

Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilariça: Zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la Península Ibérica

R. Vegas, G. De Vicente, A. Muñoz-Martín y R. Palomino

Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense, c/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid. ruidera@geo.ucm.es

ABSTRACT

A substantial part of the intraplate deformation in the Iberian Foreland is transferred from the Cantabro-Pyrenean border by means of two strike-slip deformation belts, the Regua-Verín and Vilariça fault corridors. The Neogene and recent tectonic activity along these intraplate strike-slip belts is responsible for the onset of a geomorphic barrier between the Duero Basin and the Atlantic Margin.

Key words: *intraplate strike-slip belts, NW Iberian Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

En la última década, el estudio de las estructuras intraplaca de carácter intracontinental ha recibido un impulso notorio, sobre todo en régimen tectónico convergente, debido a la necesidad de explicar la deformación continental reciente alejada de los bordes de placas activos. Como ejemplo paradigmático de este tipo de deformación se encuentra el sureste de Asia, donde es ampliamente conocida la existencia de varios "corredores o cinturones de fallas en dirección" que transmiten los efectos de la convergencia India-Eurasia a gran distancia del Himalaya. Estos cinturones de fallas presentan una geometría interna compleja, pero a escala continental se pueden comparar con grandes fallas en dirección que por su gran recorrido, superior los 1.000 km, deben interesar a la totalidad de la litosfera del sureste asiático. En la mayoría de los casos descritos, los corredores de fallas en dirección corresponden a lineamientos topográficos y zonas de cizalla subverticales, de dimensiones diversas, para los cuales se considera que una longitud de más de 300 km y un salto en dirección del orden de 30 km deben ser indicios de que cortan gran parte, o la totalidad, de la litosfera (p.e. Walsh y Watterson, 1988).

Los corredores de deformación intraplaca en dirección han sido clasificados por Storti *et al.* (2003) en dos grupos según la naturaleza de las zonas donde se amortiza el movimiento: a) *corredores de fallas de tipo transfer*, aquellos en los que el desplazamiento se amortigua en un borde de placa, involucrando así un cierto tipo de escape tectónico; b) *corredores de fallas de tipo confinado*, aquellos en los que el desplazamiento se amortigua progresivamente en el interior de la placa mediante deformación extensiva, compresiva o rotacional en la terminación del corredor. Esta división simple permite discriminar si los corredores de fallas forman parte de una suerte de borde de placas difuso

o bien si pertenecen a un contexto de deformación intraplaca distribuida.

Por otra parte y debido a su carácter transcurrente, los corredores de fallas intracontinentales presentan alineaciones topográficas en forma de sierras y depresiones alargadas correspondientes a las curvaturas y a los relevos de tipo constrictivo y relajante respectivamente. En la mayoría de los casos, las alineaciones de relieves son las que definen la dirección de los corredores de fallas, mientras que sus terminaciones son las que permiten definir el sentido del desplazamiento, ya que no suelen existir trazas continuas de fallas ni marcadores claros del sentido y la magnitud del desplazamiento en dirección. De ahí la importancia de definir los tipos de terminaciones y las características de las elevaciones y depresiones longitudinales.

Teniendo en cuenta estas consideraciones presentamos aquí dos corredores de fallas en dirección conocidos de antiguo en el NO de la Península Ibérica con el objetivo de establecer su relación con el patrón de la deformación alpina Antepaís Ibérico.

LOS CORREDORES DE FALLAS EN DIRECCIÓN DEL NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

En el contexto de las estructuras generadoras de los relieves del interior de la Península Ibérica destacan por su singularidad dos corredores de fallas, que se sitúan con una dirección N10E entre el extremo occidental de los relieves de las Montañas Cantábricas y las sierras de la Estrela (o de la Estrella) y de Gardunha, que constituyen la parte del Sistema Central, o Divisoria Principal Ibérica, del centro de Portugal. Estos dos corredores corresponden a los lineamientos de Regua-Verín y de Vilariça, descritos por Teixeira y Gonçalves (1980), cuya denominación se debe respectivamente a las localidades, portuguesa y española, por las que

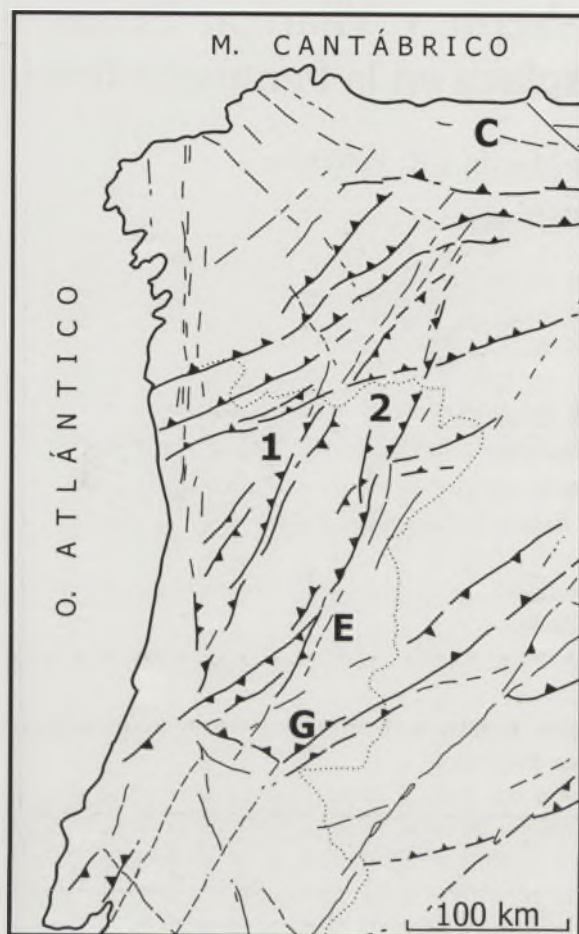


FIGURA 1. Situación de los corredores de fallas de Regua-Verín (1) y Vilariza (2) entre el borde sur de la Cordillera Cantábrica (C) y las Sierras de la Estrella (E) y Gardunha (G). Modificado de Cabral y Ribeiro (1988).

discurre y al valle del río que ocupa una parte de su recorrido. Se extienden entre la terminación de los cabalgamientos alpinos del borde meridional de la Cordillera Cantábrica, en la región del Bierzo, y el borde septentrional de la Sierra de la Estrella, el Cabalgamiento de Lousã (Fig. 1).

Ambos lineamientos comprenden varios segmentos escalonados que se corresponden con alineaciones de sierras de dirección N10-15E, resultantes de la asimilación en superficie del acortamiento general del Antepaís Ibérico. En relación con estas sierras alargadas se disponen áreas deprimidas, de dirección similar, que contienen sedimentos neógenos y cuaternarios y que pueden asimilarse a "escalones o curvaturas relajantes", que dan lugar a pequeñas cuencas de tipo *pull-apart*. El corredor de Regua-Verín se extiende entre el borde occidental de la Cuenca del Bierzo, Sierra de Los Ancares, y el Cabalgamiento de Lousã. Al sur de esta estructura parece continuarse en el borde del valle inferior del Tajo, aunque sin mostrar el carácter festoneado característico. Por su parte, el corredor de Vilariza se dispone entre el borde oriental de la Cuenca del Bierzo, los Montes de León, y la terminación oriental de las sierras de la Estrella y

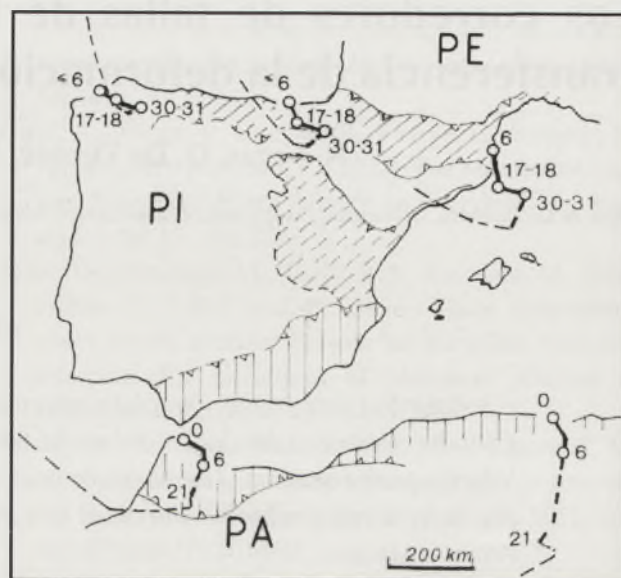


FIGURA 2. Patrón de la convergencia Iberia-Eurasia y África-Eurasia (Iberia) según las trayectorias del movimiento de tres puntos de Iberia respecto a Eurasia y de dos puntos de África respecto a Eurasia. Los números indican las anomalías magnéticas correspondientes a la construcción de las trayectorias. Basado en Vegas et al. (1996) y Dewey et al. (1989).

Gardunha. También parece continuarse más al sur en un lineamiento que apenas absorbe el acortamiento intraplaca general. En este sentido, los lineamientos aquí considerados constituyen la parte reactivada recientemente de dos lineamientos paralelos a escala peninsular.

Las terminaciones de los dos corredores son contractivas e indican un movimiento lateral izquierdo (Fig. 1). No obstante, estas terminaciones no indican una amortización completamente progresiva del movimiento transcurrente. La mayor parte de este movimiento debe amortizarse en las grandes estructuras oblicuas en que terminan los dos corredores: el sistema de cabalgamientos con vergencia sur del borde meridional de la Cordillera Cantábrica y el cabalgamiento septentrional de la Sierra de la Estrella con vergencia norte.

En relación con el Corredor de Vilariza existe una fábrica muy penetrativa y localizada, visible a escala de afloramiento y en imágenes de satélite, que indica la existencia de una zona de cizalla vertical más amplia. Esta fábrica se curva hacia el oeste, acomodándose al borde de la Sierra de la Estrella de acuerdo con el carácter levógiro del corredor. Así mismo, y en relación con esta fábrica, existen diques de lamprofidos, de potencia métrica, para los que se ha descrito una edad permo-liásica, 226-204 Ma (Portugal Ferreira y Macedo, 1979).

SITUACIÓN EN EL CONTEXTO DE LA CONVERGENCIA ÁFRICA-EURÁSIA

Como en otras zonas de deformación intraplaca, los corredores de deformación de Regua-Verín y Vilariza deben

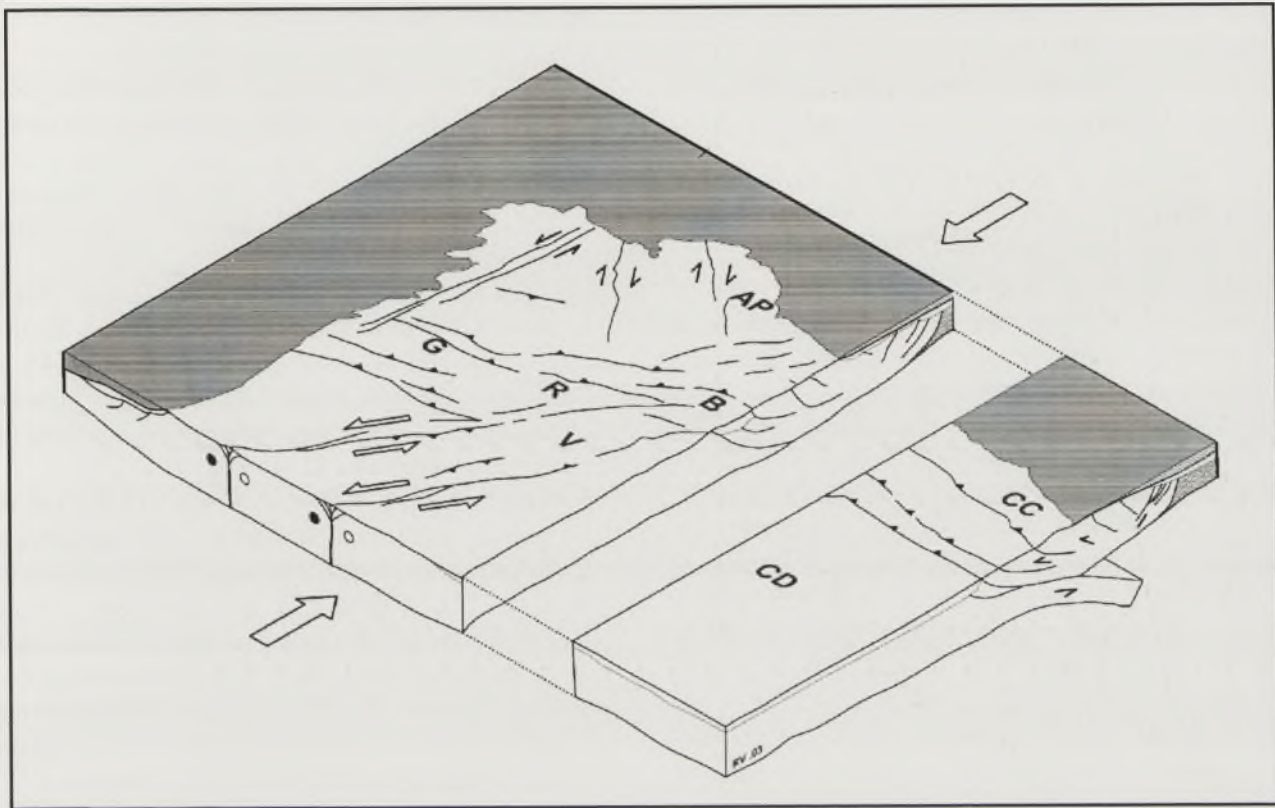


FIGURA 3. Representación esquemática del mecanismo de transferencia del acortamiento intraplaca desde el Cabalgamiento Cantábrico por medio de los corredores de fallas en dirección del NO de la Península. B: Cuenca del Bierzo; CC: Cordillera Cantábrica; CD: Cuenca del Duero; G: Sierras de Gêres; R: Corredor de Regua-Verín; V: Corredor de Vilariça.

ser zonas que canalizan la deformación desde el frente montañoso interplaca hacia el interior. En este contexto, y considerando la salvedad de sus dimensiones mucho más modestas, se puede hacer una comparación muy general con corredores de fallas intracontinentales del sureste asiático generados como consecuencia de la transmisión de la deformación tras la colisión continental del Himalaya.

Así en primer lugar es preciso considerar el patrón de la convergencia África-Eurásia en la Península Ibérica, que puede considerarse como una especie de placa de menores dimensiones adosada en ocasiones a una u otra placa mayor y con relativa independencia en otras a lo largo su historia. Esta convergencia se amortigua primero entre la Península Ibérica y Eurásia, en el límite de placas pirenaico-cantábrico durante el periodo de tiempo comprendido el inicio del Paleógeno y el final del Oligoceno, según se desprende de la reconstrucción semicuantitativa de Vegas *et al.* (1996) para la posición de la Península Ibérica respecto a Eurasia entre las anomalías magnéticas 30-31 y 6 C del Atlántico Norte (Fig. 2). En este punto es importante resaltar que para este periodo de tiempo –y en el segmento “ibérico”– la convergencia N-S entre África y Eurasia tiene una dirección NNE-SSO a N-S (Dewey *et al.*, 1989), mientras que en el límite de placas pirenaico-cantábrico adquiere un patrón más complicado debido a la relativa independencia de la Placa Ibérica. Esta conver-

gencia queda bloqueada en este límite de placas al final del Oligoceno (An 6C) como consecuencia de la colisión pirenaica.

Comenzó entonces la transmisión de parte de la deformación interplaca desde el borde montañoso cantabro-pirenaico hacia el interior de la Península *vía* los corredores de Regua-Verín y Vilariça. La actividad de estos corredores debe relacionarse con el extremo occidental de la Cordillera Cantábrica, prolongación de la cadena pirenaica (Gallastegui *et al.*, 2002), es decir con el final de la zona donde la convergencia N-S es asumida en un cabalgamiento intracrustal, el Cabalgamiento Cantábrico (Fig. 3).

En este sentido es posible considerar estos corredores de fallas en dirección, como reactivación de zonas previas de anisotropía, probablemente mesozoicas, en un contexto de convergencia de placas. Su reactivación selectiva se debe relacionar con la necesidad de transferir la convergencia de placas entre el final del Cabalgamiento Cantábrico y las elevaciones de basamento del Sistema Central. Pero además estos corredores de fallas han seguido acomodando parte de la deformación intraplaca al continuar la convergencia África-Eurasia en el límite de placas situado, esta vez, entre la Península Ibérica y África, tal como lo demuestran las evidencias de deformación reciente en el corredor de Vilariça (Cabral, 1996). Esta convergencia se realiza primero en una dirección próxima a N-S, entre el

final del Oligoceno y Tortonense (An 5), tomando después una dirección NO-SE hasta la actualidad (Fig. 2). Se puede considerar así una reactivación polifásica para estos corredores de fallas.

CONCLUSIONES E IMPLICACIONES MORFOESTRUCTURALES

Los corredores de fallas de Regua-Verfín y Vilarica han jugado un papel importante en la acomodación de la convergencia África-Europa en el interior de la Península Ibérica. Se pueden considerar como corredores de fallas en dirección de tipo confinado. Su carácter sinestroso está de acuerdo con la transferencia de parte de la deformación acumulada en el extremo occidental del Cabalgamiento Cantábrico al segmento más occidental del Sistema Central. El origen de estas zonas de cizalla vertical, con intrusiones de rocas básicas, debe relacionarse con zonas de anisotropía producidas durante el *rifting* mesozoico que dio lugar a la individualización de la Placa Ibérica.

Este mecanismo de transferencia de la deformación explica como el acortamiento asumido en el borde sur de la Cordillera Cantábrica se amortiza también al oeste de su terminación. Como consecuencia de esta transferencia se produce una zona de deformación de dirección NNE-SSO, oblicua a los relieves principales de dirección E-O del Antepaís Ibérico. Como consecuencia de esta zona de deformación surgen los relieves que cierran la Cuenca del Duero por el oeste y suponen un serio obstáculo al drenaje atlántico, produciéndose el encajamiento reciente de la red fluvial. Este dispositivo tectónico explica así las diferencias morfológicas mayores entre las submesetas norte y sur, en las que tradicionalmente se subdivide el Macizo Ibérico.

REFERENCIAS

- Cabral, J. (1989): An example of intraplate neotectonic activity: Vilarica Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, 8: 285-303.
- Cabral, J. y Ribeiro, A. (1988): Carta Neotectónica de Portugal, escala 1:1.000.000. *Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos*.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knot, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society Special Publications*, 45: 3-28.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A. y Gallart, J. (2002): Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21 (4): 1033
- Portugal Ferreira, M y Macedo, C.A.R. (1979): Actividade magmática durante o Mesozóico: -Acheqa para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro-Ibérica (Portugal). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 87: 29-49
- Storti, F., Holdsworth, R.E. y Salvini, F (2003): Intraplate strike-slip deformation belts. En: *Intraplate strike-slip deformation belts* (F. Storti, R.E. Holdsworth, y F. Salvini, Eds.). Geological Society London, Special Publication, 210: 1-14.
- Teixeira, C. y Gonçalves, F. (1980): *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica. Lisboa, 475 p.
- Vegas, R., Jurado, M.T. y Kälin, O. (1996): Tectonic and geodynamic significance of paleomagnetic rotations in the Iberian Chain. *Geogaceta*, 19: 11-14
- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal Structural Geology*, 10: 329-247.