

Sismicidad, sismotectónica y evolución geodinámica de la Península Ibérica

Julio MEZCUA ^{1, 2} y Juan RUEDA ¹

jmezcua@fomento.es

jrueda@fomento.es

¹Instituto Geográfico Nacional

²Universidad Politécnica de Madrid

RESUMEN

El estudio del contacto entre las placas Euroasiática y Africana a través de la Península Ibérica ha sido objeto de múltiples investigaciones en los últimos años, ya que además de corresponder a un contacto de dos grandes placas, la actividad sísmica desarrollada es muy importante. Por una parte, es la zona donde se han producido grandes terremotos como el de Lisboa de 1755 y por otra, en la parte continental del contacto se presentan una serie de características de gran interés geodinámico que es preciso investigar.

Se analizan las tres partes que se pueden distinguir, como son: Banco de Gorringe-Golfo de Cádiz, Mar de Alborán y costa norte de África coincidente con Argelia. Se presenta la sismicidad de la zona para el periodo 1048-2005 en una representación homogénea expresada en magnitud momento y se analiza para tres rangos de profundidades: superficial hasta 35 km, intermedia hasta los 60 km y la más profunda por debajo de este valor. Igualmente se analiza el estado de esfuerzos de la zona, mediante el análisis de los mecanismos focales de los sismos de magnitud superior a $M=5$. Esto conlleva la consideración regional de esfuerzos sin tener en cuenta los posibles efectos locales que implicaría la inclusión de mecanismos de terremotos de magnitud menor. Sin embargo, se ha considerado el estado de esfuerzos generado por la actividad intermedia en el Mar de Alborán, ya que al ser la actividad de baja magnitud son los únicos datos de que disponemos. La conclusión que obtenemos para la primera parte Banco de Gorringe-Golfo de Cádiz como para la última de Argelia es que existe una compresión casi horizontal NNO-SSE sobre una falla con una cierta componente de falla inversa. En relación con el Mar de Alborán, para la sismicidad superficial existe una compresión horizontal en dirección variable NO-SE a N-S, sin embargo, cuando aumentamos la profundidad encontramos presiones actuantes casi horizontales en dirección NE-SO, que a mayor profundidad se convierten en eje de presión en dirección NO-SE.

Por último se analizan los modelos geodinámicos para la cuenca de Alborán, con el fin de conciliar la existencia de una cuenca distensiva en un ambiente general de compresión. De todos los propuestos se concluye que un proceso de delaminación es el modelo que permite no solo explicar los datos de sismicidad y mecanismo focal sino también los provenientes de estudios de tomografía sísmica, gravedad y atenuación de ondas de cizalla a través del Mar de Alborán.

Palabras clave: Sismicidad, mecanismo focal, sismotectónica, modelos geodinámicos.

Sesimicity, seismotectonics and geodynamic evolution of the Iberian Peninsula

ABSTRACT

Several studies during last years had been performed to understand the plate contact between Eurasia and Africa. Main reasons are the importance of this first order contact between plates which in its cen-

tral part corresponding to the Alboran Sea is of great geodynamic interest and also because the important events related such as the Lisbon Earthquake of 1755.

The three parts in which can be divided this part are the Gorringe Bank-Gulf of Cadiz, the Alboran Sea and the northern coast of Africa throughout Algeria. The seismicity for the area is presented for three different depth ranges: shallow (less than 35 km), intermediate (above 60 km) and deep ones with a moment magnitude assignment to each event. Besides that, the state of stress is analyzed considering the focal mechanism solutions of events greater than $M=5$ which may be related to the regional stress field acting in the zone ignoring the local state of stress obtained through the study of lower magnitude events. However, for the central part of the contact coincident with the Alboran Sea, as the intermediate seismic activity recorded is of lower magnitude we considered the focal mechanism solutions given for lower magnitude events.

The first conclusion we have obtained is that for the Gorringe Bank-Gulf of Cadiz leg and the Algeria system of faults there is almost horizontal compression acting in the NNW-SSE direction along a thrust fault system. In relation to the shallow Alboran Sea seismicity a horizontal compression is acting in a variable NW-SE to N-S directions. Nevertheless, if we study intermediate events the acting horizontal pressure axes are in NE-SW direction which change to NW-SE as far as we reach deeper events.

Finally we analyze the geodynamic models proposed for the Alboran Basin trying to reconcile the existence of a extensional basin in a compressive regime. From all proposed models the one based on a delamination process is the one which explain not only the seismicity and focal mechanism data but also the seismic tomography, gravity and attenuation of shear waves data.

Keywords: seismicity, focal mechanism, sismotectonics, geodynamic models

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de un contacto entre placas tectónicas de primer orden, como es el correspondiente a Eurasia-África, ha sido objeto de numerosos estudios en la literatura sismológica a lo largo de las últimas décadas. Se trata de un límite de placas no homogéneo, con sucesivas zonas oceánicas y continentales en contacto y cambios progresivos en la dirección del estado de esfuerzos. La parte correspondiente a la Península Ibérica y Noroccidental de África puede considerarse la zona del contacto más complicada, con una sismicidad moderada en cuanto a la magnitud de los terremotos y flanqueada a ambos lados por una actividad sísmica muy frecuente y con terremotos de muy elevada magnitud. Los terremotos de Lisboa de 1 de noviembre de 1755 y el terremoto de 28 de febrero de 1969 junto con el terremoto de Argelia de 10 de octubre de 1980 son ejemplos de esta alta actividad. Sin embargo, en esta zona de contacto también existen terremotos de elevada magnitud aunque no tan frecuentes como son el terremoto de Andalucía de 25 de diciembre de 1884 o el terremoto del Golfo de Cádiz de 15 de marzo de 1964.

A comienzo del siglo XX, los trabajos de Inglada (1921), Rey Pastor (1927), Galbis (1932, 1940), Rothe (1951) y posteriormente de Munuera (1963) suponen los primeros intentos de recopilación y estudio de la actividad sísmica y en algunos casos acompañados de su interpretación sismotectónica. Los subsiguientes modelos y teorías han correspondido a momentos en que o bien han existido nue-

vos datos proporcionados por una nueva instrumentación o por la obtención de nuevos parámetros deducidos de un conocimiento de la estructura, observación gravimétrica o magnética y de la modelización de datos neotectónicos recientemente obtenidos.

La instalación de nuevas estaciones sismológicas a principios de los años 1960 dentro del proyecto Vela Uniform de los EEUU, proporcionó datos de una mejor calidad y homogeneidad que se tradujeron en un conocimiento de la sismicidad que conducen a nuevas interpretaciones sobre el área: McKenzie(1972), Udías *et al.* (1976), Ben-Sarí (1978), Hatzfeld (1978), Mezcua y Martínez Solares (1983), Udías y Bufo (1985), Moreira (1985), Vidal (1986), Grimison y Cheng (1986), Bufo *et al.* (1988a) entre otros. Como a principios de los años 1980 se comienza una nueva instalación de redes sismológicas en España, hay que esperar otra década para que comiencen aparecer nuevos estudios de sismicidad y sismotectónica de la zona: Bufo *et al.* (1988b), Bufo *et al.* (1991a), Mezcua y Udías (1991), Bufo *et al.* (1991b), Udías y Bufo (1991), Medina y Cherkaoui (1992).

La aparición de numerosas redes sísmicas regionales y locales, estudios específicos de sismicidad, así como el auge de estaciones de banda ancha aparecidas a finales de los años 1990, junto con informaciones obtenidas de otro tipo de estudios, han permitido comprender aún mejor la geodinámica del área. Sin embargo, al aumentar el conocimiento de las distintas variables observadas se hace más difícil conciliar todos estos resultados en un modelo geodinámico único y sencillo. En cuanto a los estudios de sismicidad, mecanismo focal y neotectónica para la zona podemos citar los trabajos de Bufo *et al.* (1995), Mezcua y Rueda (1997), Morales *et al.* (1997), Jiménez-Munt *et al.* (2001), Borges *et al.* (2001), Negro *et al.* (2002) y Bufo *et al.* (2004) entre otros.

Nos proponemos en este trabajo realizar una revisión de los datos existentes en la actualidad tanto de sismicidad como de mecanismo focal y de los modelos propuestos, poniendo de manifiesto las posibles incongruencias de los modelos a la hora de explicar la generalidad de los datos.

2. SISMICIDAD DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Como se ha establecido en la introducción, la Península Ibérica junto con la parte Noroccidental de África constituye la parte continental del contacto entre las grandes placas tectónicas de Eurasia y África. Este contacto se caracteriza por una complicada estructura cortical de ambos bloques que contrasta con la sencillez que puede encontrarse en la corteza oceánica de dicho contacto entre Azores y la región del Banco de Gorringe al Oeste del Golfo de Cádiz. Así, la sismicidad que observamos en esta parte oceánica está limitada a la época instrumental y se caracteriza por la alineación de sismos de gran magnitud en la dirección E-O y confinados en una estrecha franja del contacto. Es en su extremo oriental donde se establece como más probable el epicentro del terremoto de Lisboa de 1755 con magnitud estimada de 8.5Mw, Martínez Solares y Mezcua (2002) y que es uno de los terremotos más grandes registrados en el mundo en época histórica.

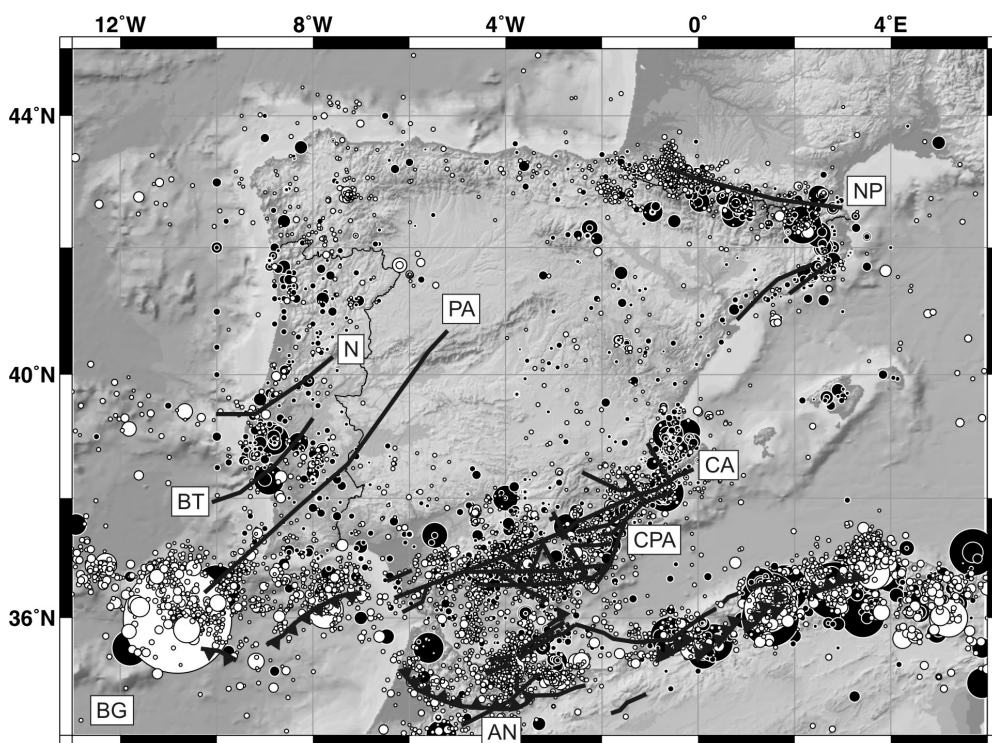


Figura 1. Sismicidad de la Península Ibérica y áreas adyacentes para el periodo 1048-2005 expresada en magnitud momento. Los símbolos en negro corresponden a sismicidad histórica e instrumental anterior a 1960 y en blanco la posterior a esta fecha. Se ha excluido el terremoto profundo de Dúrcal (Granada) del 29 de marzo de 1954 por claridad de la representación. Dentro del esquema tectónico se explicitan los siguientes accidentes: (N) falla de Nazaré, (BT) falla Bajo Tajo, (PA) falla Plasencia-Alentejo, (BG) Banco de Gorringe, (NP) falla NorPirenaica, (CA) falla Cádiz-Alicante, (CPA) falla Carboneras-Palomares-Alhama y (AN) falla Agadir-Nekor.

En la Figura 1 se presenta el mapa de sismicidad de la región para todo el catálogo a partir del estudio de Mezcua y Martínez Solares (1983) y Martínez Solares y Mezcua (2002) complementado con los datos de los Boletines de Sismos Próximos del Instituto Geográfico Nacional, que conforman el Banco de Datos Sísmicos del IGN. Con objeto de unificar la representación de la sismicidad del periodo histórico con el instrumental, se ha considerado la revisión realizada por Mezcua *et al.* (2004) para los grandes terremotos, con la asignación de la magnitud momento obtenida. Asimismo, para el resto de la sismicidad histórica, la intensidad máxima ha sido sustituida por la magnitud momento equivalente deducida por García Blanco (comunicación personal)), la sismicidad instru-

mental expresada en magnitud $m_b L_g$ se ha convertido también a la misma magnitud momento con la relación obtenida por Rueda (2006), resultando un catálogo de trabajo homogéneo en cuanto a la caracterización de todos los terremotos. Analizando esta representación (Figura 1) de norte a sur y de oeste a este, podemos observar una sismicidad difusa en Galicia y norte de Portugal con extensión hacia el mar hasta el Banco de Galicia. Esta sismicidad es de magnitud baja con valores máximos en el entorno de $M=5$.

Continuando más hacia el este, se aprecia una densidad más importante de sismicidad coincidente con el Pirineo y posible extensión en el Mediterráneo en una alineación situada al Norte de las islas Baleares. Volviendo otra vez al oeste frente a Lisboa, la sismicidad está limitada a una franja que comenzando al NO de Lisboa continua en dirección NO-SE para adentrarse en tierra cambiando el rumbo a NE-SO y terminando en Zamora. Esta alineación se corresponde con la falla de Nazaré (N) y la falla del Bajo Tajo (BT). Continuando más al sur, nos encontramos con la continuación del contacto entre placas, que comenzando en Azores culmina precisamente en el Banco de Gorringe (BG), con una sismicidad muy importante tanto en densidad de sismos como en su magnitud. A partir de este punto (36°N , 11°O) la sismicidad continúa hacia el este, en una distribución no lineal sino sobre una ancha zona de 1° de latitud y que podría corresponderse con extensiones hacia el norte de la falla Plasencia-Alentejo (PA) en dirección NE-SO y hacia Gibraltar a través del Golfo de Cádiz, teniendo en su parte norte la falla de Loulé. Recientemente, esta zona ha sido explorada mediante sísmica de reflexión de alta resolución, Tortella *et al.* (1997). Entre los principales resultados obtenidos por estos autores está la existencia de una falla transcorriente en dirección N-S, paralela al límite de la plataforma portuguesa, que establece claramente el cambio de sismicidad relacionada con la parte oriental del contacto entre Azores y el extremo sur occidental del Banco de Gorringe. Es precisamente aquí donde se produce el terremoto de 28 de Febrero de 1969 con magnitud $M=7.9$ y además se sugiere el epicentro del terremoto de Lisboa de 1 de Noviembre de 1755, Udías *et al.* (1976). A partir de este punto, la sismicidad se extiende hacia el este en una franja en dirección E-O, paralela a la costa sur de Portugal en el Golfo de Cádiz. En el estudio de Tortella *et al.* (1997), presentan para esta zona una serie de fallas inversas de dirección E-O estando la sismicidad confinada entre ellas. A continuación pasamos al contacto entre zonas continentales en el estrecho de Gibraltar. En la parte norte, nos encontramos las cordilleras Béticas y al sur, formando una estructura en forma de arco, la cordillera del Rif, en cuyo interior se encuentra el mar de Alborán. La asociación de las fallas reconocidas y la sismicidad no es totalmente definida, pero podemos establecer que la sismicidad por el norte está limitada por la falla Cádiz-Alicante (CA) en Iberia y por el sur por la falla Trans-Agadir Nekor (AN) en África. Continuando hacia el norte, el límite más oriental lo constituye el corredor de las fallas Carboneras, Palomares y Alhama (CPA). A partir de este límite la sismicidad sobre la península está asociada al sistema Ibérico y la franja que constituye la cordillera Costero-Catalana. Por último la sismicidad correspondiente al Pirineo está muy bien delimitada por la falla NorPirenaica (NP) y su continuación en el

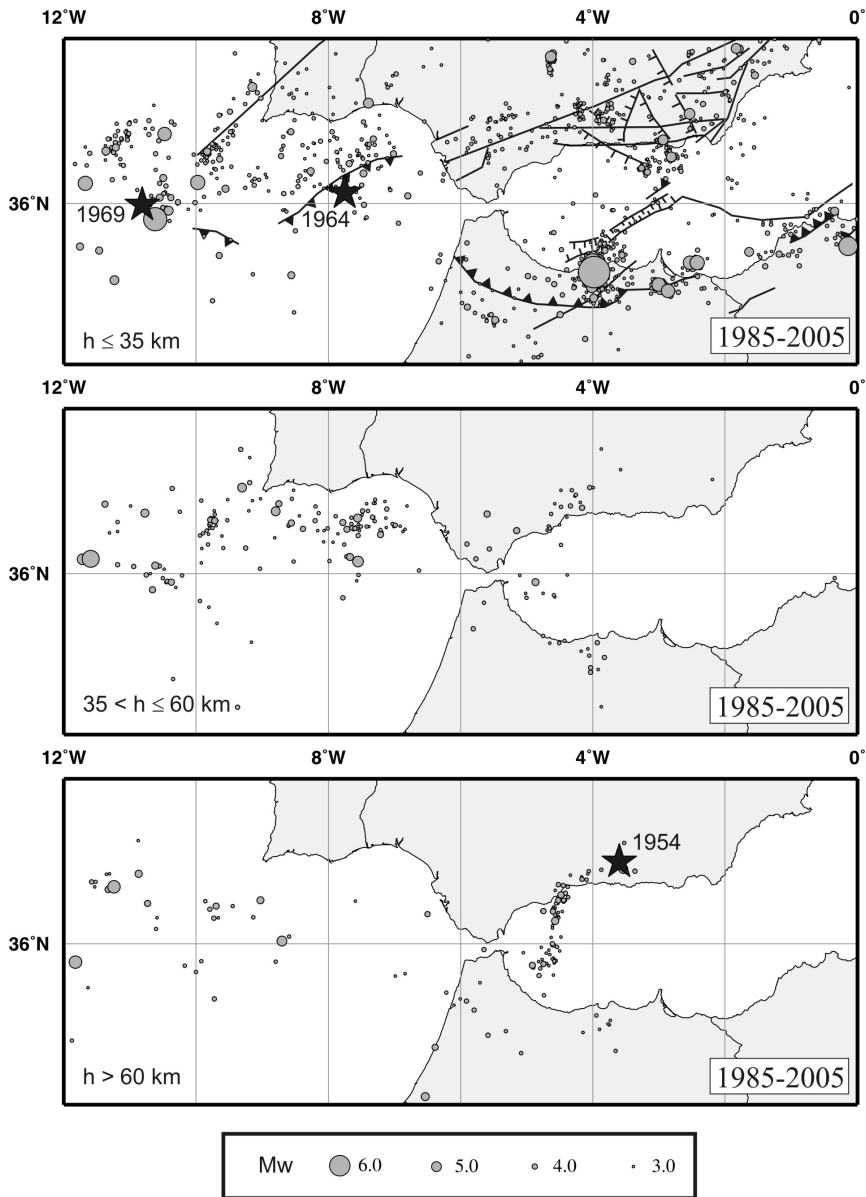


Figura 2. Representación de la sismicidad correspondiente al contacto de placas Euroasiática y Africana en la interacción del sur de la Península Ibérica y norte de África, para el periodo 1985-2005. Se han representado tres rangos de profundidad y se han incluido con un símbolo en forma de estrella los terremotos instrumentales de magnitud mayor de $M=6$ ocurridos fuera de este intervalo de tiempo.

Rosellón en Francia. Sin embargo, es el contacto a través del mar de Alborán donde reside la mayor dificultad para establecer una geodinámica de la zona, ya que la sismicidad en ésta es de muy diferente profundidad. Con objeto de visualizar los diferentes rangos de profundidad, se ha considerado una representación diferente para tres rangos, uno superficial, otro intermedio hasta 60 km y por último desde esta profundidad hasta valores superiores a los 100 Km, considerando un periodo homogéneo de 1985-2005 y los terremotos de $M \geq 3.0$, extraídos del mismo catálogo usado anteriormente, Figura 2. Analizando la sismicidad intermedia subcrustal hasta los 60 km, podemos observar que la distribución en el Golfo de Cádiz es similar a la superficial, pero limitada a una franja en el mar, coincidente con el sistema de fallas inversas recientemente cartografiadas, Tortella *et al.* (1997). Continuando hacia el este, esta sismicidad continúa hasta los 4°O en una línea N-S que se prolonga a ambos lados del mar de Alborán. Si continuamos más hacia el E, no observamos prácticamente ninguna actividad. Por último, la actividad más profunda presenta una ausencia casi total de sismicidad en el Golfo de Cádiz y dos focos, uno correspondiente a la zona oriental del banco de Gorringe y otra que se corresponde con una alineación que comenzando en la costa sur de Granada sufre un cambio de rumbo a la altura de Málaga para aden-

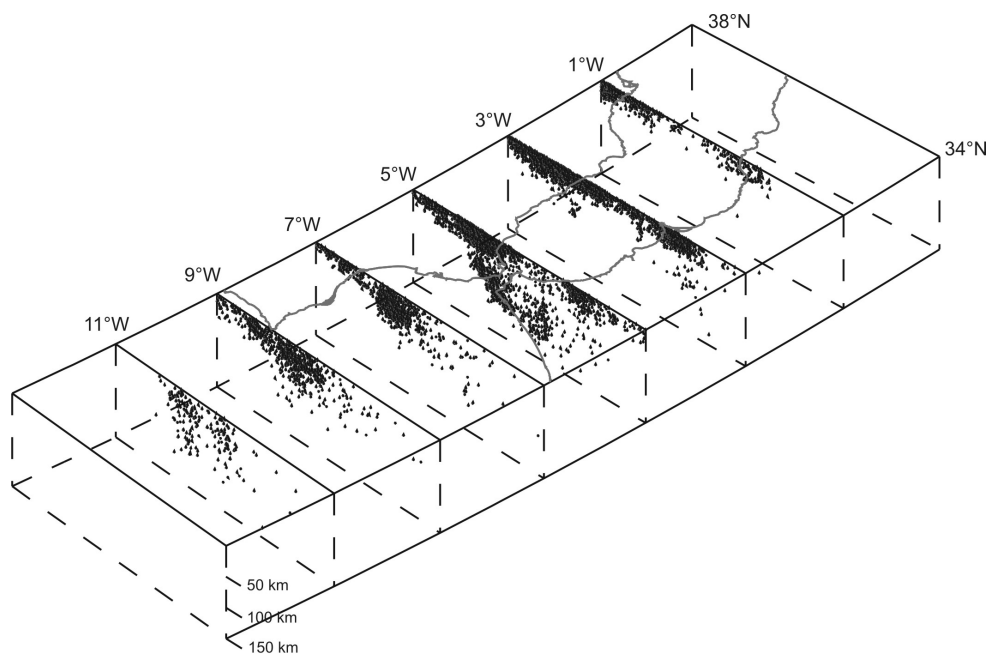


Figura 3. Sucesión de cortes en profundidad de la sismicidad del periodo 1985-2005 para la zona de contacto entre placas a través de Iberia y Marruecos. Sobre cada perfil se han representado los sismos comprendidos en $\pm 1^\circ$ de longitud.

trarse en el mar de Alborán en dirección prácticamente N-S, hasta la costa norte de Marruecos con un pequeño núcleo más hacia el este. Toda esta sismicidad, de mayor profundidad sobre el Mar de Alborán y las zonas al norte y sur de esta línea sobre las costas sur de España y norte de Marruecos, constituye una parte esencial en la interpretación del modelo geodinámico de la zona. Con objeto de mejorar la visualización de la distribución en profundidad de la sismicidad para toda el área de contacto, se ha realizado una proyección de los hipocentros comprendidos entre las latitudes 34°N–38°N y en bandas de dos grados de longitud, centradas sobre planos verticales correspondientes a longitudes señaladas, Figura 3. Puede apreciarse de forma general, que el contacto entre Iberia y África en esta zona de estudio, a excepción de su parte más oriental correspondiente a la parte sureste de España y Argelia en que la sismicidad es totalmente superficial, el resto del contacto hasta llegar al Banco de Gorringe implica un espesor subcrustal. Este contacto llega a alcanzar y superar en la parte occidental del Mar de Alborán y Golfo de Cádiz los 100 km de profundidad. Más adelante intentaremos explicar este fenómeno.

3. ESTADO DE ESFUERZOS DE LA ZONA

Conforme ha ido aumentando el número de estaciones sísmicas en la zona, ha sido posible calcular el mecanismo focal de los terremotos que se producen llegando a incluso a sismos de baja magnitud. Sin embargo, como estamos interesados en un contacto entre placas de primer orden, es necesario considerar únicamente aquellos terremotos con magnitud más elevada que correspondan a fallas o sistemas de fallas más importantes. La consideración de terremotos de magnitud más pequeña, correspondientes a actividad de fallas menores asociadas puede no responder al estado de esfuerzos general, sino a acomodaciones locales de estas. En la Figura 4 se presentan los mecanismos focales de la zona para terremotos de magnitud $M \geq 5$. Las características de localización, planos y referencia de autores vienen dados en la Tabla I. En la zona correspondiente al Banco de Gorringe, a excepción de dos terremotos de magnitud moderada (números 19 y 63), los tres restantes que corresponden a sismos de gran magnitud son de falla inversa, continuando hasta el Golfo de Cádiz con el sismo 10 de idénticas características. Podemos entonces concluir que en esta zona del contacto, el mecanismo dominante es de falla inversa con eje de presión en dirección NNO-SSE. A continuación, siguiendo hacia el este, tenemos el contacto formado por el Mar de Alborán y las cordilleras Béticas en donde los mecanismos focales existentes cambian de carácter, con predominancia de terremotos de desgarre (especialmente en la costa marroquí del Mar de Alborán) y de falla normal los correspondientes a las cordilleras Béticas. En esta zona, también existen cuatro mecanismos de falla inversa (40, 23, 45 y 7). Sin embargo, todos los terremotos correspondientes a esta zona difusa del contacto a través del Mar de Alborán son consecuencia de un estado de esfuerzos con eje de presión muy vertical y eje de tensión prácticamente horizontal en dirección predominante E-O. Nada puede decirse de los

mecanismos de profundidad intermedia, por ser todos ellos de magnitud inferior a la seleccionada. Sin embargo, analizando los resultados para este tipo de terremotos intermedios en cuanto a mecanismo focal obtenidos por Bufo *et al.* (1988a), Medina y Cherkaoui (1992), Coca y Bufo (1994), Bufo *et al.* (1997), Mezcua y Rueda (1997), Coca (1999), Morales *et al.* (1999) y Bufo *et al.* (2004), se puede deducir que la mayor parte de ellos son en falla normal o inversa y con uno de los planos de falla muy vertical y orientación NE-SO para los localizados en la parte NE de Málaga y los más cercanos a la costa de la alineación en los 5°O, mientras que si continuamos sobre esta línea conforme nos acercamos a la costa norte de Marruecos, los mecanismos de falla inversa tienen un plano casi vertical con ejes de presión en una dirección tendiendo entre NO-SE y N-S, Mezcua y Rueda (1997). Es de resaltar que en esta zona de las Béticas está situado el terremoto de 29 de marzo de 1954 (número 4) cuya profundidad

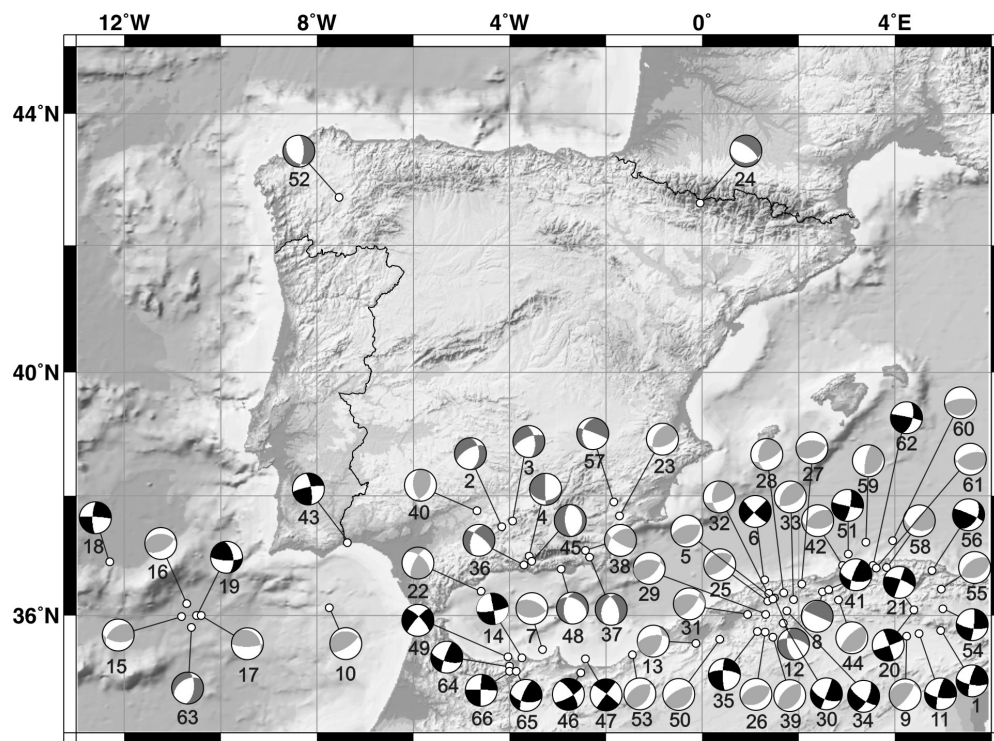


Figura 4. Representación de los mecanismos focales de todos los terremotos de $M \geq 5.0$ desde 12°O hasta 6°E. El número asociado corresponde con el asignado a cada sismo en la Tabla I. Se han clasificado según el tipo predominante del movimiento: en negro con preponderancia de falla de desgarre, gris oscuro de falla normal y gris claro en falla inversa.

es de 640 km y que tiene un plano muy vertical en dirección N-S. Aunque este terremoto no es aislado (existen tres sismos más de esta profundidad localizados en su entorno aunque de menor magnitud), su interpretación no será realizada en el contexto de los sismos intermedios ya que la diferencia de profundidades y de localización epicentral no hace razonable una interpretación conjunta.

Tabla I. Lista de terremotos de magnitud $M \geq 5.0$ de la zona de contacto Eurasia-África a través de la Península Ibérica y áreas adyacentes. Se incluyen las referencias correspondientes al cálculo de cada mecanismo focal así como los valores de la orientación de los planos focales proporcionados por cada autor.

Nº	Fecha hora	Lon	Lat	Mw	Plano A	Plano B	Referencia
1	12-febr-1946 02:43	4,9	35,7	5,6	(100 70 12)	(194 79 160)	Medina y Cherkaoui (1991)
2	19-mayo-1951 14:54	-4,1	37,4	5,1	(0 45 -140)	(240 63 -52)	Vidal (1986)
3	19-mayo-1951 15:54	-3,9	37,5	5,1	(248 66 -33)	(353 60 -152)	Udías et al. (1976)
4	29-marz-1954 06:16	-3,6	37,0	7,0	(87 32 -3)	(179 88 -122)	Buform et al. (1991a)
5	09-sept-1954 01:04	1,4	36,2	6,7	(253 61 76)	(46 32 113)	Bezzeghoud y Buform (1999)
6	10-sept-1954 05:44	1,3	36,6	6,0	(44 90 -8)	(134 82 -180)	Bezzeghoud y Buform (1999)
7	23-agos-1959 22:21	-3,3	35,4	5,4	(293 50 110)	(83 44 67)	Vidal (1986)
8	07-novi-1959 02:32	2,5	36,4	5,1	(203 10 -1)	(294 90 -100)	Vidal (1986)
9	21-febr-1960 08:13	4,2	35,6	5,5	(270 26 39)	(36 74 111)	Vidal (1986)
10	15-marz-1964 22:30	-7,7	36,1	6,2	(56 71 105)	(276 24 53)	Buform et al. (1988a)
11	01-ener-1965 21:38	4,5	35,7	5,2	(100 70 12)	(194 79 160)	Medina y Cherkaoui (1991)
12	05-juni-1965 00:00	1,5	36,3	6,2	(172 56 -32)	(281 64 -141)	Bezzeghoud y Buform (1999)
13	13-juli-1967 02:10	-0,1	35,5	5,0	(260 61 48)	(18 49 140)	Bezzeghoud y Buform (1999)
14	17-abri-1968 09:12	-3,7	35,2	5,0	(81 79 -177)	(350 87 -11)	Vidal (1986)
15	28-febr-1969 02:40	-10,8	35,9	7,3	(97 54 58)	(231 47 126)	Buform et al. (1988a)
16	28-febr-1969 04:25	-10,7	36,2	5,7	(60 54 107)	(270 39 68)	Moreira (1985)
17	05-mayo-1969 05:34	-10,4	36,0	5,5	(89 75 110)	(324 24 38)	Buform et al. (1988a)
18	06-sept-1969 14:30	-12,3	36,9	5,7	(273 85 -165)	(182 75 -5)	Buform et al. (1988a)
19	24-dici-1969 05:04	-10,5	36,0	5,1	(92 74 146)	(351 57 160)	Buform et al. (1988a)
20	24-novi-1973 14:05	4,4	36,1	5,1	(70 86 -176)	(340 86 -4)	Vidal (1986)
21	24-novi-1973 15:22	4,4	36,1	5,1	(200 90 -14)	(290 76 -180)	Vidal (1986)
22	07-agos-1975 15:30	-4,5	36,4	5,2	(208 70 38)	(313 55 155)	Grimison y Chen (1986)
23	06-juni-1977 10:48	-1,7	37,6	5,2	(208 45 57)	(70 53 61)	Grimison y Chen (1986)
24	29-febr-1980 20:40	0,0	42,6	5,2	(91 27 -122)	(307 67 -75)	Harvard (2005)
25	10-octu-1980 12:25	1,3	36,2	7,1	(247 30 105)	(50 61 81)	Harvard (2005)
26	10-octu-1980 15:39	1,3	35,7	6,2	(58 43 81)	(250 47 98)	Harvard (2005)
27	13-octu-1980 06:37	2,0	36,5	5,5	(63 42 69)	(271 51 108)	Harvard (2005)
28	30-octu-1980 23:38	1,6	36,3	5,1	(186 46 140)	(66 63 51)	Vidal (1986)
29	08-novi-1980 07:54	1,3	36,0	5,2	(270 45 126)	(44 55 59)	Harvard (2005)
30	05-dici-1980 13:32	1,6	35,8	5,3	(112 61 -179)	(21 89 -29)	Harvard (2005)
31	07-dici-1980 17:37	0,9	36,0	5,6	(277 40 140)	(39 66 57)	Harvard (2005)
32	15-ener-1981 04:25	1,3	36,3	5,0	(181 53 29)	(72 67 139)	Harvard (2005)
33	01-febr-1981 13:19	1,9	36,2	5,6	(210 43 64)	(64 52 112)	Harvard (2005)
34	14-febr-1981 13:15	1,7	36,0	5,2	(26 67 -18)	(124 73 -156)	Harvard (2005)
35	15-novi-1982 20:07	1,1	35,7	5,2	(274 70 -169)	(180 80 -20)	Harvard (2005)

Nº	Fecha hora	Lon	Lat	Mw	Plano A	Plano B	Referencia
36	24-juni-1984 14:30	-3,7	36,8	5,0	(201 48 -155)	(308 72 -45)	Bufo et al. (1988a)
37	13-sept-1984 04:34	-2,3	36,9	5,0	(202 43 -57)	(340 55 -117)	Bufo et al. (1988a)
38	13-sept-1984 04:34	-2,4	37,0	5,0	(228 46 156)	(121 73 47)	Rueda et al. (1992)
39	05-marz-1985 15:37	1,4	35,6	5,0	(225 54 83)	(33 37 100)	Jiménez (1991)
40	26-mayo-1985 18:05	-4,6	37,7	5,1	(25 43 113)	(174 51 110)	Bufo et al. (1988a)
41	31-octu-1988 10:13	2,6	36,4	5,6	(103 55 167)	(201 79 36)	Harvard (2005)
42	29-octu-1989 19:09	2,9	36,8	6,0	(91 48 119)	(231 50 62)	Harvard (2005)
43	20-dici-1989 04:15	-7,3	37,2	5,0	(351 77 170)	(259 80 13)	Herraiz et al. (2000)
44	09-febr-1990 09:31	2,8	36,2	5,2	(49 18 95)	(225 72 88)	Harvard (2005)
45	08-marz-1990 01:37	-3,5	36,9	5,6	(0 28 -88)	(177 62 -91)	Bufo et al. (1991b)
46	12-marz-1992 13:05	-2,5	35,0	5,3	(60 75 -160)	(325 71 -16)	IGN (1995)
47	23-mayo-1993 07:41	-2,4	35,2	5,4	(307 84 179)	(217 89 5)	Mezcua y Rueda (1997)
48	23-dici-1993 14:22	-2,9	36,7	5,0	(300 40 -130)	(188 44 -29)	Rueda et al. (1996)
49	26-mayo-1994 08:27	-4,0	35,3	5,7	(315 74 -168)	(222 79 -17)	Mezcua y Rueda (1997)
50	18-agos-1994 01:13	0,3	35,6	5,9	(40 23 70)	(241 69 98)	Harvard (2005)
51	04-sept-1996 04:14	3,0	37,0	5,5	(11 76 -4)	(102 86 -166)	Harvard (2005)
52	21-mayo-1997 23:49	-7,5	42,7	5,3	(139 31 -128)	(1 66 -70)	Harvard (2005)
53	22-dici-1999 17:37	-1,4	35,3	5,6	(29 45 67)	(240 49 111)	Harvard (2005)
54	18-agos-2000 18:15	5,0	36,1	5,2	(99 71 -171)	(6 81 -19)	Harvard (2005)
55	10-novi-2000 20:10	4,9	36,4	5,7	(64 38 97)	(235 52 85)	Harvard (2005)
56	16-novi-2000 11:33	4,7	36,7	5,0	(294 85 45)	(29 45 173)	Harvard (2005)
57	06-agos-2002 06:16	-1,8	37,8	5,1	(291 84 -125)	(193 35 -11)	Rueda y Mezcua (2005b)
58	21-mayo-2003 18:44	3,8	36,8	6,6	(219 73 54)	(107 39 152)	Rueda y Mezcua (2005a)
59	22-mayo-2003 03:14	3,4	37,2	5,1	(51 21 128)	(191 74 77)	Harvard (2005)
60	22-mayo-2003 13:57	3,9	37,2	5,2	(81 20 88)	(263 70 91)	Harvard (2005)
61	27-mayo-2003 17:11	3,6	36,8	5,6	(251 60 72)	(104 34 118)	Rueda y Mezcua (2005a)
62	29-mayo-2003 02:15	3,5	36,8	5,2	(14 59 5)	(282 86 149)	Harvard (2005)
63	29-juli-2003 05:31	-10,6	35,7	5,3	(6 57 -125)	(238 46 -49)	Rueda y Mezcua (2005a)
64	24-febr-2004 02:27	-3,9	35,1	6,2	(200 82 23)	(107 67 171)	Rueda y Mezcua (2005a)
65	25-febr-2004 12:44	-3,8	35,0	5,2	(202 74 36)	(101 56 161)	Rueda y Mezcua (2005a)
66	07-marz-2004 06:37	-4,0	35,0	5,0	(272 87 -176)	(182 86 -3)	Rueda y Mezcua (2005a)

Considerando el contacto entre placas más hacia el este, encontramos que toda la sismicidad esta limitada al borde norte de África en Argelia, con mecanismo predominante de falla inversa con eje de presión muy horizontal en la dirección NNO-SSE. Existen sin embargo algunos terremotos en esta zona, generalmente flanqueando a los de falla inversa, que son de carácter de falla de desgarre con plano predominante en dirección E-O y sentido dextral.

4. INTERPRETACIÓN GEODINÁMICA

Según hemos visto en este trabajo, la Península Ibérica se encuentra ubicada en el contacto entre las placas tectónicas Euroasiática y Africana estableciendo una complicación al contacto, ya que en puntos más occidentales (Islas

Azores–Banco de Gorringe) y en la costa de Argelia el movimiento entre las placas es mucho más simple. Efectivamente, el contacto de ambas placas hasta el Banco de Gorringe es un contacto sobre falla de desgarre con eje de presión orientado principalmente en la dirección NNO-SSE y eje de tensiones horizontales en la dirección variable entre NE-SO y NNE-SSO, Udías *et al.* (1976), Grimison y Chen (1986), Bufo *et al.* (1988b), entre otros. De la misma manera, podemos decir que en el contacto correspondiente a la costa de Argelia los ejes de presión y tensión están dirigidos en las mismas direcciones que las mencionadas ahora para la zona occidental. Queda por tanto la zona intermedia correspondiente al Golfo de Cádiz-Mar de Alborán, que como hemos visto tiene características distintas, tanto en la distribución de la sismicidad como en la diferente orientación de los esfuerzos actuantes según consideremos la profundidad. La complicación de esta zona es el resultado de la interacción entre placas a través de una zona continental adelgazada como es el mar de Alborán. Además, es necesario conciliar la gran variedad de datos que se han obtenido para la zona, de tal forma que el modelo geodinámico resultante sea consecuente con todos los datos existentes.

Comenzando con la distribución de la sismicidad en la zona del Mar de Alborán (Figura 2), encontramos una distribución normal de terremotos superficiales que no presenta ninguna tendencia epicentral, estando los sismos distribuidos sobre toda la zona, aunque con una mayor densidad en las zonas continentales adyacentes del sur de España y norte de Marruecos. Conforme vamos descendiendo en profundidad ($35\text{km} < h \leq 60\text{ km}$), existe una distribución algo difusa que marca una alineación proveniente del Golfo de Cádiz, que se distribuye a ambos lados del estrecho sobre los márgenes del Mar de Alborán y un límite poco definido sobre la longitud 5° O . Si descendemos a la sismicidad de profundidad $h > 60\text{ km}$, encontramos el mismo patrón que en el intervalo anterior, pero de forma más acusada, es decir, continuación desde el Golfo de Cádiz hasta alcanzar el meridiano 5° O y a partir de aquí una distribución exclusivamente en esa línea y en los márgenes exteriores al Mar de Alborán. Desde el punto de vista del estado de esfuerzos para la zona de Alborán, observamos que para la sismicidad superficial existe una compresión horizontal en dirección variable NO-SE a N-S, Coca y Bufo (1994), Mezcua y Rueda (1997). Sin embargo cuando aumentamos la profundidad, encontramos presiones actuantes casi horizontales en dirección NE-SO que a mayor profundidad se convierten en ejes de presión en dirección NO-SE, Mezcua y Rueda (1997). Sin embargo, Bufo *et al.* (2004) mantienen una presión constante a lo largo de estas profundidades con dirección NO-SE.

Seber *et al.* (1996) realizan una modelización gravimétrica de la zona, en la que utilizan observaciones de sísmica de reflexión y testificación de sondeos para constreñir la estructura más superficial. Los resultados que presentan apuntan a una cobertera sedimentaria aumentada, que necesita de un material subcrustal de densidad coincidente con el material de la astenosfera. Resultados semejantes obtienen Morales *et al.* (1999) para la zona al oeste del meridiano 5° O , con inclusión de la parte sur de las cordilleras Béticas. Además, este material subcrustal,

según Seber *et al.* (1996), presenta una alta atenuación a las ondas de cizalla que atraviesan dicha estructura.

Existen también estudios de tomografía sísmica realizados en la zona, Blanco y Spakman (1993), Gurría y Mezcua (2000), que presentan una baja velocidad para las ondas de volumen a profundidades entre 40-60 km. Esta baja velocidad viene seguida a profundidades superiores a los 100 km por una zona con altas velocidades en dirección NE-SO, buzando por debajo de la baja velocidad, hasta alcanzar los 350 km de profundidad, Calvert *et al.* (2000).

Con toda esta información, el modelo geodinámico que podemos presentar es muy definitivo para algunas partes del contacto. Así, la parte correspondiente a Azores-Banco de Gorringe es simple a través de una falla de desgarre con movimiento puramente horizontal. A continuación tenemos el correspondiente a Banco de Gorringe-Golfo de Cádiz que presenta un poco más de complejidad, por el hecho de presentar una distribución de sismicidad sobre una franja más ancha centrada en 36.5° N y profundidad variable entre 40-60 km. Este contacto es de falla inversa con movimiento relativo de ambos bloques de 4.4 mm/año según el modelo Nuvel 1A, (DeMets *et al.* 1994) o más recientemente el calculado por Buorn *et al.* (2004) de 5.5 mm/año. De forma análoga se puede concluir con el contacto más oriental que se produce después del Mar de Alborán y que discurre por la costa norte de Argelia. Este contacto es también sobre un corredor de fallas inversas, con movimiento relativo neto según el modelo Nuvel 1A de 5.6 mm/año o 7.6 mm/año según Lammali *et al.* (1997). Este último valor se reduce a 2.7 mm/año según Buorn *et al.* (2004) obtenido por estimaciones para terremotos del siglo XX.

El segmento de contacto correspondiente al estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán es el más complicado, puesto que coexisten por una parte una compresión general en dirección NO-SE y una distensión en dirección ENE-OSO en la parte noroccidental de la cuenca de Alborán, Mezcua y Rueda (1997). Para explicar esta aparente contradicción de una cuenca distensiva en un contacto entre placas en régimen compresivo, se han considerado varios modelos basados en diferentes datos geológicos y/o geofísicos. En primer lugar, Andrieux *et al.* (1971) proponen una microplaca tectónica correspondiente a Alborán, comprendiendo las zonas internas de las Béticas y el Rif con una constante migración en dirección hacia el oeste, principalmente durante el Mioceno. Este modelo, aunque explica el dominio Alborán en estructura de arco con fallas inversas en la parte exterior, no puede explicar la existencia de la cuenca distensiva con una estructura adelgazada. Otro grupo de modelos están basados en el colapso extensional de la cuenca de Alborán y posterior retirada de la raíz litosférica producida, Platt y Vissers (1989), Vissers *et al.* (1995). Estos modelos permiten explicar el calentamiento producido en Alborán durante el Mioceno inferior, pero no pueden explicar la posterior evolución tectónica de la cuenca. Como no podía ser menos, existen modelos basados en la subducción continental, Buorn *et al.* (1988b), Morales *et al.* (1999) u oceánica, Gutscher *et al.* (2002). Estos modelos permiten explicar zonas de subducción generalmente hasta los 120 km de profundidad y a veces con extensión hasta el foco de sismos profundos de 650 km al sur de

Granada. Estas zonas son a veces perpendiculares entre sí y permiten su definición con el mismo conjunto de datos, lo que nos indica una fuerte imprecisión en los datos de sismicidad. Por último y con el fin de poder explicar la migración hacia el oeste y al mismo tiempo el adelgazamiento de la cuenca, se ha propuesto el modelo de delaminación, Docherty y Banda (1995), Seber *et al.* (1996), Morales *et al.* (1997), Mezcu y Rueda (1997). Este modelo creemos que explica una buena parte de los resultados obtenidos, no solamente en la distribución espacial de toda la sismicidad de la zona, sino que los esfuerzos deducidos de los mecanismos focales son compatibles con él. En la Figura 5 se muestra una sección NO-SE de la sismicidad comprendida en una región de 50 km de anchura a ambos lados de esta dirección. Se puede observar que existe una sismicidad superficial entre 0-30 km, la profundidad media de la corteza es bastante homogénea en toda la banda de latitudes, aunque es más numerosa en ambos extremos coincidiendo con las zonas de sur de las Béticas y norte del Rif, donde el nivel de detección es mucho mayor, Rueda (2006). Esta observación es también compatible con los modelos de velocidad que mediante tomografía presentan una corteza de velocidades mayores que las del modelo inicial. Continuando hacia mayores profundidades observamos que en la parte central, correspondiente a la cuenca de Alborán y en el rango de profundidades de 35-60 km, hay un vacío de terremotos. Esta ausencia de sismicidad se corresponde con una baja velocidad encontrada en los estudios de tomografía por Gurría y Mezcu (2000). El origen podría considerarse en que una vez iniciada la rotura de la parte inferior de la litosfera, por una convergencia en dirección N a NO durante el Neógeno (Dewey *et al.* 1989), e iniciado el hundimiento, se produce un inmediato calentamiento de la base de la corteza por el relleno que con material más profundo y caliente se ha producido. Este aumento del flujo térmico ha sido determinado por Fernández *et al.* (1998). La subida de material caliente tiene como resultado la localización de peridotitas en ambos lados de la cuenca, en la parte occidental de las cordilleras Béticas y en la parte norte del Rif. La parte de litosfera desprendida se orienta en la dirección SE con el frente en la parte NO de la cuenca, coincidiendo con la parte sur de la cordilleras Béticas y coincide con la posición de la estructura de alta velocidad que se extiende entre 60-400 km, aunque la sismicidad esté solo presente hasta una profundidad cercana a los 150 km, límite de la litosfera. Si continuamos esta sección litosférica hacia el norte de África, observamos que también existe una cierta actividad sísmica por debajo de los 60 km de profundidad bajo el Atlas medio en Marruecos. Este modelo, basado en un proceso de delaminación conjuntamente con una rotura de la zona desprendida para alcanzar los 650 km, explicaría no solamente la formación y situación presente de la cuenca del Mar de Alborán, sino también la actividad sísmica concentrada a esa gran profundidad de 650 km en Dúrcal, al sur de Granada.

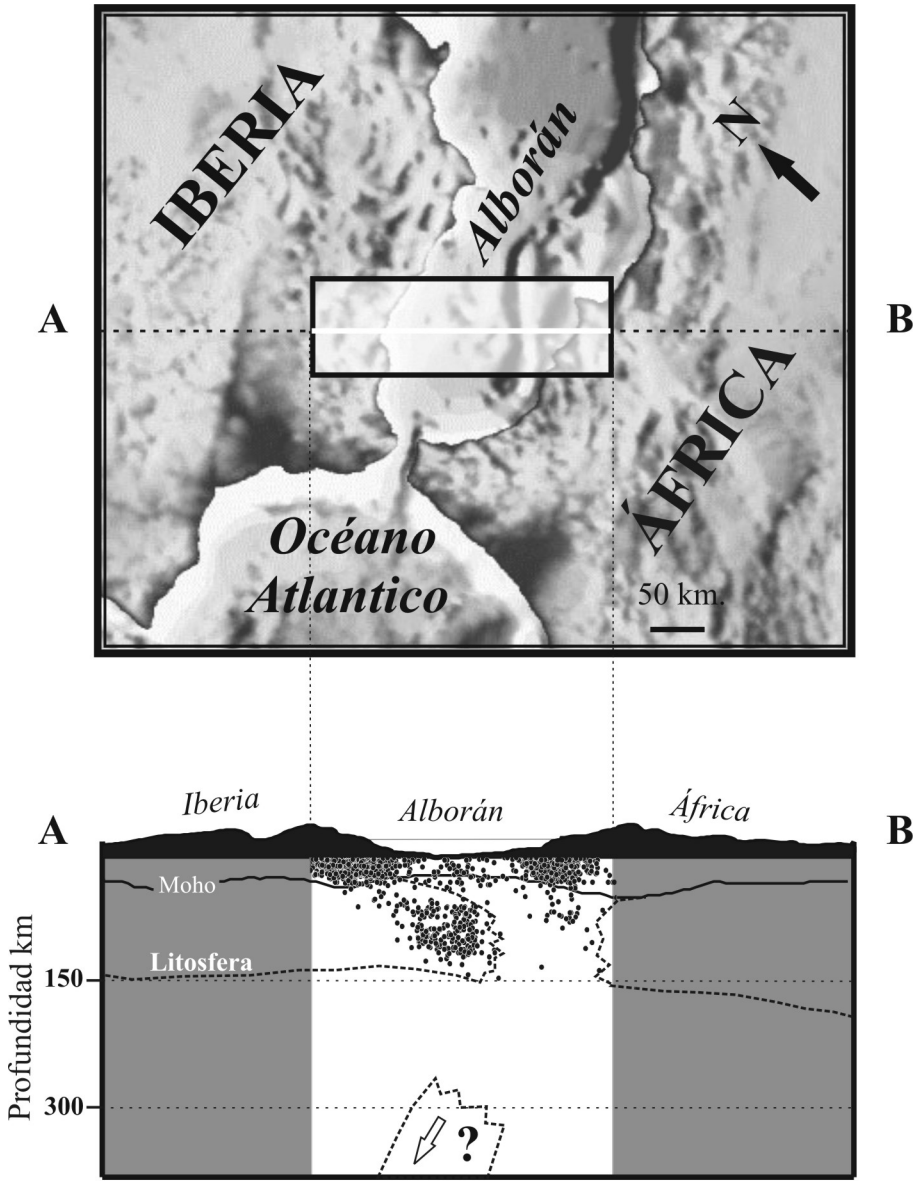


Figura 5. Sección en profundidad en dirección NO-SE de los terremotos del periodo 1985-2005 con epicentro en la región comprendida dentro de 50 km de anchura a ambos lados de esta dirección. Se incluye una interpretación de la localización de la Moho así como una estimación de la rotura de la litosfera y hundimiento bajo la cuenca de Alborán según el proceso de delaminación propuesto.

5. REFERENCIAS

- ANDRIEUX J. ; J.-M. FONTBOTÉ & M. MATTAUER (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth plant. Sci. Lett.* 12, 191-198.
- BEN-SARÍ, D. (1978). *Connaissance geophysique du Maroc*. Thèse Doctoral, Université de Grenoble (France).
- BEZZEGHOUD, M. & E. BUFORN (1999). Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, Mw=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw=5.8), and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bull. seism. Soc. Am.* 89, 359-372.
- BLANCO, M. J. & W. SPAKMAN (1993). The P velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13-34.
- BORGES, J.; A. FITAS; M. BEZZEGHOUD & P. TEVES-COSTA (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics* 337, 373-387.
- BUFORN, E.; A. UDÍAS & J. MEZCUA (1988a). Seismicity, and focal mechanisms in south Spain. *Bull. seism. Soc. Am.* 78, 2008-2224.
- BUFORN, E.; A. UDÍAS & M. A. COLOMBÁS (1988b). Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics* 152, 89-118.
- BUFORN, E.; A. UDÍAS & R. MADARIAGA (1991a). Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure appl. Geophys.* 136, 375-393.
- BUFORN, E.; A. UDÍAS; J. MEZCUA & R. MADARIAGA (1991b). A deep earthquake under south Spain, 8 March 1990. *Bull. seism. Soc. Am.* 81, 1403-1407.
- BUFORN, E.; C. SANZ DE GALDEANO & A. UDÍAS (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics* 248, 247-261.
- BUFORN, E.; P. COCA; A. UDÍAS & C. LASA (1997). Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *J. Seism.* 1, 113-130.
- BUFORN, E.; M. BEZZEGHOUD; A. UDIAS & C. PRO (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure appl. Geophys.* 161, 623-646.
- CALVERT, A.; E. SANDVOL; D. SEBER; M. BARAZANGI; S. ROECKER; T. MOURABIT; F. VIDAL; G. ALGUACIL & N. JABOUR (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *J. geophys. Res.* 105, 10871-10898.
- COCA, P. & E. BUFORN (1994). Mecanismos focales en el sur de España: periodo 1965-1985. *Estudios geol., Madrid* 50, 33-45.
- COCA, P. (1999). *Métodos para la inversion del tensor momento sísmico. Terremotos del Sur de España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 300 pp.

- DeMETS, C. ; R. G. GORDON ; D. F. ARGUS & S. STEIN (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- DEWEY, J. F.; M. L. HELMAN; E. TURCO; D. H. W. HUTTON & S. D. KNOTT (1989). Kinematics of the western Mediterranean, en: Coward, M.P., D. Dietrich y R.G. Park (eds), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 45, 265-283.
- DOCHERTY, C. & E. BANDA (1995). Evidence for eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of subcrustal lithosphere?. *Tectonics* 14, 804-818.
- FERNÁNDEZ, M.; I. MARZÁN; A. CORREIA & E. RAMALHO (1998). Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 291, 29-53.
- GALBIS, J. (1932). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N, Tomo I*. Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística. Madrid. 791 pp.
- GALBIS, J. (1940). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los Meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N, Tomo II*. Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística. Madrid. 277 pp.
- GRIMISON, N. L. & W.-P. CHEN (1986). The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. *J. geophys. Res.* 91, 2029-2047.
- GURRÍA, E. & J. MEZCUA (2000). Seismic tomography of the crust and lithospheric mantle in the Betic Cordillera and Alboran Sea. *Tectonophysics* 329, 99-119.
- GUTSCHER, M. A.; J. MALOD; J. P. REHAULT; I. CONTUCCI; F. KLINGELHOEFER; L. MENDES-VICTOR & W. SPAKMAN (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071-1074.
- HARVARD (2005). Harvard University centroid moment tensor CMT catalog. http://sun1.gly.bris.ac.uk/_george/cmt-description.htm
- HATZFELD, D. (1978). *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrébine*. Ph.D. Thèse Doctoral, Université de Grenoble (France). 281 pp.
- HERRAIZ, M.; G. DE VICENTE; R. LINDO-ÑAURAPI; J. GINER; J. L. SIMÓN; J. M. GONZÁLEZ CASADO; O. VADILLO; M. A. RODRÍGUEZ-PASCUA; J. L. CICUÉNDEZ; A. CASAS; L. CABAÑAS; P. RINCÓN; A. L. CORTÉS; M. RAMÍREZ & M. LUCINI (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics* 19, 762-786.
- IGN (1995). *Boletín de Sismos Próximos 1992*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- INGLADA, V. (1921). Los problemas de la moderna sismología geológica en relación con el estudio de las regiones sísmicas de España. *R. Soc. Hist. Nat.* 50, 349-365.

- JIMÉNEZ, E. (1991). Focal mechanisms of some european earthquakes from the analysis of single station long-periods record, en: J. Mezcu y A. Udías (eds), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, monografía 8, 87-96.
- JIMÉNEZ-MUNT, I.; P. BIRD & M. FERNÁNDEZ (2001). Thin-shell modeling of neotectonics in the Azores-Gibraltar region. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1083-1086.
- LAMMALI, K. ; M. BEZZEGHOUD ; F. OUSSADOU ; D. DIMITROV & H. BENHALLOU (1997). Postseismic deformation at El Asnam (Algeria) in the seismotectonic context of northwestern Algeria. *Geophys. J. Int.* 129, 597-612.
- MARTÍNEZ SOLARES, J. M. & J. MEZCUA (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a. C. – 1900)*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. 253 pp.
- MEDINA, F. & T. E. CHERKAOUI (1991). Focal mechanisms of the Atlas earthquakes and tectonic implications. *Geol. Rdsch.* 80, 639-648.
- MEDINA, F. & T. E. CHERKAOUI (1992). Mécanismes au foyer des séismes du Maroc et des région voisines (1959-1986). Conséquences tectoniques. *Eclogae geol. Helv.* 85, 433-457.
- MEZCUA, J. & J. M. MARTÍNEZ SOLARES (1983). *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Instituto geográfico Nacional. Madrid. 300 pp.
- MEZCUA, J. & A. UDÍAS (eds) (1991). *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region*. Instituto Geografico Nacional. Madrid. 390 pp.
- MEZCUA, J. & J. RUEDA (1997). Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under Alboran Sea. *Geophys. J. Int.* 129, F1-F8.
- MEZCUA, J.; J. RUEDA & R. M. GARCÍA BLANCO (2004). Reevaluation of historic earthquakes in Spain. *Seismol. Res. Lett.* 75, 75-81.
- MORALES, J.; I. SERRANO; F. VIDAL & F. TORCAL (1997). The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain). *Geophys. Res. Lett.* 24, 3289-3292.
- MORALES, J.; I. SERRANO; A. JABALOY; J. GALINDO-ZALDÍVAR; D. ZHAO; F. TORCAL; F. VIDAL & F. GONZÁLEZ-LODEIRO (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. *Geology* 27, 735-738.
- McKENZIE, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 30, 109-185.
- MOREIRA, V. (1985). Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics* 117, 85-96.
- MUNUERA, J. (1963). *A study of seismicity of the Peninsula Iberica Area, Technical Note nºI*. Instituto Geografico y Catastral. Madrid. 97 pp.
- NEGREDO, A. M.; P. BIRD; C. SANZ DE GALDEANO & E. BUFORN (2002). Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. *J. geophys. Res.* 107, doi: 10.1029/2001JB000743.

- PLATT, J. P. & R. VISSERS (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540-543.
- REY PASTOR, A. (1927). *Traits sismiques de la Peninsule Iberique*. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid. 27 pp.
- ROTHER, J. P. (1951). La structure de l'Atlantique. *Annls Géophys.* 4, 27-41.
- RUEDA, J.; J. MEZCUA; E. BUFORN & J. GALÁN (1992). Estudio del terremoto de 13 de septiembre de 1984 en la Sierra de Alhamilla (Almería) y su serie de réplicas. *Revta. Geofís.* 48, 87-95.
- RUEDA, J.; J. MEZCUA & M. SÁNCHEZ RAMOS (1996). La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia* 1, 91-98.
- RUEDA, J. & J. MEZCUA (2005a). Near-real-time Seismic Moment-tensor determination in Spain. *Seismol. Res. Lett.* 76, 455-465.
- RUEDA, J. & J. MEZCUA (2005b). Study of recent 2002-2005 activity in Murcia (SE Spain) and its sismotectonics implications in the Iberia-Africa plate boundary. *Bull. seism. Soc. Am.*(enviado).
- RUEDA, J. (2006). *Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos. Aplicación a la región suroeste de Europa-Norte de África*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid. 448 pp.
- SEBER, D.; M. BARAZANGI; A. IBENBRAHIM & A. DEMNATI (1996). Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 785-790.
- TORTELLA, D.; M. TORNE & A. PÉREZ-ESTAÚN (1997). Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar zone: the Goringe Bank and the Gulf of Cadiz region. *Mar. geophys. Res.* 19, 211-230.
- UDÍAS A.; A. LÓPEZ ARROYO & J. MEZCUA (1976). Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics* 31, 259-289.
- UDÍAS, A. & E. BUFORN (1985). Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí, en: A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn (eds), *Mecanismo de los terremotos y Tectónica*. Universidad Complutense, Madrid. 217-224.
- UDÍAS, A. & E. BUFORN (1991). Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *Pure appl. Geophys.* 136, 432-448.
- VIDAL, F. (1986). *Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 450 pp.
- VISSERS, R.L.M.; J. P. PLATT & D. VAN DER WAL (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: a lithospheric view. *Tectonics* 14, 786-803.