco interno del oroclinal (Fig. 1B) (Weil et al., 2001). Estos y otros trabajos estructurales y geofísicos proponen distintas hipótesis que explican la curvatura del CVEO como un arco neoproterozoico heredado, como un arco que resulta de la colisión varisca de un indentador, de una colisión oblicua, un efecto esquina, o el progresivo cambio en la dirección de cabalgamiento en el núcleo del arco interno (Pérez Estaún et al., 1988).

Desde este punto de vista, el CVEO está formado por dos zonas estructurales, el núcleo o arco interno que se conoce como la Zona Cantábrica, y el arco externo que incluye el resto de las zonas paleogeográficas definidas clásicamente.

Los datos estructurales recientes del arco interno indican que su geometría arqueada tiene un origen tardivarisco (Fig. 1B) a partir de una estructura compresiva E-W con una geometría casi lineal (Weil et al., 2001). Para explicar como se acomoda la deformación causada por la curvatura de la litosfera alrededor de un eje vertical se utiliza la deformación longitudinal tangencial. (Ries and Shackleton, 1976), caracterizada por acortamiento paralelo al arco en el arco interno y extensión en el mismo sentido en el arco externo (Fig. 1C). El límite entre ambos arcos está marcado por una superficie sub-vertical en la que no se produce estiramiento ni acortamiento y que se conoce como superficie neutra.

Las características geológicas de la Zona Cantábrica indican que el acortamiento tangencial aumenta hacia el núcleo del arco y disminuye hacia la superficie neutra (Julivert and Marcos, 1973) acomodada generalmente por pliegues cónicos (Fig 1D) con trazas axiales perpendiculares a la curvatura del arco (Julivert and Marcos, 1973), acompañados por fallas inversas y de salto en dirección.

En el arco externo el estiramiento paralelo al arco se produce por medio de un estiramiento dúctil generalizado en los niveles corticales más profundos y fallas de salto en dirección en los más superficiales. Las evidencias de la deformación relacionada con el arco en la parte mantélica de la litosfera son mucho menos abundantes.

Otro hecho importante a lo largo de todo el CVEO es la existencia de un evento intrusivo a lo largo de todo el cinturón que ocurrió entre 295 and 285 Ma (Fernández-Suárez et al. 2000), incluido el arco interno (Valverde-Vaquero et al., 1999), que casi nunca se ve afectado por el magmatismo postorogénico o tardiotrogénico en

otros cinturones. Las evidencias petrológicas y geoquímicas indican que este evento intrusivo tiene su origen en la fusión e la corteza inferior y en aportes de fundidos mantélicos (Fernández-Suárez et al., 2000). Los aproximadamente 10 Ma en que tuvo lugar este evento magmático coincide con las edades obtenidas mediante paleomagnetismo para el cierre del arco en la Zona Cantábrica (Weil et al., 2001) (Figs. 2A and B).

Además del elevado volumen y la distribución de granitoides de edad 310-290 Ma, otras evidencias de un alto flujo de calor durante el tardi-varisco son:

1) Los carbones estefanienses poseen un rango muy alto (Colmenero and Prado, 1993) que no puede ser explicado por enterramiento. Hay numerosas evidencias de circulación de fluidos a alta temperatura en las cuencas estefanienses (Ayllón et al, 2003) y la presencia de numerosas rocas ígneas intruidas en ellas.

2) La dolomitización generalizada de las calizas carboníferas y los depósitos de talco en el Arco interno (Gasparrini et al., 2003) evidencia la circulación de fluidos a alta temperatura durante tiempos tardivariscos.

3) La presencia de mineralizaciones de oro en torno a 270-290 Ma (Martín-Izard et al., 2000) y la presencia de metamorfismo post-tectónico de alta temperatura y baja presión (Martínez-Catalán et al, 2003) en el arco externo y el metamorfismo epizonal y volcanismo estefaniense en el arco interno.

4) El levantamiento del arco externo y la génesis de fallas normales.

5) El movimiento gravitatorio hacia el arco interno de grandes mantos (Martinez Catalán et al., 2003).

6) El elevadísimo aumento del flujo de sedimentos continentales molásicos que fueron erosionados de las zonas elevadas del arco externo y depositados en el arco interno o cerca de la superficie neutra, y

7) El reequilibrio térmico de fábricas previas.

Para explicar la abundancia y ubicuidad de actividad magmática durante ca. 10 Ma a lo largo de un orógeno de varios centenares de kilómetros de anchura se debe de recurrir a una fuente de calor extremadamente eficiente. Fernández-Suárez et al. (2000) propusieron un mecanismo de delaminación litosférica que provocó la aparición de un gran número de cuerpos ígneos en el CVEO.

¿PUEDE UN OROCLINAL CAUSAR DELAMINACIÓN LITOSFÉRICA?

Las evidencias apuntadas previamente permiten proponer una hipótesis según la cual el plegamiento oroclinal de un orógeno inicialmente linear puede estar ligado a la delaminación litosférica en un contexto tardi o post orogénico (Fig. 1E).

Cualquier modelo que pretenda explicar un plegamiento oroclinal litosférico debe de asumir una respuesta conjunta de la corteza y el manto subyacente y aunque los resultados del proceso se puedan observar en la corteza superior no hay evidencias directas de los efectos del mismo en el manto litosférico.

Proponemos que, simultáneamente al desarrollo del oroclinal, el manto litosférico se engrosó debajo del arco interno y se adelgazó debajo del arco externo. Los efectos del adelgazamiento debajo del arco externo se pueden resumir en: i) ascenso de manto astenosférico y fusión de la corteza inferior resultando en la presencia de intrusiones postorogénicas; y ii) una rápida elevación topográfica causada por el aumento de flotabilidad de la corteza que causaría deformación gravitacional y una elevada tasa de erosión y descarga sedimentaria hacia el arco interno.

El desequilibrio de masas litosféricas debajo del arco externo e interno causaría la delaminación de la raíz litosférica generada debajo del arco interno arrastrando, posiblemente, los restos de manto litosférico adelgazados que quedasen debajo del arco externo (Fig. 1D). Este proceso daría lugar al pulso térmico que tuvo lugar en el Pérmico inferior (295-285 Ma).

La presencia de magmatismo postorogénico más antiguo en el arco externo sugiere que el adelgazamiento del manto litosférico ocurrió hace 310-300 Ma y fue seguido por la delaminación litosférica 10 Ma más tarde debajo del arco interno. Esta secuencia está de acuerdo con la diacronía del ascenso astenosférico propuesta por el modelo en dos dimensiones de Fernández-Suárez et al. (2000) y su duración está de acuerdo con modelizaciones.

Como resultado de los procesos mencionados, el suministro térmico durante el Carbonífero Superior y Pérmico inferior en el arco interno produjo un levantamiento topográfico traducido en extensión, volcanismo y la génesis de cuencas continentales.

CONCLUSIÓN

Este modelo explora las posibles relaciones entre el plegamiento oroclinal post-orogénico de un orógeno linear con el adelgazamiento y la delaminación de su litosfera mantélica. Los resultados de un proceso de este tipo explican las características estructurales, metamórficas, ígneas e hidrotermales de los eventos tardi-variscos en todo el Cinturón Varisco de Europa occidental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto BTE2000-1490-C02-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y versiones previas se han beneficiado de las críticas de S. Johnston, S. Marshack, W. Collins y G. Draper y la revisión de T. Román a quienes agradecemos su labor.

REFERENCIAS

- Ayllón, F., Bakker, R.J., Warr, L.N. (2003): Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks of the Ciñera-Matallana coal basin (NW Spain). *Geofluids*, 3: 49-68.
- Colmenero, J. R., Prado, J. G. (1993): Coal basins in the Cantabrian Mountains, northwestern Spain: *International Journal of Coal Geology*, 23: 215-229.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez-Alonso, G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids: *Journal of the Geological Society, London*, 157: 565-576.
- Gasparrini, M., Bakker, R.J., Bechstädt, T., Boni, M. (2003): Hot dolomites in a Variscan foreland belt: hydrothermal flow in the Cantabrian Zone (NW Spain). *Journal of Geochemical Exploration*.
- Julivert, M., Marcos, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain): *American Journal of Science*, 273: 353-375.
- Martín-Izard, A., Fuertes, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J. G., Maldonado, C., Pevida, L. R. (2000): The Rio Narcea gold belt intrusions; geology, petrology, geochemistry and timing, *Journal of Geochemical Exploration*, 71: 103-117.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Díez Balda, M.A. (2003): Large accommodation structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 25: 1815-1840.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquinez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A., Pulgar, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Armorican Arc). *Tectonics*, 7: 517-537.
- Ries, A.C., Shackleton, M. (1976): Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 283: 281-288.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A. (2001): Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29: 991-994.

PIE DE FIGURAS

Fig. 1. A) Esquema geológico del CVEO; B) Desviaciones de la declinación respecto a la dirección de referencia (Modificado de Weil et al. 2001); C) Esquema ilustrando el mecanismo de deformación longitudinal tangencial; D) Esquema del desarrollo de pliegues cónicos los mantos más occidentales de la Zona Cantábrica; y E) Esquema ilustrativo de la evolución tectónica propuesta para el caso de una delaminación litosférica causada por la generación de un oroclinal.

