

Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: Modelo de deformación intracontinental distribuida

R. Vegas. Departamento de Geodinámica. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
J.-T. Vázquez. Departamento de Geodinámica. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
A. MARCOS. Departamento de Geodinámica. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The formation of the Spanish Central System is ascribed to an intracontinental shear zone whose activity implies rotation of blocks within areas of intense deformation. This model of distributed deformation explains the fragmented shape of the relief and can be referred to the intraplate deformation of Iberia.

Vegas, R.; Vázquez, J.-T., y Marcos, A. (1986): Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: Modelo de deformación continental distribuida. *Geogaceta*, 1, 24-25.

Key words: *Distributed deformation, intracontinental shear, Sistema Central.*

Introducción

Tradicionalmente la formación del Sistema Central español se ha atribuido al movimiento diferencial de bloques; no obstante, no se ha especificado la forma ni la tectónica causante de los mismos. Nuestro propósito es definir un modelo de deformación alpina y de la morfogénesis consecuente que se integre en la deformación intraplaca de Iberia.

Los trazos principales del relieve y de la deformación alpina

La fracturación alpina del Sistema Central se superpone a un sistema de fracturas tardihercínicas, de tal manera que es difícil deslindar su papel en la formación del relieve.

Un estudio reciente de la transversal Avila-Gredos nos ha permitido definir dos tipos de estructuras de indudable edad alpina: 1) Unas bandas de deformación intensa por fractura de dirección N80-N70, que definen dominios tectónicos; 2) Fracturas oblicuas de dirección N10-N20, que compartimentan los dominios tectónicos anteriormente citados. Ambos tipos de estructuras desplazan diques tardihercínicos, apareciendo también afectado el dique básico de Plasencia por la zona de trituración del Amblés-Corneja. Las estructuras del tipo 1) corresponden a los valles longitudinales y a las cuencas internas de la cadena; las estructuras del tipo 2) compartimentan los relieves longitu-

dinales en bloques cuya fracturación presenta un *grano* homogéneo. La intersección de ambos sistemas causa los bordes *aserrados* de la cuenca del Amblés y de las depresiones del Tormes y del Alberche, mientras que en el interior de los bloques del relieve las fracturas juegan un papel pasivo frente a la morfogénesis, como es el caso de la Falla del Herradón.

Esta pauta de la deformación y el relieve se puede extender tanto al E como al W, según se puede apreciar en los mapas topográficos y en las imágenes de satélite. Se delimita así una banda continua de deformación y relieve, de unos 40-50 km de anchura, entre los relieves submarinos de Tore y el extremo oriental de Somosierra (ver fig.). La continuidad entre los relieves submarinos y los relieves continentales es patente en la carta batimétrica y de relieve confeccionada por Lallemand *et al.* (1985).

El modelo de deformación intraplaca

La forma y la extensión de esta zona de deformación inducen a considerar una *zona de cizalla intraplaca* con movimiento dextro en la horizontal. Al no apreciarse un gran desplazamiento en un accidente simple es preciso contemplar una *zona de deformación intracontinental distribuida*, en la cual el desplazamiento es tomado por las bandas penetrativas. Este tipo de deformación implica rotación de bloques con eje vertical

entre las bandas penetrativas, tal como describen Ron *et al.* (1984) y Luyendik *et al.* (1985), obviándose así la existencia de grandes desplazamientos en una o varias fallas en dirección.

Teniendo en cuenta estas consideraciones proponemos este tipo de deformación para explicar la génesis y las características morfoestructurales del Sistema Central. En este sentido, las fosas y valles longitudinales corresponden a las bandas penetrativas de la zona de cizalla, mientras las sierras están formadas por bloques elevados y rotados. Pero, además, cada segmento de la cadena (Estrelha, Gardunha, Peña de Francia, Béjar, Gredos y Guadarrama-Somosierra) forma un dominio tectónico de aspecto romboidal, cuyos límites corresponden en parte a fallas reactivadas. Explicamos así la disposición general de la cadena, su geometría fragmentada en bloques y la forma aserrada de las cuencas interiores.

Estimación de la medida de la deformación

Para establecer la medida de la deformación por cizalla hemos utilizado la curvatura del dique de Plasencia, de edad jurásica, en el interior de la zona de deformación. En una primera aproximación este marcador lineal proporciona un valor de $\gamma=0,7$. Por otra parte, se puede estimar un ángulo de rotación de 20° para los bloques internos de la zona.

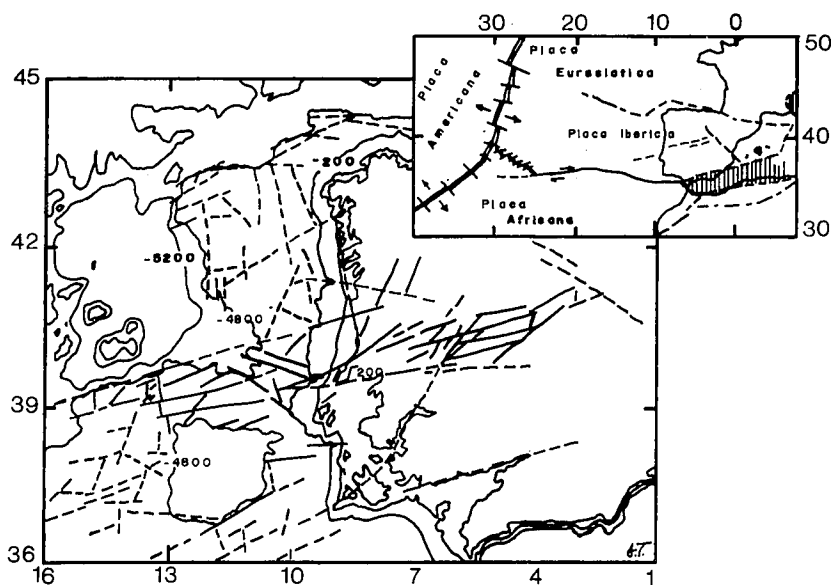


Fig. 1.—Extensión de la zona de cizalla intraplaca del centro de Iberia, en trazos continuos. El encuadrado muestra su posición respecto a los bordes de placa.

Teniendo en cuenta la anchura de la zona considerada, estos valores son coherentes con una deformación de relativa intensidad sin ser necesarios grandes desplazamientos en la horizontal. Por otra parte, tampoco es necesario recurrir a un acortamiento o extensión considerables de la corteza para la formación del relieve.

Edad de la deformación y contexto geodinámico

La situación tectónica de los relieves submarinos de Tore, la edad de los sedimentos de las cuencas interiores y la deformación de los sedimentos en los bordes de la cadena permiten fijar el inicio de la deformación en el Cretácico Superior, continuando la actividad hasta el Mioceno Medio. A partir de esta época los movimien-

tos deben corresponder a reajustes isostáticos. Desde un punto de vista morfogenético, la deformación por cizalla se produce durante la fase *pre-arcósica*, hasta parte de la fase *arcósica* del esquema propuesto por Pedraza (1981) para el Sistema Central. Sin embargo, no podemos precisar si el comienzo de la rotación horizontal de los bloques —es decir, la intensificación del relieve— se realiza sin solución de continuidad, o bien corresponde a una fase tectónica diferente correspondiente a la evolución *postalpina* de Iberia (Vegas y Banda, 1982).

En cuanto al significado geodinámico, es evidente que esta zona de cizalla absorbió parte del movimiento entre Eurasia y Africa al independizarse Iberia como unidad tectónica intermedia. No obstante, esta zona no

evoluciona hasta formar una frontera de placas de segundo orden (ver encuadrado de la fig.) en el conjunto de la evolución geodinámica del área Ibero-Mogrebí (Vegas, 1985).

Conclusiones

La formación del relieve del Sistema Central puede relacionarse con la actividad de una zona de cizalla intraplaca comprendida en la tectónica intraplaca de Iberia desde el Cretácico Superior al Mioceno Medio.

En esta zona de cizalla se produce rotación de bloques y deformación interna distribuida. Este tipo de deformación y su evaluación permiten explicar las características morfoestructurales del Sistema Central como cadena de bloques. Los datos de sísmica profunda (Suriñach y Vegas, en preparación) apuntan hacia la confirmación de este modelo.

Referencias

- Lallemand, S.; Mazé, J. P.; Monti, S., y Sibuet, J. C. (1985): *C. r. Acad. Sc. Paris*, 300, II, 4; 145-149.
- Luyendik, B. P.; Kamerling, M. J.; Terres, R. R., y Hornafius, J. S. (1985): *J. Geophys. Res.*, 90, B-14; 12454-12466.
- Pedraza, J. de (1981): *Cuad. Geol. Ibérica*, 7; 667-682.
- Ron, M.; Freund, R.; Garfunkel, Z., y Nur, A. (1984): *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 6256-6270.
- Vegas, R. (1985): En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Pub. de la Univ. Complutense.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): *Earth Evol. Sc.*, 4; 320-343.

Recibido el 4 de septiembre de 1986.

Aceptado el 8 de septiembre de 1986.

Presentado en la Sesión Científica de Barcelona el 19 de septiembre de 1986.

Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid basin

J. P. Calvo. Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

A. M. Alonso. Instituto de Geología Económica del C.S.I.C. Facultad de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

M. A. García del Cura. Instituto de Geología Económica del C.S.I.C. Facultad de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

RESUMEN

La presencia de sepiolita en los sedimentos neógenos (Aragoniense medio y superior) aparece ligada a paleoambientes de orla distal en abanicos aluviales. Dentro de ellos la