



# Los sistemas filonianos tardihercínicos del Centro Peninsular como resultado de una deformación progresiva dentro de una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental

## Late hercynian dike sets in Central Iberia as a result of progressive deformation within a megacontinental dextral shear zone

DOBLAS, M. y UBANELL, A. G.

En este trabajo se analiza el contexto geotectónico global de los sistemas filonianos intruidos en el centro peninsular durante tiempos tardihercínicos. Estos sistemas forman tres familias diferenciadas, con el siguiente orden de intrusión: 1) Diques EW de pórfido y aplita; 2) Filones de baritina, de direcciones N65°E a N120°E; y 3) Diques NS de cuarzo, diabasa y lampróvido.

La intrusión de estas tres familias de diques puede asociarse con los tres episodios tectónicos tardihercínicos: Uno primer extensional, uno segundo transcurrente dúctil, y un último transcurrente frágil. Tanto estos episodios tectónicos, como los sistemas filonianos, pueden explicarse dentro de un esquema de deformación progresiva en una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental (partiendo del clásico esquema para la provincia tardihercínica europea de ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1977).

**Palabras clave:** Sistemas filonianos, tardihercínico, zona de cizalla.

In this work we analyze the global geotectonic context characterizing the intrusion of different dike sets in central Iberia during late Hercynian times. Three main dike sets might be distinguished, with the following order of intrusion: 1) EW porphyry and aplitic dikes; 2) N65°E to N120°E barite veins; and, 3) NS dikes of quartz, diabase, and lamprophyre.

The intrusion of these three dike sets might be associated with the three late Hercynian tectonic events: A first one extensional, a second one ductile-transcurrent, and a last one brittle-transcurrent. Both these dike sets, and the tectonic events which triggered them, might be understand within a scheme involving

progressive deformation within a megacontinental dextral shear zone (following the classical scenario for the late Hercynian european province of ARTHAUD, F. and MATTE, Ph., 1977).

**Key words:** Dike sets, late Hercynian, shear zone.

DOBLAS, M. y UBANELL, A. G. (Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid).

## INTRODUCCION

La interpretación de los tiempos tardihercínicos en la parte central de la Península Ibérica ha sido siempre controvertida (CAPOTE, R., 1985), tanto en cuanto al número de fases tectónicas que se reconocen, como a la edad de este periodo de transición entre el Paleozoico y el Mesozoico, y al tipo de deformaciones que lo caracterizaron.

En este sentido, existe un modelo que es ya un clásico en la bibliografía, para explicar la provincia tardihercínica europea en su conjunto. Nos referimos al modelo de ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977), que sugiere que el periodo tardihercínico en Europa viene definido por una zona de cizalla dextral de escala megacontinental, resultado de compresiones en dos zonas opuestas con respecto a esta zona transcurrente (la cadena de los Apalaches al W, y la de los Urales al E). Este modelo, aunque propuesto hace ya 15 años, ha sido uno de los más ampliamente aceptados, citados, y utilizados en la bibliografía geológica. Su validez como modelo geotectónico global parece fuera de duda, y en el presente trabajo, partimos de sus premisas básicas.

Sin embargo, este modelo presenta dos limitaciones importantes: 1) Las edades que proponen estos autores para el cuadro cinemático tardihercínico en su conjunto se ciñen únicamente al periodo Westfaliense (310 Ma.) a Pérmico inferior (270 Ma.); y, 2) Sólo reconoce un episodio de la defor-

mación (transcurrente dextral y de carácter frágil) para el tardihercínico en Europa.

En cuanto a las edades, parece que se podría ampliar considerablemente el límite inferior, ya que, como expusimos en otro trabajo (DOBLAS, M., 1990 a), comenzaría el tardihercínico desde principios del Carbonífero, con un evento extensional inicial. Este evento inicial era considerado hasta ahora como la cuarta fase compresiva Hercínica (GIL TOJA, A. *et alters*, 1985).

En cuanto a las fases de la deformación, parece bien establecido desde hace algún tiempo que se puede hablar de un tardihercínico con una clara subdivisión en tres fases, tanto en cuanto a las intrusiones filonianas, como a los episodios tectónicos que los generaron. Así, se diferencian tres etapas tectónicas (DOBLAS, M., 1990 a, b: 1) Un primer episodio caracterizado por un régimen extensional como un eje de esfuerzos  $\sigma_1$  subvertical, denominado «Episodio dúctil extensional»; 2) Un segundo episodio, caracterizado por un régimen transcurrente dúctil, con un eje de esfuerzos  $\sigma_1$  de dirección EW, denominado «Episodio dúctil transcurrente»; y 3) Un tercer y último evento, bajo un régimen transcurrente frágil, con un eje de esfuerzos  $\sigma_1$  según NS, que denominamos «Episodio frágil transcurrente». Asimismo, otros autores hablan también de tres fases tardihercínicas de la deformación para otras zonas de Europa (en el Macizo Central Francés; BLES, J. L. *et alters*, 1989; DEROIN, J. P. *et alters*, 1990).

Se pueden reconocer tres momentos intrusivos de redes filonianas durante el tardihercínico, que se pueden relacionar con las fases de la deformación antes citadas (DOBLAS, M., 1990 a, b: 1) Una red de diques de pórfido y aplita, de dirección media EW; 2) Un sistema de filones de baritina con direcciones que varían entre N65°E y N120°E (LILLO *et alters*, bajo revisión); y, 3) Una red de diques de cuarzo, diabasa y lamprófidido, de dirección media NS.

UBANELL, A. G. (1981, 1982) es el primero en hablar del significado tectónico de los principales sistemas de diques de un sector del Sistema Central. Así, pone de manifiesto la existencia de asociaciones entre ciertos tipos de diques, con determinadas direcciones estructurales características de esta parte de la Península. Este autor habla de una serie de mecanismos que podrían explicar la intrusión de estos sistemas filonianos, tales como: Asentamiento plutónico, flexión cortical, empujes compresivos, zonas de cizalla con sectores transtensivos, distensión cortical, compartimentación en bloques, y directrices estructurales preferentes.

UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987 a) hacen una revisión de los diferentes modelos geotectónicos para explicar la intrusión de los diques EW en el Sistema Central, clasificándolos en dos grupos diferenciados: modelos magmáticos (que invocan un origen ligado a la intrusión de los batolitos graníticos que contienen a los diques), y modelos tectónicos (cuyo origen estaría ligado a procesos tectónicos posteriores a la intrusión de dichos batolitos). Estos autores, proponen un modelo mixto que invoca a la vez la participación de procesos tectónicos y magmáticos dentro de un esquema de «detachments» extensionales.

Sin embargo, estos modelos solo explican parcialmente la problemática de algunos de los sistemas filonianos intruidos durante tiempos tardihercínicos. Por ello, se hace necesario presentar un modelo geotectónico global para la intrusión de estos sistemas filonianos en todo el sector central de la

Península Ibérica (Sistema Central y Montes de Toledo).

## SISTEMAS FILONIANOS TARDIHERCINICOS EN EL CENTRO PENINSULAR

UBANELL, A. G. (1981, 1982) distingue un total de 5 directrices estructurales (WNW-ESE, SSW-NNE, WE, NE-SW, y NS) a lo largo de las cuales se habrían inyectado hasta un total de 9 sistemas filonianos (pórfidos, aplitas, lamprófididos, episienitas, granitos con nódulos, cuarzo, diabasa, pegmatitas, y baritinas). Sin embargo, se puede simplificar todo este conjunto de elementos a las siguientes 3 directrices y diques predominantes, cuya intrusión sería en el orden que se expone: 1) Diques de pórfido y aplita EW; 2) Filones de baritina, de direcciones variables entre N65° y N120°E; y, 3) Diques de cuarzo, diabasa, y lamprófidido, de dirección media NS.

Los diques EW tienen una composición de tipo ácida predominante, con gran variedad de subtipos (dominando los pórfidos y las aplitas), y afloran en un amplio sector desde el Sistema Central, hasta los Montes de Toledo (Fig. 1A). Presentan espesores de pocos centímetros hasta más de 20 metros, y están a menudo dislocados y arqueados por el efecto de fallas posteriores. Pueden llegar a formar haces con longitudes del orden de los 40-70 kilómetros. En el Sistema Central, dan lugar a un haz preferente en su sector mediano, y presentan buzamientos fuertes, generalmente hacia el N (entre los 65° y la subverticalidad). A menudo presentan alteración hidrotermal, y están transformados en episienitas de colores rosados. Este sistema filoniano presenta diferentes grados y tipos de deformaciones, habiéndose descrito en los diques deformaciones ligadas al propio proceso de intrusión filoniana (UBANELL, A. G. y DOBLAS, M., 1987 a, b), y deformaciones posteriores de origen tectónico (DOBLAS, M. *et alters*, 1987). UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987 a) han

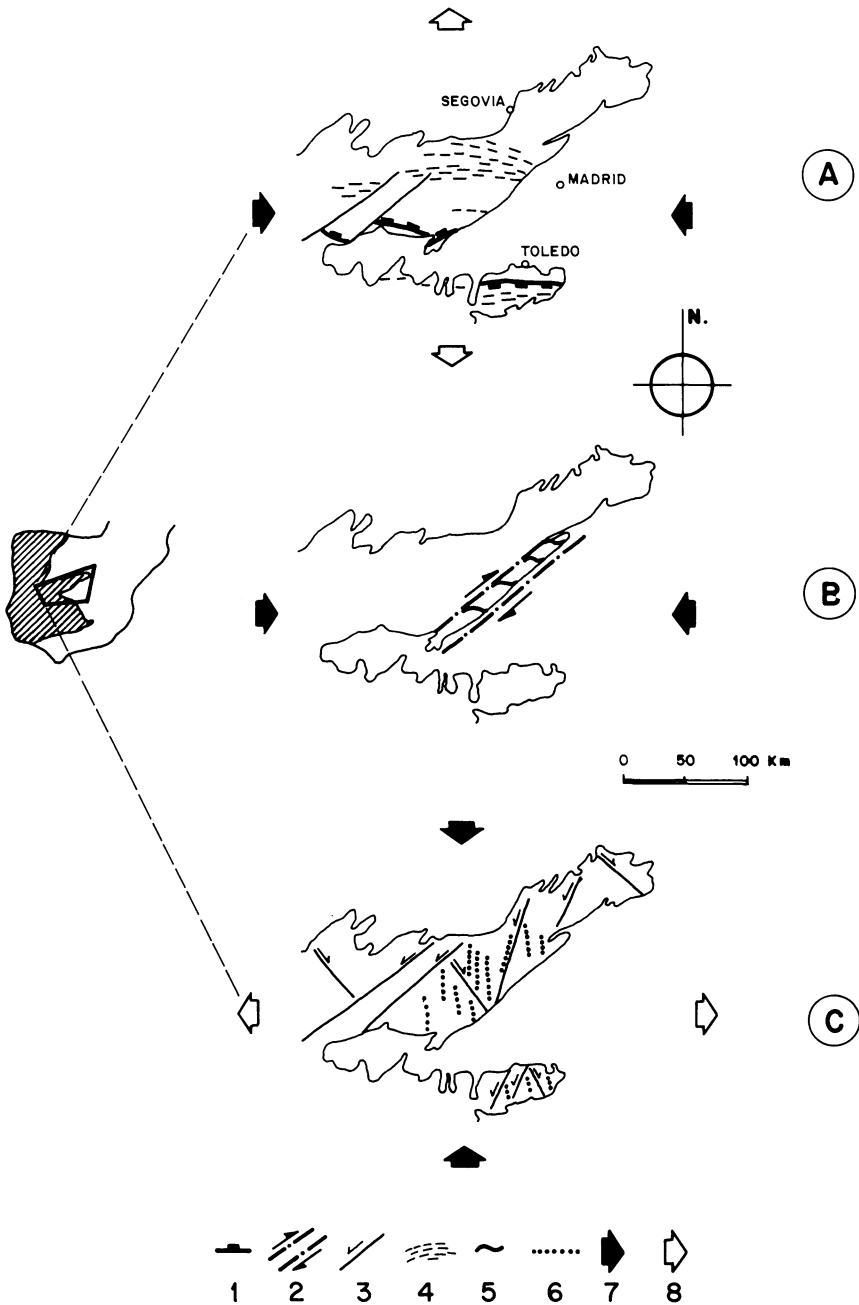


Fig. 1 Sistemas filonianos y estados de esfuerzos asociados en el centro peninsular durante los tres episodios tectónicos tardihercínicos. A) Episodio dúctil extensional. B) Episodio dúctil/frágil transcurrente. C) Episodio frágil transcurrente. 1: superficies de detachment; 2: corredor transcurrente dextral; 3: fallas frágiles; 4: diques de pórfido y aplita; 5: filones de baritina; 6: diques de cuarzo, diabasa, y lamprófito; 7: dirección de compresión; 8: dirección de extensión.

sugerido un modelo para explicar la intrusión de estos diques, en relación con un evento extensional generalizado (el primer episodio tectónico tardihercínico, o «episodio dúctil extensional»). El régimen de esfuerzos predominante durante esta fase se ilustra en la figura 1A ( $\sigma_1$  orientado según EW, y  $\sigma_3$  orientado según NS). Estos autores interpretan este evento dentro de un esquema de «detachments» extensionales (DOBLAS, M. 1987), con una dirección media EW a WNW-ESE, con un buzamiento inicial de las superficies de «detachments» hacia el N, y con un movimiento extensional hacia el N o NNE. En la evolución temporal de este sistema se pueden distinguir tres fases diferentes (UBANELL, A. G. y DOBLAS, M., 1987 a): 1) Una inicial, o «fase de detachment subhorizontal», durante la cual el funcionamiento de esta discontinuidad separaría un bloque cortical inferior que se comporta a modo de banda elástica, de un bloque cortical superior que se rompe por medio de fracturas frágiles de alto ángulo. 2) Una segunda, o «fase de intrusión filoniana», durante la cual se inyectarían los diques en una zona central preferente favorecidos por procesos de rebote isostático, denudación tectónica, y abovedamiento cortical. 3) Una última «fase de rotación cortical», durante la cual el bloque inferior sufre una rotación que explicaría el buzamiento generalizado de los diques hacia el N.

Los filones de baritina presentan direcciones variadas desde N65°E hasta N120°E, y afloran únicamente en el borde SE del Sistema Central (Fig. 1B). Suelen llevar asociadas mineralizaciones hidrotermales del tipo Ba-(F)-(metales base), (LILLO, J. *et alters.*, bajo revisión), definiendo un corredor NE-SW en el SE del Sistema Central que constituye una auténtica provincia metalogénica. Según los autores anteriores se pueden reconocer dos fases de mineralización, con una primera de tensión y cristalización de cuarzo, y una segunda de cizalla generando brechas acompañadas de cristaliza-

ción de cuarzo y baritina. Se han interpretado como grietas de tensión generadas dentro de un corredor de cizalla transcurrente dextral de carácter dúctil-frágil, de dirección NE-SW, paralelo a este borde SE del Sistema Central (LILLO, J. *et alters.*, bajo revisión). De este modo, se pueden asociar al segundo evento tectónico tardihercínico («episodio dúctil transcurrente»; DOBLAS, M., 1990 a, b), con una dirección de compresión según EW.

Finalmente, los diques NS de cuarzo, diabasa, y lamprófito están abundantemente representados en todo el centro peninsular (Fig. 1C). Los diques de cuarzo se extienden uniformemente por toda la región, y presentan un buzamiento elevado, con espesores nunca superiores a los 10 metros, y longitudes relativamente grandes (superando los 10 kilómetros; UBANELL, A. G., 1981). Suelen presentar, con carácter discontinuo, concentraciones de minerales metalíferos tales como blenda, pirita, galena, y calcopirita. Localmente, se conoce en ellos la presencia de uranio. Los diques de diabasa son muy característicos, presentando fuertes buzamientos (superiores a 65°). Son diques estrechos (con una potencia media de 0.5 a 1 metro). Sin embargo, su longitud es grande, alcanzando algunos más de 20 kilómetros. Presentan un contacto neto con la roca de caja. Estos diques presentan a menudo una fuerte alteración como consecuencia de una acción hidrotermal posterior (UBANELL, A. G., 1981). Los diques de lamprófito presentan un color verdoso o más oscuro, y constituyen una roca de grano fino con textura porfídica, y son los menos abundantes de este grupo. Esta familia de diques NS está estrechamente asociada con fracturas NE-SW sinestrales y NW-SE dextrales, que forman el clásico juego de fallas frágiles conjugadas típico del tardihercínico (ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1977; UBANELL, A. G., 1981, 1982). Se corresponden con el tercer evento deformativo tardihercínico («episodio frágil transcurrente»; DOBLAS, M., 1990 a, b), caracterizado

por una dirección de compresión NS, y una dirección de extensión EW (Fig. 1C).

### MODELO PROPUESTO PARA LA INTRUSION DE LOS SISTEMAS FILONIANOS TARDIHERCINICOS EN EL CENTRO PENINSULAR

Estos diferentes episodios tectónicos tardihercánicos, así como las intrusiones filonianas asociadas, pueden explicarse dentro de un esquema de deformación progresiva en una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental (Fig. 2).

Para ello, partimos del clásico esquema de ARTHAUD y MATTE (1977) para la provincia tardihercánica europea, con una gran zona de cizalla dextral como resultado del movimiento relativo entre la placa Americana/Europea, y la placa Africana, dando lugar a compresiones diferenciales entre los Apalaches al W y los Urales al E (Fig. 2A). De este modo, sugerimos que el tardihercánico puede subdividirse en tres episodios diferenciados como resultado de una deformación progresiva en esta zona de cizalla de escala megacontinental.

En los estados iniciales de la deformación, esta zona de cizalla tendría un carácter predominante dúctil. Como consecuencia del movimiento relativo dextral, los esfuerzos compresivos dentro de la banda de deformación tendrían una orientación según EW, generándose unas megagrietas de tensión (Fig. 2B) de carácter primario, según esta directriz, y dando lugar a: 1) Estructuras extensionales de «detachments» de bajo ángulo, que producen el colapso del orógeno Hercínico previamente estructurado. 2) La intrusión de diques de pórfido y aplita según direcciones EW. Durante este evento inicial, todavía se mantiene la cohesión en el interior de la zona de deformación, que es rota solamente por estos sistemas extensionales en su zona central (el centro de la Península Ibérica), y que se ve sometida a levantamiento por compensación isostática.

Dentro de un esquema de deformación progresiva, se pasaría a un régimen dúctil-frágil (Fig. 2C), conservándose la orientación de los esfuerzos compresivos principales según EW. Como consecuencia de este segundo episodio, se rompe localmente la cohesión dentro de esta banda de deformación, generándose una zona de cizalla secundaria de carácter dextral, y orientación NE-SW. En el interior de este corredor intruirían los filones de baritina con geometría de grietas de tensión escalonadas de carácter secundario.

Finalmente, en un último estadio evolutivo (Fig. 2D), ya dentro del campo frágil, el conjunto de esta banda de deformación se rompe y cuartea, perdiendo así definitivamente la cohesión que poseía en las dos fases anteriores. Este es el clásico evento tardihercánico a que se refieren ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977). Como se ve en la figura 2D, esta zona de cizalla aparece cuarteada por una serie de fracturas sintéticas de Riedel R. Como resultado de ello, la Península Ibérica se ve limitada por dos de estas fallas secundarias, y por ello el régimen de esfuerzos que ahora prevalece en esta región central ha cambiado, siendo ahora representativo de esfuerzos de carácter secundario con respecto a los primarios que siguen prevaleciendo dentro de la zona de cizalla de carácter megacontinental. Ahora, la península está sometida a un régimen compresivo NS, y una extensión según EW. Durante este evento se generan los sistemas de fallas conjugadas NE-SW sinestrales, y NW-SE dextrales, a la vez que intruyen los diques de cuarzo, diabasa, y lamprófidio, de dirección media NS.

Por ello, es posible explicar la evolución tardihercánica de la parte central de la Península Ibérica, como resultado de una deformación progresiva dentro de una zona de cizalla dextral de carácter megacontinental.

El modelo que se propone para la intrusión de los tres sistemas filonianos en el centro peninsular, es bastante distinto del clásico modelo geotectónico para el emplaza-

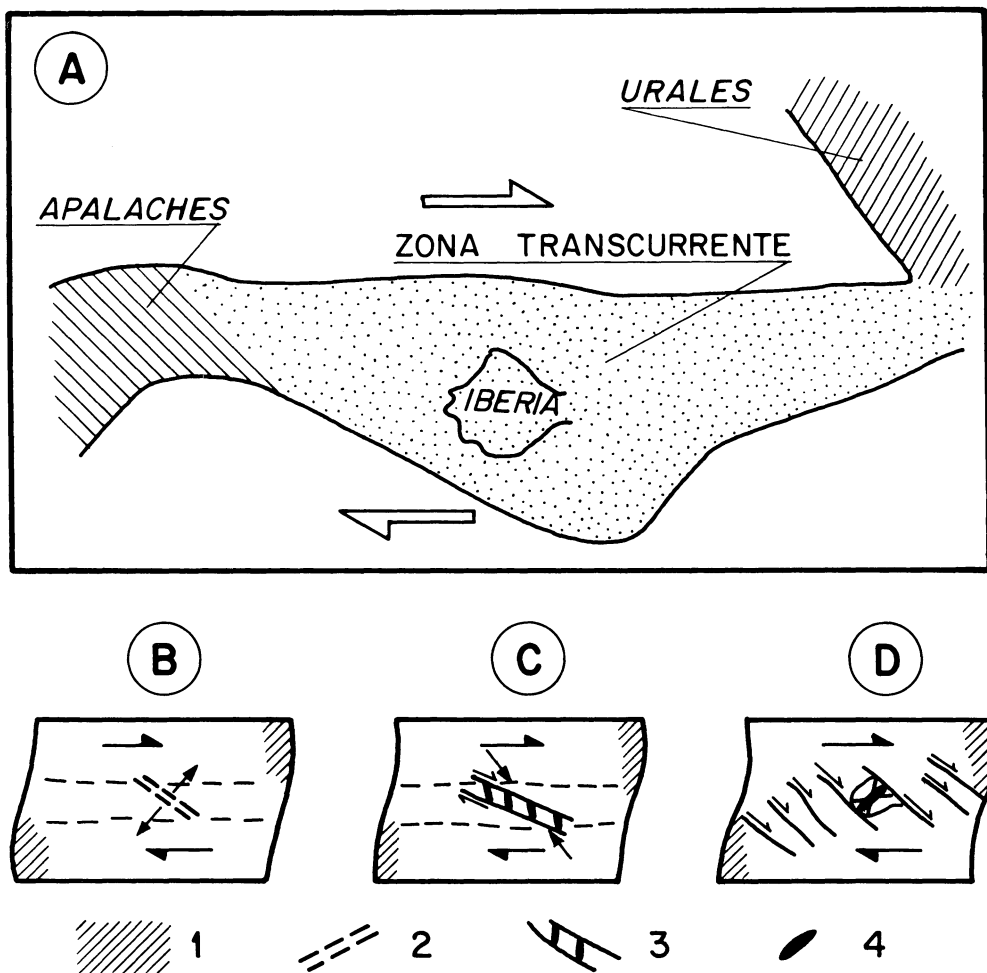


Fig. 2. Modelo de deformación progresiva a lo largo de una zona de cizalla transcurrente de escala megacontinental en relación con los eventos compresivos diferenciales entre los Apalaches y los Urales. El esquema general (A) está tomado de ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977). B) Episodio dúctil extensional. C) Episodio dúctil/frágil transcurrente. D) Episodio frágil transcurrente. 1: Terminaciones compresionales de la zona transcurrente dextral europea (Apalaches y Urales); 2: Diques de pórfido y aplita EW; 3: Filones de baritina N65°E a N120°E, intruidos a lo largo de un corredor de cizalla dextral NE-SW; 4: Diques NS de cuarzo, diabasa, y lamprófido.

miento de haces de diques. En este sentido, el emplazamiento de la red de filones de diabasa de edades Triásico a Jurásico en el sector correspondiente al Atlántico Norte antes de la separación continental Mesozoica, puede ser considerado como el esquema clásico (MAY, P. R., 1971). Esta red filonia-

na tiene un carácter fuertemente radial centrado en el Atlántico Norte antes de la separación continental, y es el resultado de abovedamiento y rifting consiguiente. Este esquema contrasta con el que se propone en este trabajo para el centro de la Península Ibérica, donde la red filoniana tardihercínica

ca es esencialmente lineal (o como mucho escalonada), y está relacionada con una zona de cizalla transcurrente de escala megacontinental.

Asimismo, el evento extensional inicial que dá lugar a una provincia del tipo «Basin & Range» en el centro de la Península (DOBLAS, M., 1987), es peculiar, si se lo compara con el clásico modelo que se dá en la zona de «Basin & Range» en el SW de los Estados Unidos. En esta última región, el

fenómeno extensional es el resultado de esfuerzos intraplaca, dando como resultado el colapso gravitacional del orógeno Cordillerano, siguiendo directrices paralelas al edificio orogénico (WERNICKE, B. P. *et al.*, 1987). Sin embargo, en el caso de la Península Ibérica actúan a la vez esfuerzos intraplaca (resultado del colapso gravitacional del orógeno Hercínico; DOBLAS, M. *et al.*, 1988), y esfuerzos interplaca (resultado del funcionamiento de la zona de cizalla citada anteriormente).



## BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 88, 1.305-1.320.
- BLES, J. L., BONJOLY, D., CASTAING, C. y GROS, Y. (1989). Successive post-Variscan stress-fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): Comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, V. 169, 79-111.
- CAPOTE, R. (1985). Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica prehercínica y Hercínica. *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, T. 79 (4), 511-522.
- DEROIN, J. P., BECQ-GIRAUDON, J. F. y PROST, A. E. (1990). Fracturation tardi-hercynienne et détritisme associé: chronologie des événements dans les massifs granitiques cénevols décrochés par la faille de Villefort (Mont Lozère et Borne, Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 311, Sec. II, 865-871.
- DOBLAS, M. (1987). Tardi-Hercynian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. En, «*Conference on Deformation and Plate Tectonics*», Gijón, Universidad de Oviedo, 29.
- DOBLAS, M., UBANELL, A. G. y VILLASECA, C. (1987). Deformed porphyry dikes in the Spanish Central System. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, V. 43-2, 517-524.
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., MAYOR, N. y MARTINEZ, J. (1988). Detachment faulting and late-Paleozoic epithermal Ag-base metal mineralization in the Spanish Central System. *Geology*, V. 16, 800-803.
- DOBLAS, M. (1990 a). Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes). *Colección Tesis Doctorales n.º 59/90*, Universidad Complutense de Madrid, 465.
- DOBLAS, M. (1990 b). Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, V. 15, 219-226.
- GIL TOJA, A., JIMENEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985). La cuarta fase de deformación Hercínica en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, V. 10, 91-103.
- LILLO, J., OYARZUN, R., LUNAR, R., DOBLAS, M. y MAYOR, N. (bajo revisión). The late Variscan Ba-(F)-(base metals) vein deposits of the Spanish Central System: Geology and sulphur isotope data. *Trans. Inst. Min. Metal.*
- MAY, P. R. (1971). Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North-Atlantic in the context of predrift position of the continents. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 82, 1.285-1.292.
- UBANELL, A. G. (1981). Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.*, V. 7, 607-622.
- UBANELL, A. G. (1982). Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Colección Tesis Doctorales n.º 160/82*, Universidad Complutense de Madrid, 217 pp.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987 a). Modelos geotectónicos de los diques EW en el Sistema Central Español. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, V. 12, 183-191.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987 b). Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (SW del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión. En, *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola)*, Bea, F., Gonzalo, J. C., López Plaza, M., Rodríguez Alonso, M. D., Editores, Editorial Rueda, Madrid. 393-403.
- WERNICKE, B. P., CHRISTIANSEN, R. L., ENGLAND, P. C. y SONDER, L. J. (1987). Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North-American Cordillera. En, *Continental Extensional Tectonics*, Coward, M. P., Dewey, J. F., y Hancock, P. L., editores, *Geol. Soc. Spec. Pub.* 28, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 203-221.

Recibido, 25-II-91  
Aceptado, 18-IV-91