

Sismicidad en el límite de placas entre Eurasia y Africa al SW de Iberia, desde 1984 a 1994

Seismicity in the boundary of plates between Eurasia and Africa on SW Iberian, from 1984 to 1994

M.A. Camacho y F. M. Alonso-Chaves

Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus Univ. de La Rábida, 21819 Palos de la Frontera (Huelva)

ABSTRACT

Spatial distribution of earthquakes in the SW Iberian margin has been studied for the period 1984-1994. In the basement of the continental margin of Iberia active fault zones occur, showing different trends: NW-SE, NE-SW and E-W. Seismicity is focused in a major limit between two continental blocks. It is concluded that this limit is an active fracture zone, extending from the Huelva meridian at least to the San Vicente cape. Crust in the SW Iberian margin is estimated to be about 30-35 km thick, whereas a thickness of 60 km is suggested for the whole lithosphere.

Key words: *Seismicity, Azores-Gibraltar Plate Boundary, SW Iberian.*

*Geogaceta, 21 (1997), 51-54
ISSN: 0213683X*

Introducción

El límite entre las placas Euroasiática y Africana en el Océano Atlántico es la Zona de Fractura Azores-Gibraltar. Tal estructura está muy bien definida desde la unión triple de Azores cerca de la dorsal centro atlántica hasta la longitud 15°W. A lo largo de este segmento, fallas transformantes dextrorsas cortan a anomalías paleomagnéticas de diferentes edades, desde la anomalía 1 (actual) hasta la anomalía 33 (Cretácico superior, aproximadamente 80 M.a). El significado geotectónico de la falla hacia el E, en un fondo oceánico complejo, está siendo investigado en la actualidad. Uno de los aspectos más interesantes al E del Banco de Gorringe es el cambio en la cinemática relativa entre Iberia y Africa con respecto a la zona de Azores (Ribeiro *et al.*, 1996). Las características geofísicas en el Golfo de Cádiz han sido estudiadas con detalle, especialmente los aspectos relacionados con la sismicidad (Moreira, 1985; Buforn *et al.*, 1988; Mezcuá *et al.*, 1991) y la estructura profunda de la corteza (Tortella *et al.*, 1996). Directamente vinculado con los temas anteriores se plantea en la actualidad el debate sobre la existencia de una posible zona de subducción que se haya iniciado en el margen occidental de Iberia (Ribeiro, 1994).

En este trabajo, se presentan las conclusiones preliminares relacionadas con

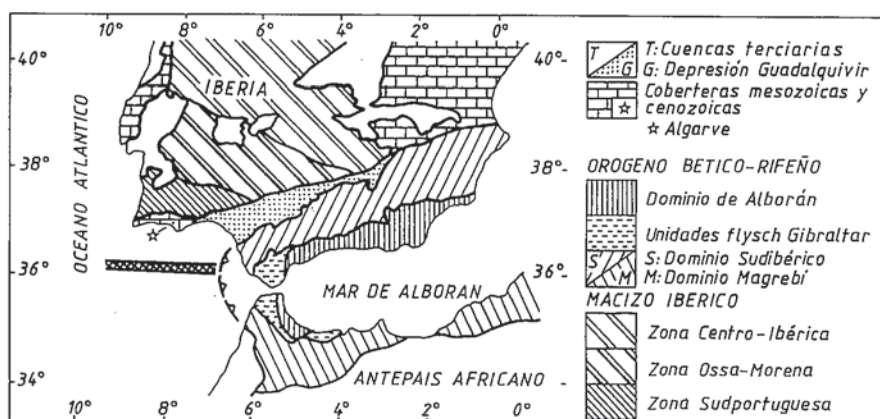


Fig. 1.- Esquema tectónico para el Sur de Iberia y Norte de Africa.

Fig. 1.-Tectonics scheme for the South Iberia and North Africa.

el estudio de la distribución espacial de la sismicidad en el área definida entre las latitudes 35° N - 38° N, y las longitudes 5° W - 10° W. Para ello, se han estudiado los sismos con magnitudes comprendidas entre 3 y 5 durante el periodo 1984-1994. Los datos utilizados proceden del Banco de datos sísmicos del Servicio Nacional de Sismología perteneciente al Instituto Geográfico Nacional de España.

La sismicidad al SW de Iberia es de tipo superficial (0 a 30 km) e intermedia

(entre 30 y 120 km). En el área investigada la mayoría de los sismos están en relación con el límite de placas entre Eurasia y Africa. Desde el Cabo de San Vicente hasta el meridiano de Huelva la zona de fractura es un límite entre dos cortezas continentales. Al E del citado meridiano, se observa una interrupción clara de la estructura desde el punto de vista del registro sísmico, en relación con el frente submarino del Arco de Gibraltar (Fig. 1). Se reconoce un nivel sismogénico en la

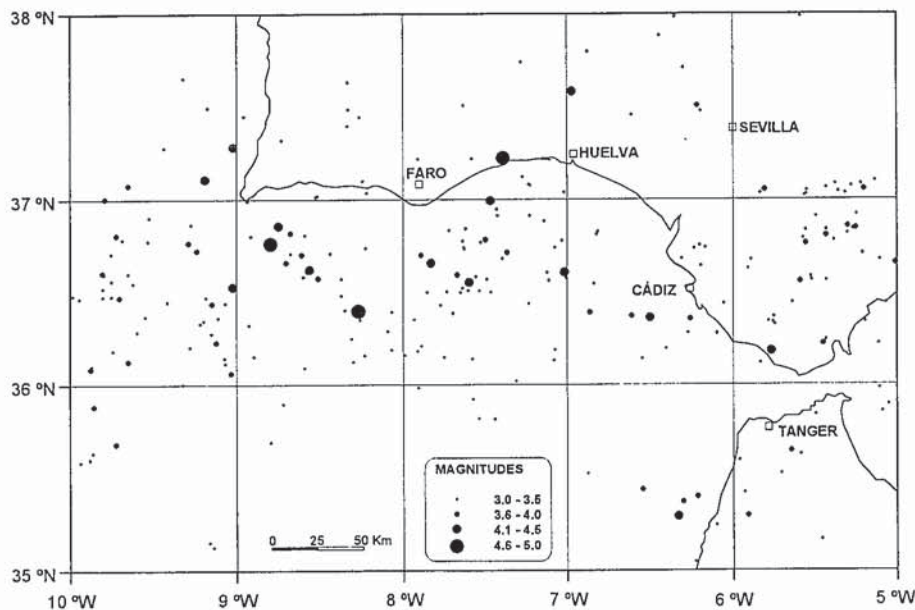


Fig. 2.- Distribución de la sismicidad en el Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar, desde 1984 a 1994. Basado en los Ficheros de Datos del Instituto Geográfico Nacional de España.

Fig. 2.- Distribution of seismicity in the Gulf of Cadiz and Gibraltar Strait, from 1984 to 1994. Based on Data Files of the Instituto Geográfico Nacional of Spain.

base de la corteza en el margen suroccidental de Iberia y, de manera tentativa, se sugiere para dicho margen un espesor de la litosfera de 60 kms, aproximadamente.

Conjuntos tectónicos de orden mayor

Desde el punto de vista geológico, el área estudiada está integrada por conjuntos tectónicos que han tenido una evolución geodinámica diferente, como resultado de la convergencia entre Eurasia y Africa en ciclos orogénicos distintos. Las diferencias son especialmente evidentes en la organización tectónica de cada uno de los conjuntos. La Península Ibérica está formada por un zócalo hercínico (Macizo Ibérico), cubierto en gran parte por cuencas que se han desarrollado durante el Terciario. En el SW de Iberia, el Macizo Ibérico está formado por dos dominios diferentes (Fig. 1), uno septentrional denominado Zona de Ossa Morena y otro meridional llamado Zona Sudportuguesa. Entre ambas zonas se encuentra una banda de rocas intensamente deformadas que han sido interpretadas como un fragmento de corteza oceánica (Crespo-Blanc y Orozco, 1988; Quesada *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996). La organización tectónica de la Zona Sudportuguesa, mayoritariamente representada en el área estudiada, es interpretada como de tipo «thind-skinned» (Silva *et al.*, 1990). A partir del Trías se desarrollan los primeros episodios de «rifting», con una dirección de extensión inicial N-S,

que afectan al zócalo en el SW y NW de Iberia y Africa, respectivamente (García Navarro *et al.*, 1995). En relación con este proceso se depositan las rocas mesozoicas que constituyen la cobertera emergida de dicho zócalo en el Algarve (Fig. 1). Por otra parte, desde Ayamonte hacia el E, las formaciones carbontadas del Algarve, la Zona Sudportuguesa y la Zona de Ossa-Morena quedan cubiertas por sedimentos neógenos de la Depresión del Guadalquivir. Finalmente, en el orógeno Bético-Rifeño se han definido los dominios Sudibérico y Magrebí (Fig. 1). Ambos dominios constituyen, en la región del Tethys occidental, las paleocoberteras despegadas de los zócalos hercínicos en Iberia y Africa, respectivamente. Sobre ellos se encuentra el Dominio de Alborán, que es el bloque de techo del Cabalgamiento Cortical de Gibraltar. La organización tectónica actual se configura como consecuencia de la migración hacia el W, durante el Neógeno, del dominio de Alborán. En el frente del cabalgamiento se localizan las unidades alóctonas de los flysch. Simultáneamente, se produce un importante adelgazamiento cortical en relación con el cual se configura el Mar de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1988; García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992).

Sismicidad al SW de Iberia

Al SW de Iberia se define sísmicamente una interesante zona de fractura en

el sentido de segmentos activos de fallas (véase Cox y Hart, 1986). Es un ejemplo típico de concentración de la deformación a escala litosférica en relación con límites de placas. Se trata de una banda estrecha, con una anchura aproximada de 100 km, comprendida entre las latitudes 36°N-37°N y orientada E-W, que incluye a la falla transformante de Azores-Gibraltar (prácticamente bloqueada, en comparación con tiempos geológicos pasados) y parte del margen suratlántico de Iberia (Fig. 2). Al E del Estrecho de Gibraltar la anchura del cinturón sísmico se hace mayor (Coca y Buforn, 1994), incluyéndose dentro de él las Cordilleras Béticas al Sur de Iberia, el Rif en el Norte de Africa y el Mar de Alborán (Fig. 1). En la cadena Bético-Rifeña la distribución espacial de la sismicidad está relacionada con un cinturón orogénico colisional desarrollado durante el ciclo alpino. Las diferencias que se detectan en la distribución de los sismos en el Golfo de Cádiz están en relación con la distinta evolución geodinámica alpina del límite entre Eurasia y Africa a uno y otro lado del Estrecho de Gibraltar. La figura 3 ilustra la distribución de los hipocentros en el área estudiada. Así, por ejemplo, la proyección de los hipocentros en una sección N-S entre los paralelos 38°N-35°N (Fig. 3 A), pone de manifiesto que los sismos son progresivamente más profundos hacia el S y la mayoría de ellos concentrados en el límite entre las placas Euroasiática y Africana y en el margen continental de Iberia. En el Macizo Ibérico la sismicidad es de tipo superficial, localizada principalmente en la corteza. En la figura 3 B, se ha realizado una proyección similar a la anterior para un perfil longitudinal, orientado E-W y comprendido entre los meridianos 5°W y 10°W. Obsérvese que hay una distribución relativamente uniforme de los hipocentros hasta aproximadamente el meridiano de Huelva (Fig. 2). Desde el SW del Cabo de San Vicente hasta dicho meridiano, los procesos deformacionales que implican liberación brusca de energía tienen lugar hasta una profundidad de 60 km; en niveles más profundos no hay sismicidad. Este hecho puede explicarse en función de las diferencias en el comportamiento reológico entre los materiales de la litosfera y la astenosfera. Dentro de la litosfera se detecta una zona sísmogénica a 30-35 km. Al E del meridiano de Huelva, los hipocentros se sitúan en niveles sísmogénicos claramente diferentes. Obsérvese en la figura 3 B la concentración de los sismos en la corteza superior. En la Depresión del Guadalquivir y en el Arco de Gibraltar la ma-

yoría de los sismos son superficiales y se localizan en los primeros 20 km de la corteza (Figs. 2 y 3). En este mismo sector, pero en el margen continental norteafricano al SW de Tánger, se han registrado hipocentros a 100 km. Los eventos sísmicos en la región Ibero-Magrebí son principalmente de tipo superficial e intermedio, aunque también se han detectado terremotos profundos a 650 km (Buforn y Udías, 1991). En la rama septentrional del Arco de Gibraltar las direcciones de las estructuras sismotectónicas son ENE-WSW. Se trata de una lineación sísmica poco profunda (entre 2 y 8 km) que es subparalela al contacto entre el Dominio Sudibérico y la Depresión del Guadalquivir.

Dentro del cinturón sísmico que constituye el límite entre Eurasia y África se pueden definir lineaciones de hipocentros para un mismo rango de profundidades, estableciéndose zonas de falla activas con distintas orientaciones. Las direcciones predominantes son: NW-SE, NE-SW y E-W. Al S de Faro hay un sector con una sismicidad especialmente intensa, debido a una mayor abundancia de fallas activas y a la interferencia entre distintas zonas de falla. Entre el Cabo de San Vicente y Faro se producen los terremotos de mayor magnitud. Los sismos con magnitud superior a 4.1 son frecuentemente sentidos en tierra. La sismicidad al W del Cabo de San Vicente está en relación con fallas de dirección NE-SW. Dichas fracturas constituyen la continuación del Sistema de Fallas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira que han sido puestas de manifiesto en el Mapa Neotectónico de Portugal (Cabral y Ribeiro, 1989), también llamada Falla de Plasencia-Alentejo. Esta zona de falla se detecta hasta 40 km de profundidad. Las zonas de fractura con dirección E-W llegan a localizarse incluso a profundidades superiores a los 50 km, en relación con la zona de fractura Azores-Gibraltar en el manto litosférico.

Por otra parte, se ha analizado el número total de terremotos durante el periodo estudiado y la magnitud de los mismos observándose una relación exponencial (Fig. 4 A). La representación de tales datos en una gráfica semilogarítmica permite obtener una recta de regresión (Fig. 4 B). La pendiente de la recta con un valor de $b=0.739$, es similar a los resultados obtenidos por Buforn *et al.*, (1988). Dichos autores establecieron, para un área mayor, el parámetro b a partir de sismos con un rango de magnitudes comprendido entre 4 y 7. En consecuencia, y de acuerdo con Buforn *et al.* (op. cit.), se puede sugerir que el área estudiada se corresponde con una litosfera fría debido al envejecimiento del margen

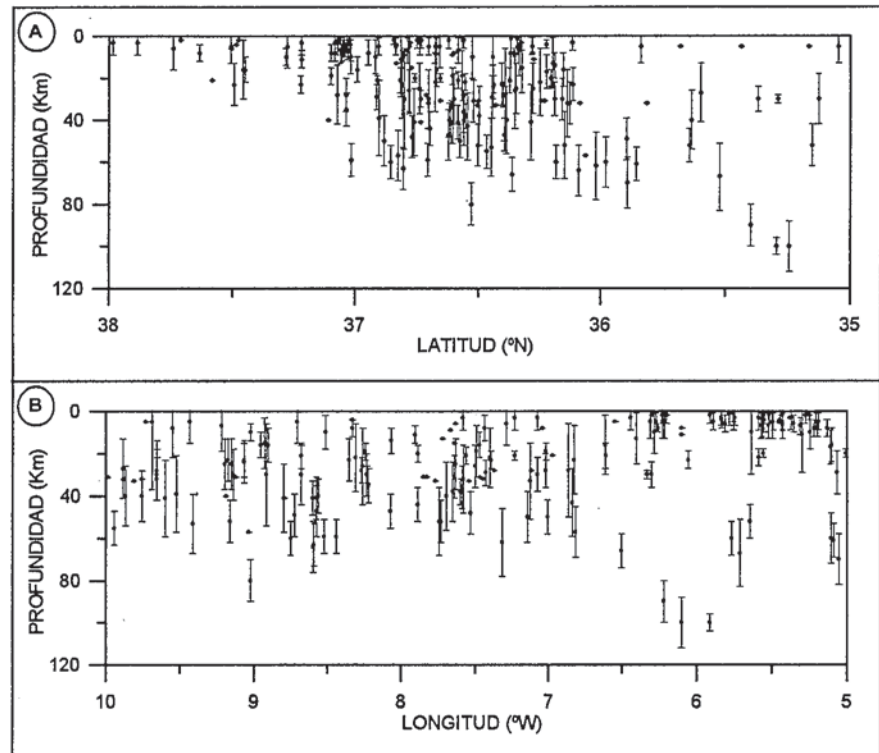


Fig. 3.- Proyección ortogonal de los hipocentros en diferentes secciones verticales. Punto: foco sísmico. Línea vertical: error estimado. A: Según una sección N-S, entre 38° N y 35°N. B: Según una sección E-W, desde 10° W y 5° W. Basado en los Ficheros de Datos del Instituto Geográfico Nacional de España.

Fig. 3.-Orthogonal projection of the hypocenters in two vertical sections different. Point: seismic source. Vertical line: estimated error. A: According to N-S section, between 38°N and 35°N. B: According to W-E section, between 10° W and 5° W. Based on Data Files of the Instituto Geográfico Nacional of Spain.

atlántico y en el que hay una importante resistencia a lo largo de la zona de fractura.

Conclusiones

El cinturón sísmico de dirección E-W en el SW de Iberia está relacionado con los esfuerzos en los bordes de las placas Euroasiática y Africana. La sismicidad asociada al contacto entre las placas litosféricas es de tipo superficial e intermedio. La traza de la antigua falla transformante Azores-Gibraltar constituye el límite meridional de la banda sísmica y absorbe gran parte de la deformación. Los sismos más profundos se localizan en la vertical del límite interplacas, entre 50 y 60 km. La concentración de los sismos a 30-35 km de profundidad está relacionada con la liberación de energía sísmica en la corteza inferior y en la base de la misma. Estos datos son coincidentes con los obtenidos por Müller *et al.*, (1973), que determinaron mediante perfiles sísmicos un espesor cortical de 33 a 35 km. De acuerdo con la distribución en profundidad de los sismos en el margen

suroccidental de Iberia, se sugiere de manera tentativa un espesor de 60 km para la litosfera. En dicho margen las direcciones de las zonas de falla activas son: NW-SE, NE-SW y E-W. De entre ellas, las más abundantes son las primeras. Ribeiro *et al.*, (1996) han establecido en este sector la trayectoria de los esfuerzos máximos en la horizontal. En concreto, en el Golfo de Cádiz, tales esfuerzos se orientan NNW-SSE, y puede entenderse que son los responsables de las direcciones sismotectónicas mejor desarrolladas, es decir las NW-SE. Dichas fallas deben de tener una importante componente de salto en dirección y desplazamientos dextrorsos. Para las fallas de dirección NE-SW, al W del Cabo San Vicente, se deducen saltos con cierta componente inversa y desplazamientos sinistrorsos, dado que en esa zona los esfuerzos horizontales máximos tienden a formar un ángulo alto con respecto a la dirección de la falla.

Las diferencias netas en la distribución de los hipocentros (Fig. 3 B) a un lado y otro del meridiano de Huelva permite plantear la existencia de dos sectores

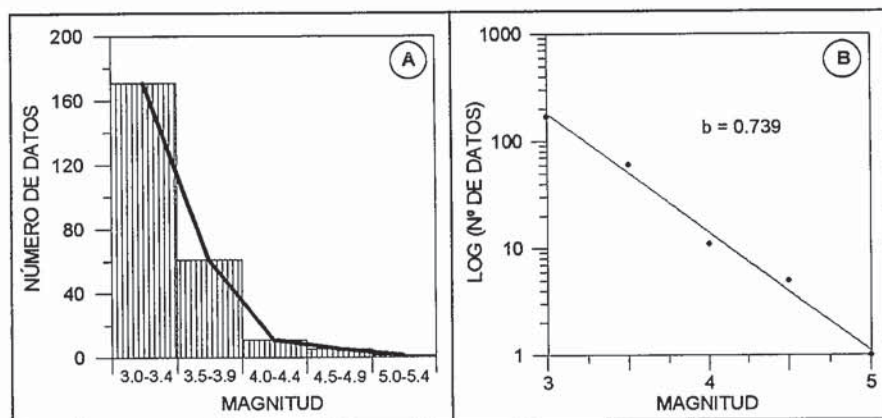


Fig. 4.- Número de terremotos versus magnitud, ver explicación en el texto.

Fig. 4.- Number of earthquakes vs. magnitud, see explanation in the text.

sismotectónicos diferentes en el Golfo de Cádiz. El sector occidental está relacionado con la zona de fractura Azores-Gibraltar y la fracturación en el margen continental al SW de Iberia, y otro oriental condicionado por la evolución geodinámica del orógeno Bético-Rifeño.

Agradecimientos

Los autores agradecen la información facilitada por el Servicio Nacional de Sismología del Instituto Geográfico Nacional de España.

Referencias

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988): II Congr. Geol. Esp. SGE, Granada.
 Buforn, E., Udías, A. y Colombás, M.A., (1988): *Tectonophysics*, 152: 89-118.
 Buforn, E y Udías, A. (1991): Publ. I.G.N., *Monografía*, 8: 29-40.
 Cabral, J. y Ribeiro, A. (1989): *Carta neotectónica de Portugal continental, escala 1:1.000.000*. Nota explicativa, Serv. Geol. Portugal.
 Castro, A., Fernández, C., de la Rosa, J.D.,

Moreno-Ventas, I. y Rogers, G. (1996): *Jour. Petrol.*, 37: 235-260.
 Coca, P. y Buforn, E. (1994): *Estudios Geol.*, 50: 33-45.
 Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): *Geo-Mar. Lett.*, 12: 157-164.
 Cox, A. y Hart, R.B. (1986): *Plate Tectonics*. Blackwell Science, Oxford. 392 pp.
 Crespo-Blanc, A. y Orozco, M. (1988): *Tectonophysics*, 148: 221-227.
 García-Dueñas V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): *Geo. Mar. Lett.*, 12: 88-95.
 García Navarro, E., Perelló Lull, M.V. y Fernández, C. (1995): *Geogaceta*, 18: 7-10.
 Mezcua, J., Rueda, J. y Martínez-Solares, J.M. (1991): Publ. I.G.N., *Monografía* 8: 17-28.
 Moreira, V. (1985): *Tectonophysics*, 117: 85-96.
 Müller, S., Prodehl, C. Mendes, A.S. y Sousa Moreira, V. (1973): *Tectonophysics*, 20: 307-318.
 Quesada, C., Fonseca, P.E., Munha, J., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1994): *Bol. Geol. Min.*, 105: 3-49.
 Ribeiro, A. (1994): *Rev. Geociências GAIA*, 9: 109-113.
 Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996): *Tectonics*, 15: 641-659.
 Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990): In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlín.
 Tortella, D., Torné, M. y Pérez-Estaún, A. (1996): *Geogaceta*, 20: 958-961.