

Paleomagnetismo y modelos geodinámicos en la Península Ibérica

R. VEGAS

*Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid (España)*

RESUMEN

La Península Ibérica constituye un dominio tectónico en cuyo interior se pueden describir zonas de deformación, de tipo intraplaca, producidas por la transmisión de presiones y tensiones aplicadas en los bordes. En este sentido los datos paleomagnéticos han de ser considerados con precaución al quedar impresa esta deformación intraplaca, a veces mediante rotaciones in situ de bloques de la corteza superior. Por el contrario, han de promoverse estudios paleomagnéticos apropiados para constatar los modelos de deformación inter e intraplaca del dominio tectónico ibérico.

GENERALIDADES

La Península Ibérica ocupa una posición crítica en la evolución del Atlántico y el Tethys y su sucesor el Mediterráneo occidental. Esta posición resulta aún más conflictiva, desde el punto de vista geodinámico, si se considera la independencia de la Península Ibérica, Iberia en términos tectónicos, respecto a las dos grandes placas que la rodean. La comprobación de la rotación de Iberia respecto a Europa, enunciada desde antiguo mediante datos paleomagnéticos (Van der Voo, 1968, 1969), constituye uno de los primeros estudios de paleomagnetismo que fue capaz de demostrar el desplazamiento de elementos de la corteza de dimensiones menores a los continentes. Además, esta comprobación mediante evidencias paleomagnéticas permite sustentar la identidad propia de la denominada Placa Ibérica en el contexto de la evolución geodinámica del sistema África-América-Europa.

La evidencia paleomagnética de la rotación de Iberia es un ejemplo

significativo de cómo únicamente el paleomagnetismo puede acotar y controlar los movimientos de las placas litosféricas, sobre todo cuando faltan o son imprecisas las anomalías magnéticas del fondo de los océanos como elementos de tipo geométrico. Además de controlar estos desplazamientos de elementos litosféricos individuales, el paleomagnetismo se ha revelado como un método experimental muy sensible para detectar rotaciones con eje vertical de bloques (o paneles de la corteza superior) en zonas de deformación asociadas a fallas transcurrentes intracontinentales (Ron et al., 1984; Luyendyk et al., 1980; Kiesel et al., 1986; Ron et al., 1987). La importancia de esta «tectónica de bloques» radica en poder modelizar y cuantificar zonas de deformación frágil asociadas a cizallas intracontinentales situadas tanto en posición intraplaca como intermedias en el contacto entre placas. En estas zonas la deformación es *distribuida* entre las fallas que delimitan los bloques, produciéndose el efecto de una deformación continua a escala regional sin que sea necesario recurrir a grandes desplazamientos en una única falla singular (c.f. McKenzie y Jackson, 1983). Por otra parte, esta tectónica de bloques supone una alternativa para explicar y evaluar la sismicidad intracontinental difusa sin recurrir a la proliferación de microplacas, cuya existencia es difícilmente conciliable con el modelo de tectónica global (Hanks, 1985).

Retomando la posición crítica de Iberia antes descrita, es fácil imaginar la posibilidad de contemplar los datos paleomagnéticos disponibles en el contexto de un dominio tectónico deformable. La deformación interna de Iberia ha de quedar reflejada en las desviaciones diferenciadas de las paleodeclinaciones, mientras que algunos de los datos procedentes de áreas consideradas como «estables» pueden estar afectados por rotaciones *in situ* de bloques. Este doble sentido implica que algunos de los datos paleomagnéticos utilizados en la definición de la *traslación* mesozoica de Iberia han de ser revisados y que, por otra parte, experimentos paleomagnéticos de carácter regional pueden contrastar la deformación intracontinental del dominio tectónico ibérico.

Este artículo trata precisamente de la tectónica de dos zonas de la Península Ibérica en las cuales se puede asumir la rotación *in situ* de bloques de la corteza superior frágil en el contexto geodinámico de Iberia. Una de estas zonas, el Sistema Central Español, tiene una situación intraplaca y su actividad tectónica debió iniciarse en el Cretácico superior, finalizando su movilidad en el Mioceno superior; el accidente morfoestructural más significativo de esta zona intraplaca está formado por la dirección W-E de relieves entre las sierras portuguesas de la Estrelha y las elevaciones de Somosierra en el extremo oriental del Sistema Central Español. La otra zona corresponde a la frontera de placas entre Africa e Iberia y se refiere al episodio tectónico comprendido entre el Tortoniense medio y el presente. Esta última zona comprende la antigua margen mesozoica ibérica (Subbético y Prebético), los elementos extra-ibéricos de las

Béticas Internas y las cadenas norteafricanas del Rif y el Tell, así como los sistemas atlásicos. La porción ibérica de esta zona comprende, por tanto, una parte importante de las denominadas zonas «inestables» de la Península Ibérica. Con la descripción de estas dos zonas es posible determinar la doble dependencia entre modelos geodinámicos y su contraste experimental paleomagnético por una parte, y entre el paleomagnetismo (la curva de deriva aparente del polo) y la deformación a escala intraplaca con rotación in situ de bloques.

LA ZONA DE DEFORMACION INTRAPLACA DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Esta zona de deformación intracontinental corresponde a los relieves del Sistema Central y se continua en el sistema homónimo portugués hasta los relieves submarinos de Tore, al W de la margen continental atlántica (fig. 1). En un sentido amplio esta zona corresponde a la parte de Iberia que se ha comportado de manera pasiva frente a la deformación alpina; sin embargo, la localización del relieve del Sistema Central indica claramente una concentración de una deformación en bloques de la corteza superior a lo largo de una alineación aproximada E-W. Para explicar esta cadena de bloques de tipo intraplaca, de hecho un ejemplo de «plateau uplift» de dimensiones moderadas, se ha propuesto la existencia de una zona de cizalla dextra en el interior de la cual se produce la rotación de

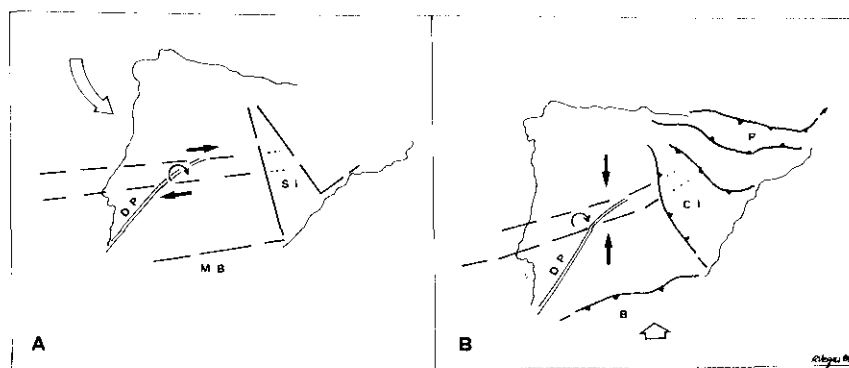


Fig. 1.—Representación esquemática de la zona de deformación por cizalla en el centro de Iberia. A) Mecanismo de cizalla simple y rotación horaria de bloques en el interior en el Cretácico Superior. B) Mecanismo de cizalla pura y reactivación de la rotación incluyendo basculamientos verticales en el Mioceno Medio-Superior.

B: Cordilleras Béticas; CI: Cadena Ibérica;
DP: Dique de Plasencia; MB: Margen Bética;
P: Pirineos; SI: Surco Ibérico.

bloques en el horizontal (Vegas et al., 1986). La actividad de esta zona de cizalla se puede fijar en el tiempo desde el Cretácico Superior —edad de los relieves oceánicos de Tore— hasta el Mioceno Medio —edad de la sedimentación arcósica más joven que rodea los relieves continentales—. Este modelo tectónico permite explicar la fisiografía de la cadena caracterizada por bloques fragmentados de relieves entre depresiones y cuencas alargadas en la dirección longitudinal de la cadena, así como el aspecto romboidal de los diferentes segmentos en que se divide el conjunto de la cadena.

Este modelo geodinámico permite explicar también la ubicación de la cadena de bloques en relación con una zona de cizalla de 600 km de longitud y 40 de anchura en el interior del Macizo Ibérico (Meseta Ibérica). Otros aspectos morfoestructurales a menor escala, pueden ser explicados en el contexto de la rotación de bloques en el interior de la zona de cizalla. Estos aspectos comprenden la forma aserrada de las depresiones y cuencas intermontañas que resulta de la rotación de bloques intermedios evaluada en 20° aproximadamente. Asimismo, la curvatura del Dique de Plasencia, intrusión básica de edad jurásica, permite una evaluación de la deformación por cizalla de 0.7, si se le considera como marcador lineal.

Si bien la deformación por cizalla intracontinental explica la situación y la fragmentación de la cadena de bloques del Sistema Central Español, es necesario admitir además una cierta cantidad de acortamiento que explique el engrosamiento de la corteza bajo el Sistema Central (Suriñach y Vegas, 1988; Vegas y Suriñach, 1987) concomitante con la formación del relieve (rotación de los bloques con eje horizontal). Desde un punto de vista geodinámico, es posible conciliar estos dos aspectos si se admite que la zona de cizalla absorbe parte de la deformación intraplaca de Iberia durante el Cretácico superior en el contexto de su traslación hacia el sureste y la apertura del Golfo de Vizcaya (fig. 1A). Este mecanismo de *cizalla simple* dextral corresponde a la formación de la zona alargada de deformación y la rotación de bloques intermedios. Pero además, es preciso admitir un proceso compresivo capaz de crear el basculamiento de los bloques —y el engrosamiento de la corteza estimado en un 15 por cien aproximadamente— que puede solaparse con la cizalla o bien ser un proceso independiente posterior (c.f. Vegas et al., 1987). Dado el contexto geodinámico de Iberia, lo más plausible es considerar la transmisión de esfuerzos compresivos desde los bordes —principalmente el borde bético— y la reactivización de la zona de cizalla ya formada. El acortamiento producido en el borde bético y transmitido como esfuerzo compresivo, se concentra en la zona de deformación creada en el Cretácico Superior. Esta zona debe, por tanto, funcionar de nuevo pero mediante un mecanismo de *cizalla pura* (fig. 1B), mediante el cual el movimiento de los bloques es retomado en cuanto a rotación in situ con eje vertical produciéndose una elevación de parte de los bloques. Este proceso crea la forma-

ción del relieve por acortamiento de la corteza superior frágil. Se explica así la «flotabilidad» de los bloques de la corteza superior (c.f. Vegas y Suñach, 1987).

Así pues, la deformación intraplaca del centro de Iberia puede representar una zona donde se producen rotaciones in situ de bloques de la corteza superior en el contexto de la secuencia geodinámica descrita en los párrafos anteriores. Este tipo de deformación implica que algunos de los datos usados bien en la determinación de la Deriva Aparente del Polo (DAP) para la Península Ibérica o bien el conjunto de la traslación de Iberia respecto a Europa, pueden haber sido efectuados por rotaciones diferenciales en el seno de la zona de cizalla aquí descrita. Este debe ser el caso de los datos procedentes de las rocas volcánicas de la provincia magmática de Lisboa y el caso de algunos de los datos procedentes del Dique de Plasencia.

LA ZONA DE DEFORMACION ACTUAL EN EL LIMITE DE PLACAS IBERIA-AFRICA

El contacto entre Iberia (Eurasia) y Africa muestra en el presente una zona de sismicidad difusa que se extiende entre el Valle del Guadalquivir y el borde del Prebético hasta Alicante en el borde Ibérico y las cadenas atlásicas en el borde norteafricano (c.f. Udías et al., 1986). Esta banda de ancha sismicidad, situada a caballo entre las dos placas, ha de relacionarse necesariamente con una zona de deformación distribuida en cuyo interior se amortiza la convergencia entre Iberia y Africa. En este caso los modelos simples de fronteras de placas no aparecen apropiados para describir esta *deformación distribuida* y es preciso recurrir a movimientos diferenciales en el interior de la zona intermedia de deformación. De hecho el límite de placas Africa-Iberia tiene una historia larga y compleja con elementos intermedios y regímenes tectónicos de transpresión y transtensión (c.f. Vegas, 1985).

La situación actual del polo de rotación entre Eurasia y Africa predice extensión en el rift de Azores, movimiento transcurrente dextral en la Zona de Fractura Gloria y compresión entre Iberia y Africa al este el meridiano 18 °W (c.f. fig. 2). Esta situación dinámica está de acuerdo en general con los datos de mecanismos focales de los terremotos de esta zona (Udías et al., op. cit.) de tal manera que el segmento entre Iberia y Africa sometido a compresión debe responder a una zona de *cizalla pura* en cuyo interior se amortiza la reducción de espacio. Esta zona debe corresponder a un dominio tectónico con deformación distribuida ya que no parece existir una falla maestra que absorba todo el movimiento. Tal como se ha expresado al principio de este artículo, los modelos de deformación intracontinental conllevan rotación de bloques que amortizan la conver-

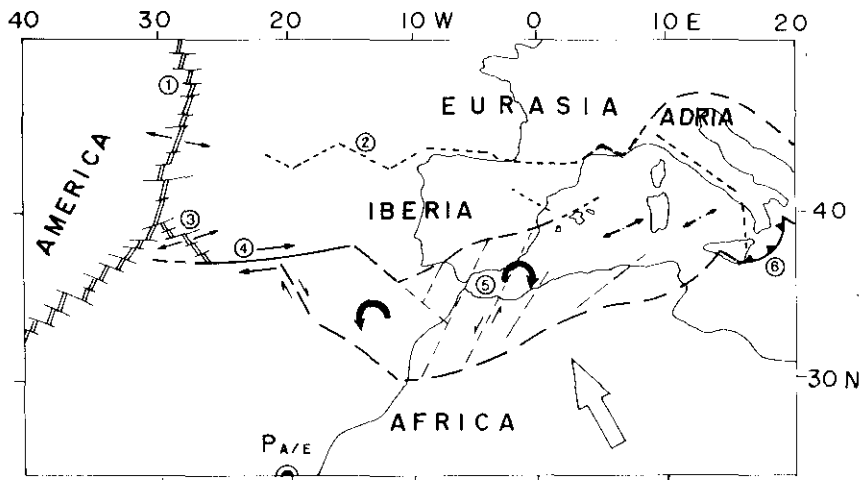


Fig. 2.—Modelo de deformación distribuida en el extremo meridional de la frontera de placas Africa-Eurasia (Iberia). Las flechas curvas indican el sentido de la rotación de los bloques intermedios representados muy esquemáticamente. 1: Dorsal medio-atlántica; 2: Frontera fósil de placas de segundo orden; 3: Rift de Azores; 4: Zona de Fractura Gloria; 5: Zona de deformación intracontinental distribuida; 6: Zona de subducción.

gencia (o divergencia) sin grandes desplazamientos de unidades de la corteza. En este sentido ha sido propuesto un modelo de rotación de bloques y de formación distribuida en el segmento compresivo entre Iberia y Africa (Vegas, 1988) que pueda explicar la sismicidad difusa y esté de acuerdo con los movimientos de extensión y compresión contemporáneos deducidos de los mecanismos focales y de la evolución de las cuencas sedimentarias neógenas al borde meridional de Iberia (fig. 2). Este modelo tectónico tiene en cuenta la coexistencia de estructuras distensivas en el seno del segmento convergente y también las direcciones transversas de sismicidad como delimitación de dominios o bloques (caso de las fallas del sistema de Carboneras y Lorca en el S.E. de España).

En cuanto a la actividad de este dispositivo tectónico, se puede inferir que este tipo de deformación distribuida y rotación concomitante de bloques, es posterior a la tectónica de cabalgamiento y mantos que estructuran las cadenas Béticas y el sistema Rif-Tell. Debe estar en relación con el comienzo de la formación de las cuencas neógenas que fragmenta el plan general de las Béticas, y, probablemente, ser también posterior al evento distensivo mayor descrito por Aldaya et al. (1984). Es posible que el motor de este último evento sea la restauración del equilibrio isostático, mientras que el inicio de la deformación distribuida sea el bloqueo de la convergencia y coincide con el máximo episodio tensional en el rift de Azores.

Si se admite el dispositivo tectónico descrito en la figura 2, es evidente que el paleomagnetismo puede definir la geometría de los bloques intermedios y constituir una herramienta poderosa para predecir la distribución de sismos. En este sentido existen datos que apuntan hacia rotaciones sistemáticas hacia el este en zonas del Subbético (Osete et al., 1988), aunque al tratarse de datos procedentes de rocas de edad jurásica no es posible asimilar con certeza las rotaciones diferenciales a este episodio. No obstante, la existencia de rotaciones sistemáticas en rocas de edad neógena podrían apuntar claramente hacia un modelo de bloques desde el Tortoniense medio hasta la actualidad.

Desde otro punto de vista, los datos paleomagnéticos utilizados en las Cordilleras Béticas para definir afinidades africanas o ibéricas a las unidades intermedias carecen de sentido, pues las rotaciones diferenciales, tal como se describen aquí, enmascaran la situación paleogeográfica de los eventos colisionales. Evidentemente los datos paleomagnéticos en las zonas de deformación intracontinental, las llamadas zonas inestables, han de ser utilizados con precaución. Este es el caso de las áreas de deformación alpina de la Península Ibérica. En sentido contrario, son necesarios estudios paleomagnéticos regionales para contrastar los modelos geodinámicos a escala inferior a las grandes placas litosféricas.

CONSIDERACIONES DE ORDEN PALEOMAGNETICO

De lo expuesto anteriormente se desprenden algunas conclusiones de interés para los estudios paleomagnéticos del territorio ibérico. En primer lugar Iberia no constituye una unidad tectónica indeformable, sino un dominio tectónico cuya evolución alpina y post-alpina (c.f. Vegas y Banda, 1984) causa deformación tanto en su interior como en los bordes. Esta deformación inter e intraplaca queda bien expuesta en la existencia de «zonas de cizalla» que producen rotaciones in situ de bloques y por tanto influyen de manera concreta las paleodeclinaciones obtenidas en áreas afectadas por ellas. Por tanto la determinación de las zonas de cizalla parece un estudio crucial para el paleomagnetismo tanto en experimentos regionales como los dedicados a la obtención de la DAP.

Quizá la escala de Iberia como dominio tectónico aparece muy apropiada para describir la interdependencia entre paleomagnetismo y geodinámica. Desde el punto de vista geodinámico los datos paleomagnéticos son imprescindibles para contrastar la evolución de las diferentes unidades tectónicas de Iberia.

REFERENCIAS

- ALDAYA, F., CAMPOS, J., GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1984). El contacto Alpujárrides/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada; implicaciones tectónicas. En: *El borde mediterráneo español: Evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. T.f1, 18-22, Dpto. Inv. Geol. CSIC, Univ. Granada.
- HANDS, T. C. (1985). The national earthquake hazards reduction program-Scientific status. *US Geol. Survey Bull.* 1965, 40 p.
- KIESSEL, C., LAJ, C., POISSON, A., SAVASCIN, Y., SIMEAKIS, K., y MERCIER, J. L. (1986). Paleomagnetic evidence for Neogene rotational deformations in the Aegean domain. *Tectonics*, 5, 783-796.
- LUYENDIK, B. P., KAMMERLING, M. J. y TERRES, R. (1980). Geometric model for Neogene crustal rotations in southern California. *Geol. Soc. America Bull.* 91, 211-217.
- McKENZIE, D. P. y JACKSON, J. (1983). The relationship between strain rates crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Let.* 65, 182-302.
- OSETE, M. L., FREEMAN, R. y VEGAS, R. (1988) Preliminary paleomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications. *Phys. Earth Planet. Interiors*. En prensa.
- RON, H., FREUND, R., GARFUNKEL, Z. and NUR, A. (1984) Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. *J. Geophys. Res.* 89 (B7): 6256-6270.
- RON, H., AYDIN, A. and NUR, A. (1987). Strike-slip faulting and block rotation in the Lake Mead fault system. *Geology*. 14: 1020-101023.
- SURIÑACH, E. y VEGAS, R. (1988). Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in Central Spain. *Phys. Earth Planet Interiors*; en prensa.
- UDIAS, A., ESPINOSA, A. F., MARTINEZ SOLARES, J. M. y LOPEZ ARROYO, A. (1986) Seismicity and tectonics of the North African-Eurasian plate boundary (Azores-Iberia-Tunisia). US Geol. Survey Open-file report 86-626.
- VAN DER VOO, R. (1968). Geology and paleomagnetism of Lower Triassic sediments in anticlinal structure east of Atienza (Guadalajara prov. Spain). *Geol. Mijnbouw*, 47, 186-190.
- VAN DER VOO, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5-56.
- VEGAS, R. (1985). Tectónica del área Ibero-Mogrebi. En: *Mecanismos de los terremotos y la tectónica* (A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn, editores). *Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid*.
- VEGAS, R. (1988). Tectonic model for the seismicity of the Ibero-Mahgrebian region. Western end of the Africa-Eurasia plate boundary (Abstr.) *Annales Geophysicae Vol. Esp.*, 14.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.* 4: 320-343.
- VEGAS, R. y SURINACH, E. (1987). Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2: 40-42.
- VEGAS, R., VAZQUEZ, J. T. y MARCOS, A. (1986). Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español; Modelo de deformación continental distribuida. *Geogaceta*, 1, 24-25.

Recibido 3 mayo 1988.

Aceptado 15 julio 1988.