

SISMICIDAD Y MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS DE LA REGIÓN CABO DE SAN VICENTE-ARGELIA

E. Buforn y A. Udías

*Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de CC. Físicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.
ebufornp@fis.ucm.es*

Resumen: La región estudiada se ha dividido en tres zonas: A, Golfo de Cádiz, B, Mar de Alborán, Sur de Iberia y Norte de Marruecos, y C, Noroeste de Argelia. Los grandes terremotos ($M_w \approx 7-8$) ocurren en las zonas A y C, y de menor magnitud en la zona B. La gran mayoría son focos superficiales ($h < 50$ km), aunque hay terremotos a profundidad intermedia ($50 < h < 150$ km) en el Golfo de Cádiz y en la parte oeste del Mar de Alborán, y terremotos muy profundos ($h \approx 650$ km) al sur de Dúrcal, Granada. El mecanismo focal de los terremotos superficiales indica un cambio en el patrón de esfuerzos: fallas inversas en la zona A y C, y, en la zona B, fallas de salto en dirección en el norte de Marruecos y fallas normales en el mar de Alborán y sur de España. No obstante, toda la región se encuentra sometida a una compresión horizontal uniforme de dirección NNW-SSE consecuencia de la convergencia Eurasia-Africa. La velocidad de deformación cortical calculada a partir de la sismicidad indica un diferente comportamiento de las tres zonas en la liberación de los esfuerzos sísmicos.

Palabras clave: región Ibero-Mogrebí, sismicidad, mecanismo focal, simotectónica, deformación cortical.

Abstract: The region under study has been divided into three zones: A, Gulf of Cadiz, B, Alboran Sea, South of Iberia and North of Morocco, and C, Northwest of Algeria. Large earthquakes ($M_w \approx 7-8$) occur in both of its ends (zones A and C), and earthquakes of lesser magnitude in its central part (zone B). Most of the foci are shallow ($h < 50$ km), though there exists an important activity at intermediate depth ($50 < h < 150$ km) in the Gulf of Cadiz and in the west part of the Alboran Sea, and a nest of very deep earthquakes ($h \approx 650$ km) at the south of Dúrcal, Granada. The focal mechanism of the shallow earthquakes points to a change in the stress pattern resulting in reverse faults in zone A and C and strike-slip faults in zone B, north of Morocco and normal faults in the Alboran Sea and south of Spain. However, the entire region is subject to uniform horizontal compression in NNW-SSE direction consequence of the convergence between Eurasia and Africa. The crustal strain rate determined from the seismicity shows a different behavior in the seismic stress release of the three zones.

Key words: Iberian-Maghrebian region, seismicity, focal mechanism, seismotectonic, crustal deformation.

Buforn, E. y Udías, A. (2007). Sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de la región Cabo de San Vicente-Argelia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 301-310.

El 12 de Febrero de 2007 ocurrió un terremoto ($M_w = 5.9$), con epicentro al SW del cabo de San Vicente (Portugal) que fue sentido en una amplia zona de la Península Ibérica, llevando a desalojar algunos edificios en Sevilla e incluso en Madrid. Este terremoto es una manifestación de la actividad sísmica en la región conocida con el nombre de región Ibero-Mogrebí que se extiende desde el SW del Cabo de San Vicente hasta Argelia, incluyendo el sur de la Península Ibérica, mar de Alborán y norte de Maruecos y Argelia. Esta región forma parte del contacto entre las placas Eurasiática y Africana que se extiende desde las islas Azores hasta el Cáucaso.

Dentro de esta región, en los últimos años ha habido una actividad sísmica notable en el norte de Africa, en una zona que se extiende desde el este del estrecho de Gibraltar hasta Argelia, con la ocurrencia de terremotos

de magnitud superior a 6.0 en Argelia (El Asnam, 1980, $M_w = 7.1$, Deschamps *et al.*, 1982; Boumerdes, 2003, $M_w = 7.1$, DeLouis *et al.*, 2004) y Marruecos (Alhucemas, 2004, $M_w = 6.4$). Sin embargo, la zona mas occidental de la región, al oeste del estrecho de Gibraltar, la actividad sísmica ha sido mucho menor, desde la ocurrencia del gran terremoto de 1969 ($M_w = 7.8$, Buforn *et al.*, 1988a; Grimison y Chen, 1988) hasta el sismo ya citado de 2007. No obstante, la zona del cabo de San Vicente, en la que se localizan los terremotos de 1969 y 2007, es la fuente generadora de grandes terremotos y una de las hipotéticas localizaciones del foco del gran sismo de Lisboa de 1755 ($M_w \approx 8.5$; Jhonston, 1996; Martínez Solares, 2001). La actividad sísmica en el sur de la Península Ibérica se caracteriza por la ocurrencia de terremotos de menor magnitud, en los últimos 100 años no han

superado la magnitud de $M_w = 5.5$ habiendo ocurrido el último gran terremoto en Alhama de Granada en 1884 ($M_w \approx 6.5$; Udías y Muñoz, 1979).

La actividad sísmica, asociada al contacto entre las placas entre Eurasia y Africa, presenta características muy diferentes a lo largo de la región, poniendo de manifiesto la complejidad de la misma (Buforn *et al.*, 1988a; Morel y Meghraoui, 1996; Hayward *et al.*, 1999; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007; Serpelloni *et al.*, 2007). Estas diferencias se manifiestan en la profundidad de los terremotos, magnitud de los mismos, tasa de sismicidad y mecanismo focal. En este trabajo se van a presentar los aspectos más relevantes de la sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de esta zona y sus implicaciones sismotectónicas.

Esta región ha sido objeto de numerosos estudios de sismicidad y sismotectónica, entre ellos se encuentran los de Munuera (1963), Udías *et al.* (1976), Grimison y Chen (1986), Buforn *et al.* (1988a, 1988b, 1995, 2004), Jiménez-Munt *et al.* (2001), Stich *et al.* (2003).

Sismicidad

La sismicidad de la región Ibero-Mogrebí para el periodo 1964-2005 ($M \geq 3.5$, Banco de Datos Sísmicos del Instituto Geográfico Nacional, IGN) se muestra en la figura 1. Buforn *et al.* (2004), han dividido la región en tres zonas. La zona A, que se extiende desde unos $12^\circ W$ al oeste del Cabo de San Vicente hasta el Estrecho de Gibraltar, la zona B, que corresponde al sur de España, Mar de Alborán y norte de Marruecos y por

último la zona C, que incluye el NE de Argelia y que en este trabajo la extendemos solo hasta $2^\circ E$.

De la figura 1 se observa que los terremotos de mayor magnitud se localizan en ambos extremos de la región, en las zonas A y C. La zona A se caracteriza por la ocurrencia de grandes terremotos, espaciados por largos periodos de tiempo. Así en el periodo 1950-2007 solo tres sismos han alcanzado magnitudes de 6 o superior: los de 28-02-1969 ($M_w = 7.8$), 15-03-1964 ($M_w = 6.5$) y el terremoto de 12-02-2007 ($M_w = 5.9$). En algunos catálogos sísmicos, como el de Karnik (1969) se incluye un terremoto ocurrido el 27-11-1941 en esta zona ($M_s = 6.5$) si bien su existencia es dudosa. En el extremo oriental de la región, zona C, ocurren terremotos con mayor frecuencia y menor magnitud, no superando valores de 7.0, como es el caso de los sismos de El Asnam (10-10-1980, $M_w = 7.1$), y Boumerdes (21-05-2003, $M_w = 7.1$). Sin embargo la ocurrencia de terremotos de magnitud 5-6 es más frecuente en esta zona que en la A.

La zona B, la más compleja, se caracteriza por una menor actividad sísmica, tanto en el número como en la magnitud de los terremotos. La excepción la constituye la región de Alhucemas (norte de Marruecos) que a partir de 1994 ha experimentado un aumento importante en la actividad sísmica con la ocurrencia de dos terremotos de magnitud moderada: el 26-05-1994 ($M_w = 5.8$) y el 24-02-2004 ($M_w = 6.2$). En el sur de la Península Ibérica en los últimos 50 años no ha habido ningún terremoto de magnitud superior a 5.5, si bien en los últimos años algunos terremotos de magnitud pequeña han causado importantes daños y generado una notable alarma social, como es el caso de los sismos de Mula (1999, $M_w = 5.1$) y Bullas (2005, $M_w = 4.5$).

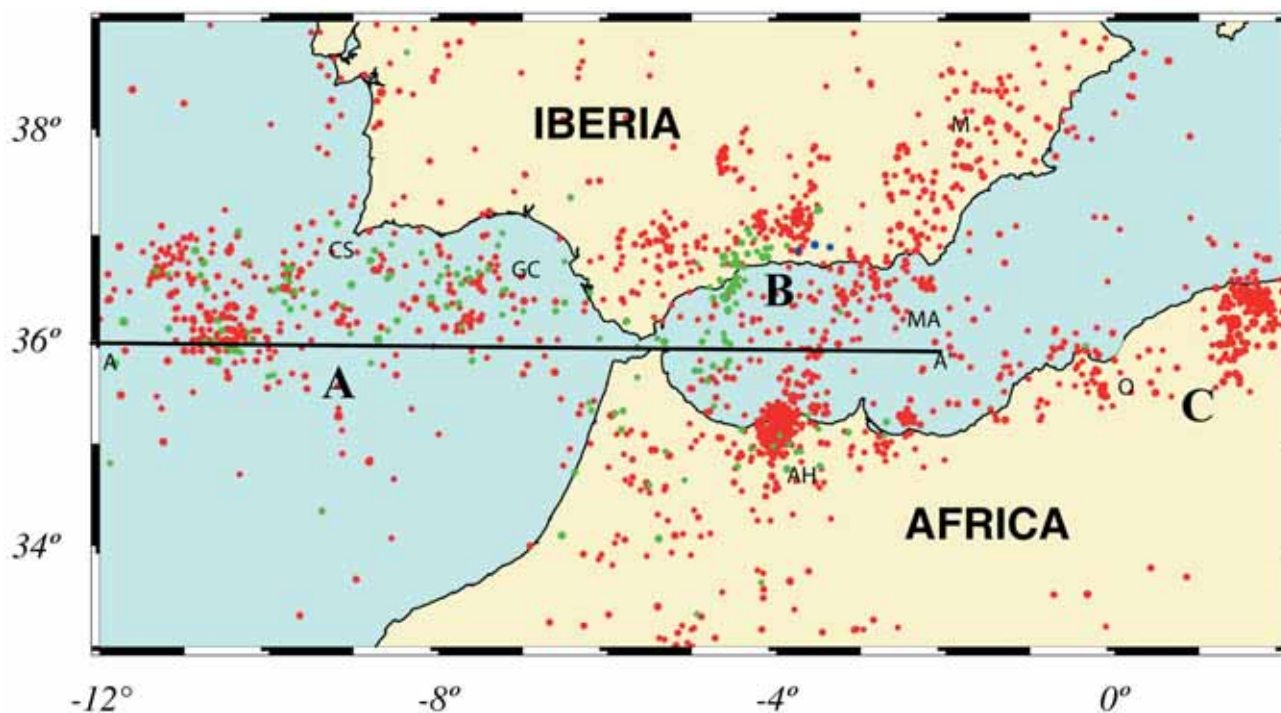


Figura 1.- Distribución de epicentros de terremotos de magnitud $m_b \geq 3.5$ para el periodo 1964-2005 (Banco de Datos Sísmicos, IGN). En rojo se muestran los terremotos superficiales ($h < 50$ km), en verde los focos a profundidad intermedia ($50 < h < 150$ km) y en azul los profundos ($h \approx 650$ km). AH= Alhucemas, GC= Golfo de Cádiz, CS= Cabo de San Vicente, MA= Mar de Alborán, M= Mula, O= Orán. La línea AA' indica la sección vertical mostrada en la figura 3. A, B y C corresponden con las tres zonas definidas en este trabajo.

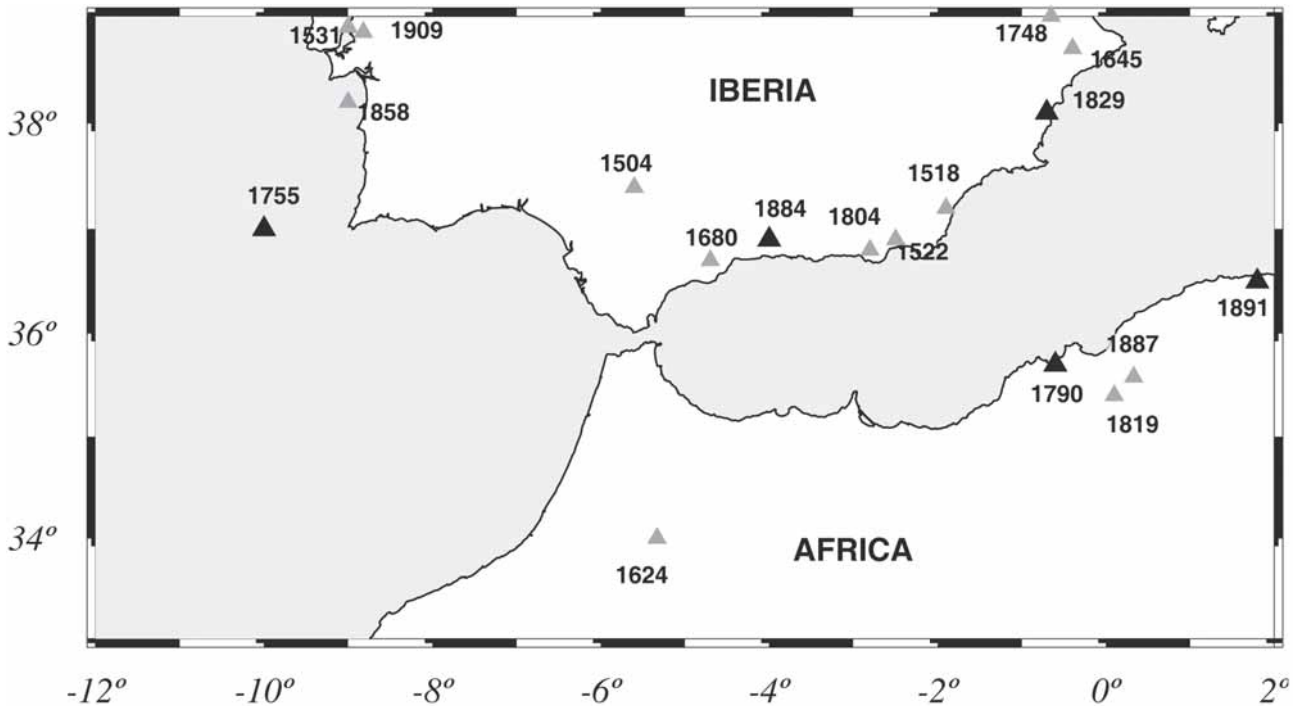


Figura 2.- Sismicidad histórica. En negro terremotos con $I_{max}=X$ y en gris $I_{max}=IX$ (Banco de Datos Sísmicos, IGN).

El estudio de la sismicidad histórica de la zona (Fig. 2) muestra que en la región han ocurrido grandes terremotos con $I_{max} \geq IX$ (Banco de Datos Sísmicos del IGN). Las tres zonas de mayor actividad no coinciden exactamente con las zonas más activas en el periodo 1964-2005. La primera zona es la que se extiende desde el SW del cabo de San Vicente hasta Lisboa, y donde se localiza el gran terremoto de Lisboa de 1755, o los de 1531, 1858 y 1909. La segunda zona se extiende a lo largo de la costa española, desde Málaga con el sismo de 1680, siguiendo por Granada con el terremoto de 1884, Almería, sismos de 1522, 1518 y 1804, hasta llegar a Alicante (sismos de 1829 y 1645) y Valencia (1748). La tercera zona corresponde al NW de Argelia con las zonas de Orán (Argelia) donde ocurrieron los terremotos de 1790, 1819 y 1887 y la zona próxima a El Asnam (sismo de 1891). Si comparamos la sismicidad instrumental e histórica (Figs. 1 y 2), se observa que en el norte de Marruecos solo se localiza un terremoto de intensidad máxima IX-X en el periodo histórico, cuya localización espacio-temporal presenta problemas. El Catálogo Sísmico del IGN localiza el sismo el 23-05-1623 con coordenadas epicentrales $34.00^{\circ}N$, $5.33^{\circ}W$ e intensidad IX (MSK). El Mrabet (2005) lo localiza el 11-05-1624, con epicentro en $34.43^{\circ}N$ y $4.95^{\circ}W$, e intensidad IX-X, aunque no precisa la escala. Otra diferencia importante, es que este sismo se localiza en el interior de Marruecos, a diferencia de los grandes terremotos de la Península Ibérica, localizados en su mayoría en zona costera. La zona de Alhucemas, muy activa a partir desde 1994, hasta esa fecha apenas había manifestado anteriormente actividad sísmica. Por el contrario, la región de Orán (Argelia) muy activa desde finales del siglo XVIII hasta mediados del XIX,

en la actualidad muestra una tasa muy baja de actividad sísmica. Otro rasgo importante, es que a lo largo del siglo XX y lo que llevamos del XXI, no ha habido en el sur de la Península Ibérica ningún terremoto de intensidad IX o X, mientras que en el norte de África si han ocurrido.

La profundidad de los focos sísmicos es otra de las características de la sismicidad en la zona estudiada. La mayoría de los sismos tienen foco superficial ($h < 50$ km), pero en el Golfo de Cádiz y oeste del mar de Alborán existe una importante actividad sísmica a profundidad intermedia ($50 < h < 150$ km). Al oeste de Gibraltar los sismos de profundidad intermedia se distribuyen siguiendo una dirección E-W (Fig. 1). Una sección vertical de los focos para el periodo 1990-2005, muestra que la mayoría de los mismos está a profundidades inferiores a 50 km (Fig. 3), siendo 100 km la profundidad máxima. No obstante, conviene recordar que la localización de hipocentros que ocurren en esta zona no es muy precisa, ya que debido a la moderada magnitud de los terremotos (inferior a 5.0) solo se registran en estaciones a distancias regionales en la Península y Marruecos con lo que la cobertura azimutal no es suficientemente buena, lo que se puede traducir en profundidades erróneas. Si bien el número de estaciones sísmicas ha aumentado en los últimos años a falta de sismómetros de fondo marino (OBS), el problema de la mala cobertura azimutal sigue sin resolverse. Por tanto, la distribución en profundidad en esta zona debe de tomarse con cierta precaución.

Al Este de Gibraltar aumenta la profundidad de los focos a medida que avanzamos hacia el este (Munuera, 1963; Hatzfeld, 1978; Grimison y Chen, 1988; Buforn *et al.*, 1988b, 1991; Seber *et al.*, 1996; Serrano *et al.*,

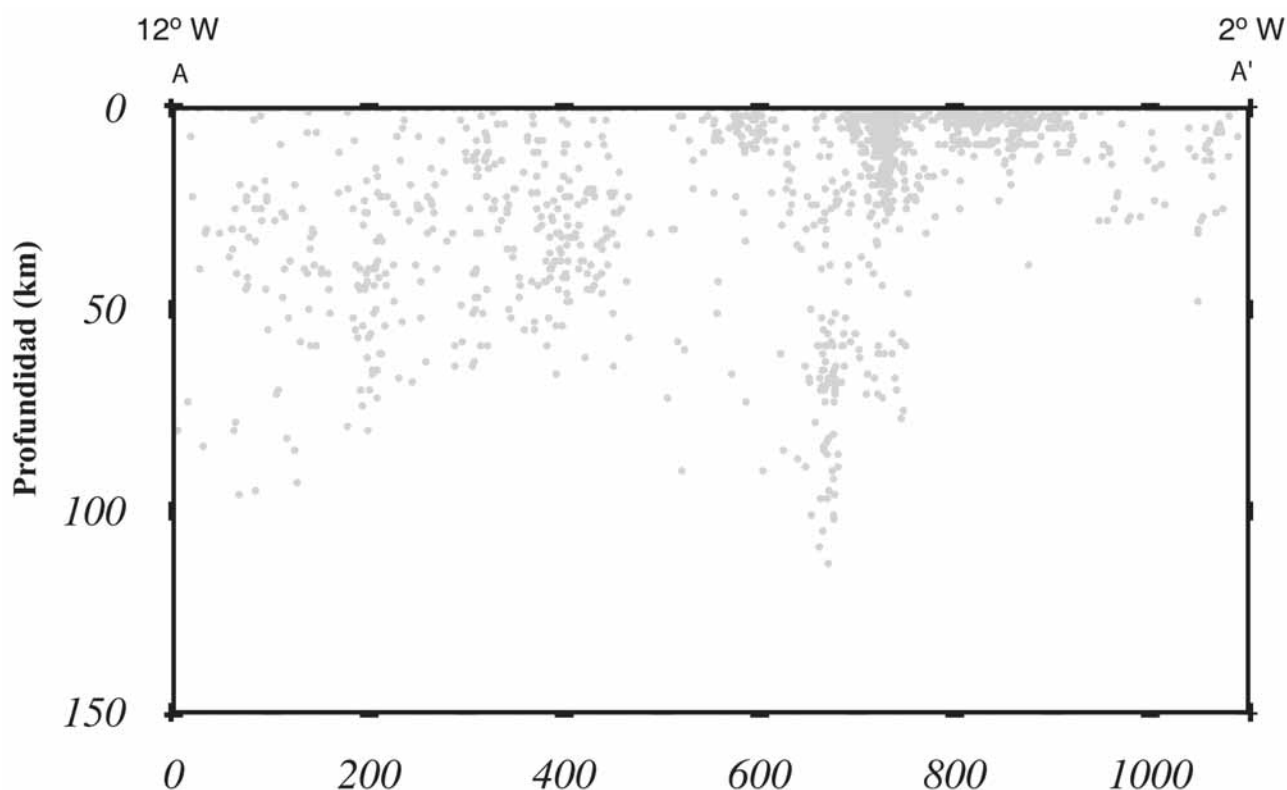


Figura 3.- Distribución vertical de hipocentros para el periodo 1990-2005, en un perfil E-W centrado en 36°N (línea AA' en la Fig. 1) y de 150 km de anchura.

1998). Entre longitudes 8°W y 5°W disminuye la ocurrencia de terremotos, observándose un «gap» o «vacío sísmico» al oeste de Gibraltar. La mayor concentración de terremotos intermedios ocurre a longitud 4.5°W alcanzando profundidades de hasta 120 km (Fig. 3). La distribución de epicentros muestra una alineación en dirección N-S concentrándose en una estrecha zona de unos 50 km de anchura (Fig. 1). Esta sismicidad de profundidad intermedia disminuye bruscamente, de forma que no se observan estos sismos al este de 4°W de longitud. La magnitud de estos terremotos de profundidad intermedia es pequeña, inferior a 5.0.

El tercer tipo de terremotos en esta región corresponde a los de foco muy profundo ($h \approx 650$ km). Esta sismicidad muy puntual se localiza al sur de Dúrcal, Granada, siendo el único lugar donde se dan terremotos a esta profundidad en todo el Mediterráneo. La sismicidad profunda es de magnitud moderada, sin embargo en 1954 ocurrió un terremoto de magnitud 7.0 en esta zona. Desde esa fecha han ocurrido tres terremotos de magnitud superior a 4.0 (Chung y Kanamori, 1976; Buforn *et al.*, 1991), en 1973, 1990 y 1994 (Fig. 1, puntos azules). Hay que destacar otra característica de la sismicidad en esta zona, la ausencia de terremotos entre 150 y 650 km de profundidad.

La sismicidad histórica corresponde a sismos superficiales, salvo el de Málaga de 1680 para el que Muñoz y Udías (1988) proponen un foco a unos 50 km de profundidad y se puede considerar asociado a la sismicidad a profundidad intermedia en la región.

Mecanismo focal

En la figura 4 se presenta una selección de mecanismos focales de terremotos superficiales de esta zona. Las soluciones de los terremotos representados pueden encontrarse en: Buforn *et al.* (2004), Buforn (en prensa), Buforn *et al.* (2007) [B07 en la figura 4], Buforn *et al.* (2006) [B05(1,2,3)], Cesca *et al.* (2006) [C05, C05(1)]. El criterio seguido para la selección es el siguiente: con anterioridad a 1975 solo se han considerado aquellos terremotos con magnitud $m_b \geq 5.0$; con posterioridad a 1975 se ha disminuido el umbral a $m_b \geq 4.0$, sin embargo, para aquellos terremotos más recientes, con magnitudes superiores a 4.0 y valores de la solución con grandes errores, como puede ser componente de no doble par (CLVD) superior a 15% no se han incluido. La razón es que en los últimos años las determinaciones automáticas del tensor momento sísmico (TMS) que proporcionan varias agencias europeas como el ETH, INGV, IGN, IAG, en muchos casos son soluciones preliminares y debido a su pequeña magnitud muchas veces no bien constreñidas, por lo que solo pueden tenerse en cuenta como una primera aproximación, pero nunca como una solución definitiva.

Se observa que los mecanismos predominantes en las zonas A y C corresponden a soluciones de falla inversa con eje de presión horizontal orientado en dirección NNW-SSE. Aunque hay algunas soluciones de falla de salto en dirección, éstas son compatibles con el régimen de esfuerzos indicado. El único terremoto con falla normal en la zona del Golfo de Cádiz

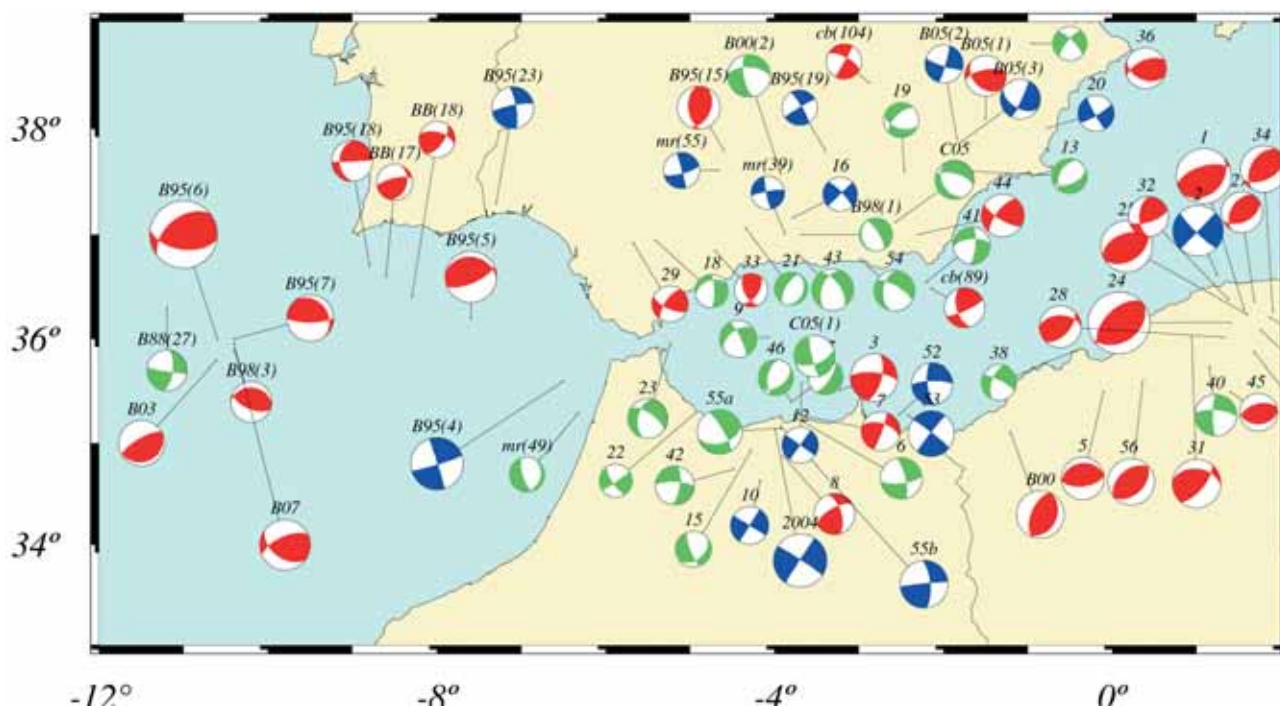


Figura 4.- Mecanismo focal de terremotos superficiales. En rojo se han representado los mecanismos de falla inversa, verde los de falla normal y azul los de falla de salto en dirección. Las soluciones pueden encontrarse en Bufoin *et al.* (2004) [1-55b, B88-B00, mr, cb]; Bufoin (en prensa) [B03, 2004]; Bufoin *et al.* (2007) [B07]; Bufoin *et al.* (2006) [B05(1,2,3)]; Cesca *et al.* (2006) [C05, C05(1)]. Se ha representado la semiesfera inferior de la proyección estereográfica de la esfera focal, con el tamaño de la misma proporcional a la magnitud del sismo.

corresponde a un sismo de magnitud 4.0. En la zona de Argelia las soluciones de falla de salto en dirección con componente normal también corresponden a sismos de magnitud inferior a 5.0.

En el norte de Marruecos existen soluciones de falla de salto en dirección y normales con componente de salto en dirección, con tan solo un terremoto con mecanismo de falla inversa. Sin embargo, los terremotos de mayor magnitud (Alhucemas 1994 y 2004, $M_w = 5.8$ y 6.2) presentan mecanismos de falla de salto en dirección con eje de presión y tensión horizontales y orientados en dirección NNW-SSE y ENE-WSW, respectivamente.

En el mar de Alborán y costa sur de España existe un predominio de los mecanismos de falla normal con eje de tensión horizontal orientado en dirección E-W. A medida que nos adentramos en la Península hay un cambio en los mecanismos focales y comienzan a encontrarse soluciones de salto en dirección puro y con componente inversa. No obstante, todos estos mecanismos corresponden a terremotos de magnitud igual o inferior a 5.0.

En la figura 5A se presentan las soluciones de mecanismos focales correspondientes a terremotos de profundidad intermedia y profundos en la zona de Granada-Málaga. Para los terremotos de profundidad intermedia se han seleccionado solo aquellos terremotos de magnitud superior a 3.5 y ocurridos a partir de 1980, fecha en que el IGN comenzó el despliegue de estaciones sísmicas digitales. La mayoría de las soluciones se han obtenido a partir de inversión del TMS. Las soluciones de los sismos profundos de 1954 [B91(1) en la figura 5A] y 1990 [B91(8)]

corresponden a modelización de formas de onda y los de 1973 [B91(2)] y 1993 [B02] a polaridades.

Los mecanismos de los terremotos intermedios presentan movimientos que corresponden a fallas inversas con eje de tensión vertical para los terremotos con epicentro en el mar al oeste de $4.5^\circ W$ de longitud, mientras que se observa un cambio en el mecanismo en los terremotos localizados al este de $4.5^\circ W$, con movimientos asimilables a fallas normales y eje de presión vertical. En la figura 5B se muestra un corte vertical en dirección N-S, centrado en $4.5^\circ W$, para los mecanismos de los sismos intermedios. De la figura se observa que no parece existir correlación entre el tipo de mecanismo y la profundidad del terremoto. Los cuatro terremotos profundos presentan mecanismos similares, con uno de los planos de falla vertical y el segundo plano casi horizontal, y eje de presión buzando unos 45° hacia el Este.

Interpretación sismotectónica

Las características sismotectónicas de la región se pueden cuantificar a partir de los resultados de sismicidad y mecanismos focales, mediante el cálculo de diversos parámetros sísmicos como el valor b , la tasa de momento sísmico, el tensor momento sísmico total (TMST) o la velocidad de deformación sísmica. Bezzeghoud y Bufoin (1998) han calculado el valor del parámetro b de la ley de Gutenberg y Richter, a partir de la sismicidad en el periodo 1905-2005 obteniendo valores de 0.71 para las zonas A y C y de 1.50 para la zona B. Estas diferencias ponen de manifiesto la diferente actividad sísmica en la región, con la

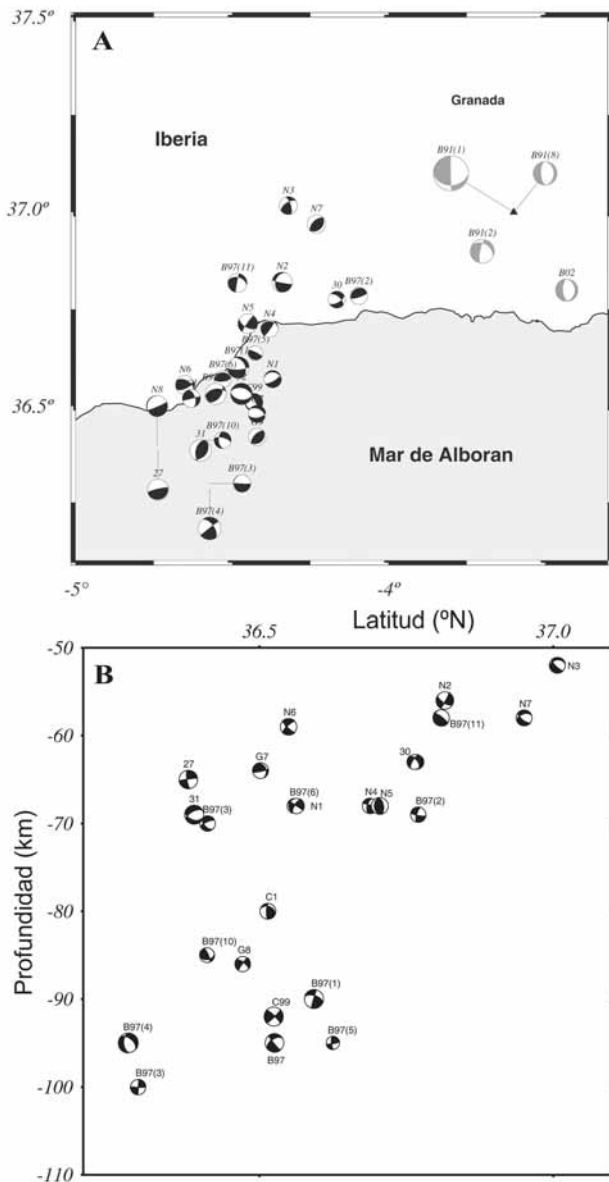


Figura 5.- A) Mecanismo focal de terremotos de profundidad intermedia ($50 < h < 150$ km) en negro y profundos ($h \approx 650$ km) en gris. Se ha representado una proyección estereográfica horizontal del hemisferio inferior de la esfera focal. Los triángulos corresponden a los epicentros de los terremotos profundos. Las soluciones pueden encontrarse en Buforn *et al.* (2004) [N1-8, B97(1)-B97(11), B02] y Buforn (en prensa) [30, 31]. **B)** Mecanismo focal de los terremotos intermedios representados en la figura 5a, proyectados en un corte vertical de dirección N-S, centrado en 4.5°W y de anchura 1°.

ocurrencia de terremotos de magnitud 7 y 8 en las zonas A y C, mientras que para la zona B, el valor de b aumenta en más de un 50% de acuerdo con la mayor proporción de terremotos de menor magnitud.

Los mecanismos focales de los terremotos superficiales indican cambios en el patrón de esfuerzos en la región, que pasa de movimientos de falla inversa en la zona A a, en la zona B movimientos de falla de salto en dirección en el norte de África y normales en el mar de Alborán y sur de España, y de nuevo mecanismos de falla inversa en el NE de Argelia, zona C. No obstante, en toda la región se observa un patrón de esfuerzos bastante homogéneo, con compresión horizontal en dirección NNW-SSE relacionado con el

movimiento de convergencia entre la placa Africana y Eurasiática. Este patrón regional se puede observar fácilmente a partir del TMST de los terremotos de la zona. Para ello basta calcular el tensor momento sísmico de cada terremoto y sumar los de una zona para obtener el TMST de la zona. Este tipo de representación tiene una ventaja frente a otros diagramas como el de Frolich y es que se asigna un peso a cada terremoto en función de su momento sísmico escalar (M_0) o lo que es lo mismo en función de su tamaño, de esta forma los mayores terremotos son los que tienen mayor peso y por tanto controlan el régimen de esfuerzos de una zona. Los resultados obtenidos muestran que para las zonas A y C los TMST obtenidos corresponden a fallas inversas con una componente de no doble-par del 0.5% y 6% respectivamente (Buforn en prensa), lo que indica que este tipo de mecanismo corresponde al patrón regional de esfuerzos.

Una cuestión importante en este tipo de análisis es determinar en que punto se produce el cambio en el patrón de esfuerzos. De la figura 4 parece claro que los mecanismos de falla inversa se extienden desde 10.5°W hasta 7.5°W. Más difícil es precisar si el cambio a mecanismos de falla de salto en dirección en el norte de África se produce al oeste de Gibraltar, a unos 7°W de longitud o por el contrario a partir de unos 5°W. La ocurrencia del terremoto de 5-12-1960 con mecanismo de salto en dirección se había interpretado como un mecanismo anómalo en el Golfo de Cádiz, aunque compatible con el régimen de esfuerzos compresivos. Sin embargo, tras la ocurrencia de los terremotos de Alhucemas de 1994 y 2004, ambos con mecanismo de salto en dirección, hay que plantearse si ese cambio en el tipo de falla no se produce ya al oeste de Gibraltar. Ese régimen de mecanismos de salto en dirección se mantiene en el norte de Marruecos hasta Argelia. La ausencia de soluciones de mecanismo entre 2°W y 0.5°W no permiten precisar con exactitud donde se produce ese cambio. A partir de 0.5°W hacia el este vuelve el régimen de mecanismos de fallas inversas.

En el mar de Alborán y sur de España, predominan los mecanismos de falla normal, con extensión en dirección E-W aproximadamente. Sin embargo, hay que recordar que ninguno de los terremotos de esta zona con mecanismo focal supera la magnitud de 5.5, y que por tanto, la variedad en los tipos de mecanismos focales de estos terremotos puede representar pequeños ajustes locales en el patrón de esfuerzos regional.

La tasa momento de momento sísmico y velocidad de deformación sísmica a partir de los datos de mecanismo focal (Buforn, en prensa) incluyendo los terremotos de Boumerdes (2003) y Alhucemas (2004) indican valores de tasa de momento de 9.2×10^{17} Nm/año para la zona A y una velocidad de 5.5 mm/año. Aunque para este cálculo no se ha incluido el sismo de 2007, estos valores vienen dominados por el gran terremoto de 1969 con un $M_0 = 6.30 \times 10^{19}$ Nm el de mayor magnitud ocurrido desde el sismo de 1755 en esta zona. Para la zona C se han obtenido valores

similares: tasa de momento = 5.0×10^{17} Nm/año y velocidad de 3.7 mm/año. Los valores más bajos corresponden a la zona B con una tasa de momento de 3.4×10^{16} Nm/año y velocidad de 1.4 mm/año.

Modelos cinemáticos como NUVEL-1A predicen para el movimiento de las placas valores del orden de 5 mm/año para toda la región (DeMets *et al.*, 1994). Calais *et al.* (2003), a partir de datos geodésicos de GPS ha obtenido también valores de velocidad de 3.9 mm/año, 4.3 mm/año y 4.9 mm/año en las tres zonas; McClusky *et al.* (2003) obtienen valores de 4.1-4.3 mm/año, 4.4 mm/año y 4.6 mm/año para las tres zonas. Los resultados de Serpelloni *et al.* (2007) indican valores de 4.6, 4.7 y 4.8 mm/año. Pérez-Peña (2007) a partir de valores GPS ha obtenido para el Golfo de Cádiz un valor de 6.5 mm/año.

La comparación con los valores obtenidos a partir de datos sísmicos, muestran concordancia en el Golfo de Cádiz, donde todos los modelos cinemáticos predicen valores de velocidad entre 4 y 6 mm/año, semejantes a los 5.5 mm/año obtenidos a partir de la sismicidad. Si comparamos los valores obtenidos a partir de la sismicidad con los que predicen modelos cinemáticos para la región (del orden de 5 mm/año, DeMets *et al.*, 1994) se observa que hay una gran discrepancia en la zona B (1.4 mm/año) y menor para la zona C (3.7 mm/año). Otro tanto ocurre si comparamos los valores obtenidos a partir de sismicidad con los calculados a partir de medidas geodésicas de GPS. En la zona C, tras la ocurrencia del sismo de Boumerdes de 2003, se ha obtenido una velocidad de 3.7 mm/año, ligeramente inferior a la que predicen los modelos GPS que es en promedio de 4.8 mm/año. La mayor discrepancia es

también para la zona B, con un valor sísmico de 1.4 mm/año mientras que los resultados GPS predicen velocidades que oscilan entre 4.3 y 4.7 mm/año.

Esta discrepancia entre las velocidades de deformación cortical deducida de la ocurrencia de terremotos y las geodésicas en la zona B (Béticas, mar de Alborán y norte de Marruecos) indica que mientras que la deformación asísmica es uniforme en toda la región, con una velocidad de unos 5 mm/año, no sucede lo mismo con la deformación obtenida a partir de la ocurrencia de los terremotos. En las zonas A y C, los esfuerzos acumulados se liberan por medio de grandes terremotos con mecanismos de falla inversa. Esto puede explicarse por la existencia de un material más homogéneo y rígido en estas dos zonas. En la Zona B, el material es más heterogéneo, estando muy fracturado, por lo que es necesario una mayor acumulación de esfuerzos para que el material genere un terremoto grande. Esto se traduce en que mientras que la velocidad de la deformación asísmica es del orden de 4.5 mm/año, la velocidad de la deformación co-sísmica es 3 veces inferior, del orden de 1.5 mm/año. Esto se traduce en la ausencia de grandes terremotos a lo largo del siglo XX y lo que llevamos del XXI en el sur de España, desde el terremoto de 1884, que confirma este comportamiento anómalo de la zona B.

Este déficit de deformación co-sísmica en esta zona puede indicar que los esfuerzos acumulados pueden liberarse en un futuro gran terremoto. Un sismo de magnitud $M_w = 7$ tiene un desplazamiento aproximado de 1 m en una falla rectangular de dimensiones (ancho y largo) 20x60 km, mientras que si la magnitud es 6, el desplazamiento es de unos 40 cm en una falla de 10x10

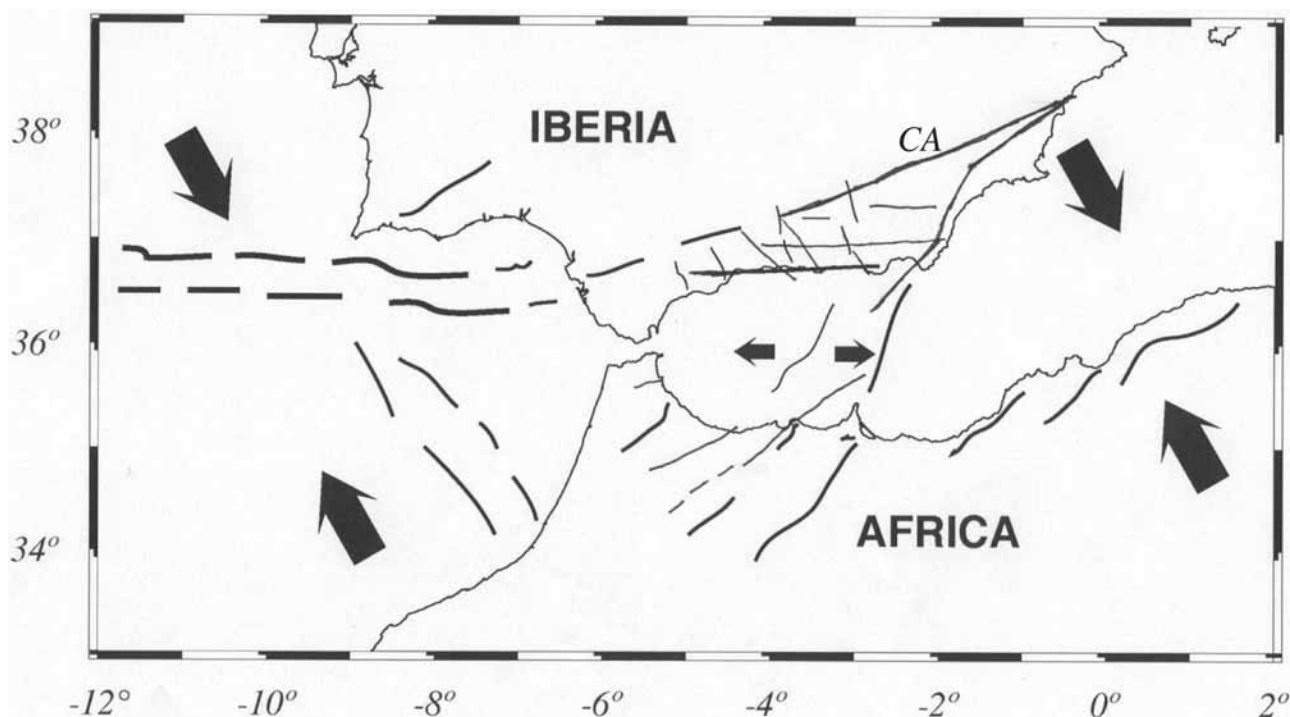


Figura 6.- Esquema sismotectónico de la región obtenido a partir de los datos de sismicidad y mecanismos focales. Las líneas indican los principales accidentes geológicos (Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996) y las flechas las direcciones de esfuerzos horizontales de compresión o extensión. CA=Cádiz-Alicante.

km. En el primer caso, si la acumulación de deformaciones elásticas es de 5 mm/año se necesitan 200 años para producir un desplazamiento de 1m y 80 años para producir 40 cm. Estos serían aproximadamente los intervalos de tiempo, 200 y 80 años, para la ocurrencia de terremotos de magnitud 7 y 6 respectivamente. En la zona A, esta situación se ha cumplido, con la ocurrencia del terremoto de 1969. En la zona C, también se ha cumplido parcialmente, con los sismos de El Asnam (1980) y Boumerdes (2003). No ocurre lo mismo sin embargo, con la zona B donde han pasado 120 años sin que haya ocurrido ningún terremoto de magnitud 6.5 o mayor. Es por tanto razonable, esperar un terremoto de magnitud 6 o superior en la zona B en un futuro no muy lejano.

Las deformaciones en esta región están generadas por el movimiento de convergencia en el contacto entre las placas de Eurasia y Africa (Fig. 6). En toda esta región el contacto no corresponde a un límite bien definido, sino que abarca toda una zona de deformación que se extiende por las tres zonas ya definidas, con una anchura de unos 300 km y cruzada por una serie de fallas en direcciones E-W, NE-SW y NW-SE (Buforn *et al.*, 2004). Toda la región está sometida a una compresión horizontal en dirección NNW-SSE, consecuencia del movimiento de convergencia en el contacto de placas, pero en su zona central, donde el límite de placas es más complejo, existe una zona de extensión horizontal E-W en el mar de Alborán y sur de España. La existencia de sismicidad a profundidad intermedia y profunda es otro reflejo de la complejidad de la zona. La distribución de epicentros a profundidad intermedia en el Golfo de Cádiz en dirección E-W, está asociada al contacto entre Eurasia y Africa. Mas difícil de explicar es la sismicidad intermedia en la parte oeste del mar de Alborán.

La distribución de epicentros en dirección N-S, el que los focos se extiendan hasta 120 km de profundidad, en un banda muy estrecha de apenas 50 km de anchura centrada en 4.5°W y prácticamente vertical y la diferencia en los mecanismos focales a ambos lados de 4.5°W hace que muchos de los modelos tectónicos propuestos como el de delaminación (García-Dueñas *et al.*, 1992; Docherty y Banda, 1995; Seber *et al.*, 1996; Mézcua y Rueda, 1997; Calvert *et al.*, 2000), colapso extensional de litosfera continental (Platt y Vissers, 1989; Houseman, 1996), extensión causada por subducción y «roll-back» (Morley, 1993; Lonergan y White, 1997; Michard *et al.*, 2002) entre otros, no expliquen satisfactoriamente la existencia de estos terremotos. La propuesta de cierto tipo de subducción (Buforn *et al.*, 1988b, 1991; Morales *et al.*, 1999; Gutscher *et al.*, 2002) parecería la más acorde, pero tampoco aquí hay unanimidad en los detalles de los modelos propuestos.

La ausencia de sismicidad entre 150 y 650 km y la existencia de los terremotos a 650 km, en una zona muy puntual, indican que no hay conexión entre la sismicidad intermedia y profunda. Esta última, si que puede explicarse en términos de una subducción antigua, con la

existencia de un cuerpo anómalo entre 200 y 700 km de profundidad (Blanco y Spakman, 1993), del cual solo una pequeña parte de unos 35 km de radio, a 650 km de profundidad y bajo la vertical de Dúrcal (Granada) es rígido y frío (Chung y Kanamori, 1976; Grimison y Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1991) y se puede fracturar generando estos terremotos.

Agradecimientos

Los autores quieren expresar su agradecimiento al Prof. C. Sanz de Galdeano, CSIC, Granada, por su ayuda en la figura 6, así como al editor Prof. Soto por su cuidadosa revisión del manuscrito y sus valiosos comentarios. Este trabajo ha sido subvencionado en parte por la Universidad Complutense de Madrid, proyecto AE10/07-15484 y el Ministerio de Educación y Ciencia, proyecto RISTE CGL2006-10311-C03-01/BTE.

Referencias

- Blanco, M.J. y Spakman, W. (1993): The P velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below south Spain. *Tectonophysics*, 221: 13-43.
- Bezzeghoud, M. y Buforn, E. (1998): Source parameters of the 1992 Melilla, (Spain, Mw=4.8), 1994, Alhoceima, Mw=5.8, Morocco and Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bulletin Seismological Society of America*, 89: 359-372.
- Buforn, E. (en prensa). Seismotectonics of Azores-Tunissia: En: *The 250 Anniversary of Lisbon Earthquake* (Mendes Victor y Carvalho, Eds). Elsevier.
- Buforn, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988a): Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Buforn, E., Udías, A. y Mézcua, J. (1988b): Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bulletin Seismological Society of America*, 78: 2008-2224.
- Buforn, E., Udías, A. y Madariaga, R. (1991): Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure and Applied Geophysics*, 136: 375-393.
- Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995): Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248: 247-261.
- Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A y Pro, C. (2004): Seismic sources in the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 623-646.
- Buforn, E., Cesca, S., Goded, T., del Fresno, C. y Muñoz, D. (2006): The Bullas (Murcia, SE Spain) earthquake 29 January 2005. *Journal of Seismology*, 10: 65-72.
- Buforn, E., Udías, A. y Martín Dávila, J. (2007): Source mechanism of the February 12, 2007, San Vicente Cape earthquake, Mw=5.9. *Orfeus Newsletter*, 7: 2, 1-3.
- Calais, E., DeMets, C. y Nocquet, J.M. (2003): Evidence for a post-3.16.Ma change in NUBIA-Eurasia-North America plate motions?. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 651-665.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barzangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000): Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of*

- Geophysical Research*, 105: 10871-10898, doi:10.1029/2000JB900024.
- Cesca, S., Buforn, E. y Dahm, T. (2006): Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain. *Geophysical Journal International*, 166: 839-854.
- Chung, W.-Y. y Kanamori, H. (1976): Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of March 29, 1954. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 85-96.
- Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F. y Yelles, K. (2004): Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data. *Geophysical Research Letters*, 31: L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21: 2191-2194.
- Deschamps, A., Gaudemer, Y. y Cisternas, A. (1982): The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980: multiple source mechanism determined from long-period records. *Bulletin Seismological Society of America*, 72: 1111-1128.
- Docherty, C. y Banda, E. (1995): Evidence of eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of subcrustal lithosphere?. *Tectonics*, 14: 430-433.
- El Mrabet, T. (2005): The great earthquakes in the Maghreb region. *CNRST-LAG*, Marruecos, 450 p.
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D. y Morales, J. (2007): Present-day stress field in the Gibraltar Arc (westernMediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 112: B08404, doi:10.1029/2006JB004683.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- Grimison, N.L. y Chen, W.P. (1986): The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91: 2029-2047.
- Grimison, N.L. y Chen, W.P. (1988): Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophysical Journal*, 92: 391-401.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. y Spakman, W. (2002): Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 20: 1071-1074.
- Hatzfeld, D. (1978): *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrébine*. Ph. D. Thesis, Univ. Grenoble, 281 p.
- Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K. and Collier, J.S. (1999): A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringe Bank region, eastern North Atlantic. *Geophysical Journal International*, 138: 831-850.
- Houseman, G. (1996): From mountains to basin. *Nature*, 379: 771-772.
- Jiménez-Munt, I., Bird, P. y Fernández, M. (2001): Thin-shell modeling of neotectonics in the Azores-Gibraltar region. *Geophysical Research Letters*, 28: 1083-1086.
- Jhonston, A.C. (1996): Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions II. Historical seismicity. *Geophysical Journal International*, 125: 639-678.
- Karnik, V. (1969): *Seismicity of the European Areas (vol. 1 y 2)*. D. Reidel, Dordoecht-Holland.
- Lonergan, L. y White, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16: 504-522.
- Martínez Solares, J.M. (2001): *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 756 p.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. y Tealeb, A. (2003): GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155: 126-138.
- Mézcua, J. y Rueda, J. (1997): Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under Alborán Sea. *Geophysical Journal International*, 129: F1-F8.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., y Montigny, R. (2002): How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 173: 3-15.
- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F. y Gonzalez-Lodeiro, F. (1999): Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. *Geology*, 27: 735-738.
- Morel, J.L. y Meghraoui, M. (1996): Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24: 755-758.
- Morley, C. (1993): Discussion of the origins of hinterland basins to the Rif-Betic cordillera and Carpathians. *Tectonophysics*, 226: 359-376.
- Munuera, J.M. (1963): *Datos básicos para un estudio de sismicidad en la región de la Península Ibérica*. Memoria Instituto Geográfico Catastral, Madrid, 32, 93 p.
- Muñoz, D. y Udías, A. (1988): Evaluation of damage and source parameters of the Málaga earthquake of 9 October 1680. En: *Historical seismograms and earthquakes of the world* (W.H.K, Lee, H. Meyer y K. Shimazaki, Eds.). *Academic Press*, San Diego, 208-221.
- Platt, J.P. y Vissers, R. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.
- Pérez-Peña, A. (2007): *Modelización de las deformaciones corticales en el sur de España y norte de Africa a partir de observaciones de satélites GPS*. Tesis doctoral, Univ. de Cádiz, 202 p.
- Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez-Fernández, J. (1996): Neogene Palaeogeography of the Betic Cordillera. (An attempt of reconstruction). En: *Tertiary Basins of Spain; the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend. y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, 323-329.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. y Demnati, A. (1996): Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, 379: 785-790.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, A., Anzidei, M., Balde, P. y Gasperini, P. (2007): Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169: 1180-1200.
- Serrano, I., Morales, J., Zhao, D., Torcal, F. y Vidal, F. (1998): P-wave tomographic images in the Central Betics-Alboran Sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for a continental collision. *Geophysical Research Letters*, 25: 4031-4034.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J. (2003): Moment tensor

solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal Geophysical Research*, 108: 2148, doi:10.1029/2002JB002057.

Udías, A. y Muñoz, D. (1979): The Andalusian earthquake of 25 December 1984. *Tectonophysics*, 53: 291-300.

Udías, A., López Arroyo, A. y Mézcua, J. (1976): Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.

Manuscrito recibido el 19 de julio de 2007
Aceptado el manuscrito revisado el 21 de febrero de 2008