

# *Sismicidad y sismotectónica de las Béticas*

## Seismicity and seismotectonics of the Betics

A. UDÍAS Y E. BUFORN

Departamento de Geofísica.  
Universidad Complutense de Madrid

### RESUMEN

La región de las Béticas ocupa la parte sur de la península Ibérica, limitando con el estable macizo Ibérico. Formada por mantos de corrimiento y fracturada por distintos sistemas de fallas tiene una importante actividad sísmica. Los terremotos superficiales se pueden asociar a las distintas fracturas. Terremotos de profundidad intermedia ( $30 < h < 150$  km) ocupan una distribución N-S. A una profundidad de 640 km existe un foco de actividad sísmica. Las soluciones de mecanismo focal existentes muestran mecanismos predominantes de movimientos verticales de carácter normal o inverso. Los datos sismológicos reflejan una tectónica compleja con esfuerzos regionales de compresiones horizontales en dirección NW-SE y una región de tensiones horizontales en dirección E-W. La sismicidad de profundidad intermedia y muy profunda sugieren la existencia de procesos de subducción.

### INTRODUCCION

La región de las cordilleras o dominios béticos esta situada al sur de la península Ibérica, limitando al norte por la flexura del Guadalquivir con el macizo Ibérico. Geológicamente está formada por mantos de plegamientos que de sur a norte se dividen en las unidades internas y externas. El contacto entre estas unidades forma un accidente geológico importante de orientación ENE-WSW. La región de las Béticas constituye la región de mayor actividad sísmica

de la península. La sismicidad y sismotectónica de esta región ha sido estudiada por muchos autores. Las referencias más importantes pueden encontrarse en Buform *et al.* (1988). En este trabajo se trata de dar un resumen de los resultados más recientes del estudio de su sismicidad, mecanismo focal y su interpretación sismotectónica.

## SISMICIDAD

La sismicidad de la región para el período 1965-1985,  $M > 3$ , está representada en la figura 1. La mayoría de estos terremotos son de pequeña magnitud ( $M < 5$ ). La distribución de terremotos grandes sólo puede apreciarse tomando un período de tiempo más largo y acudiendo a los datos históricos. En la figura 2, se han representados los terremotos de intensidad  $I > VIII$ , para el período 1357-1985. La precisión en la localización de estos terremotos es muy pequeña, debido a las incertidumbres de los datos históricos macrosísmicos.

En la figura 1, se han delineado las principales fallas geológicas. Estas fallas pueden dividirse en tres juegos principales (Sanz de Galdeano, 1983). El primero está formado por fallas de gran longitud en dirección ENE-WSW o E-W. La más importante de estas fallas es el accidente Cádiz-Alicante, formado por una serie de fallas más o menos en continuidad que se extiende con la misma orientación desde Cádiz hasta Alicante. En su parte oriental recibe el nombre de falla de Crevillente. Este conjunto de fallas sigue la misma orientación que el contacto entre las unidades internas y externas de la Béticas y en algunas partes coincide con él. No todos los autores están de acuerdo con la extensión total de este accidente ni en su importancia. Paralelo a éste, más al sur, y con una orientación E-W está el accidente que va desde el norte de Málaga hasta la costa oriental. En su parte central recibe el nombre de Corredor de las Alpujarras. Todavía más al sur, otra falla de este juego sigue la línea de la costa desde Málaga hasta Almería. El segundo juego está formado por fallas de más corta longitud en dirección N 30-60 W que se extienden desde la costa hasta la cuenca sedimentaria del Guadalquivir. En la zona central estas fallas limitan la cuenca sedimentaria de Granada. Una de las fallas más largas de este juego es la falla de Tíscar que se prolonga desde la costa de Almería hasta la cuenca del Guadalquivir. Algunas de estas fallas pueden prolongarse por debajo de esta cuenca sedimentaria como indica la sismicidad. El tercer juego está formado por fallas de dirección N 10-30 E, conjugadas a las del juego anterior. Las fallas más importantes de este juego son las de Alhama de Murcia, Palomares, Carboneras, situadas en la parte oriental (Bousquet y Phillip, 1976). La profundidad de estas fallas puede afectar

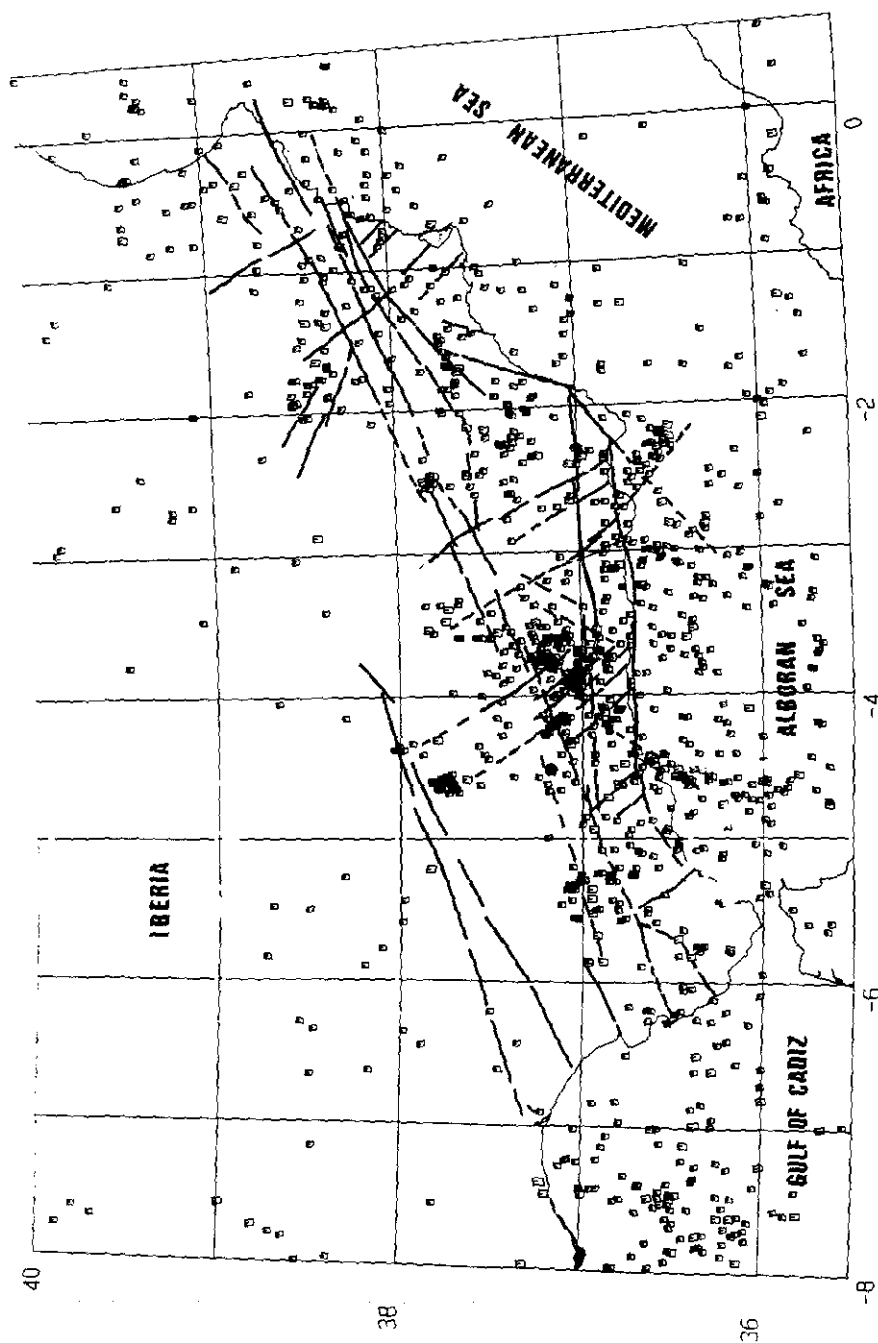


Figura 1.—Distribución de epicentros en las Béticas y principales fracturas en esta región. El período representado es 1965-1990, la magnitud  $> 3$  y la profundidad  $< 30$  km. (Banco de Datos Sísmicos, Instituto Geográfico Nacional.)

a toda la corteza (Larouziere *et al.*, 1988) y en época reciente geológica ha tenido movimientos de desgarre sinistrosos con desplazamientos cumulativos de hasta 60 km (Bousquet, 1979). En la zona central (Granada) las fallas de este juego se cruzan con las del anterior. En conclusión, desde el punto de vista de las fallas, la región puede dividirse en dos zonas separadas por la falla Cádiz-Alicante. Al sur el material está fuertemente fracturado por las fallas de los tres juegos que se entrecruzan. Al norte, la zona está cubierta en parte por el material sedimentario de la cuenca del Guadalquivir. Sólo algunas fallas del segundo juego parecen continuarse hacia el norte hasta el borde del Macizo Ibérico.

La sismicidad superficial (figura 1) puede asociarse al esquema de fallas que hemos descrito brevemente. En primer lugar, la mayoría de los epicentros están situados al sur de la falla Cádiz-Alicante, o en las zonas internas de las Béticas. Al norte de este accidente, los epicentros, son mucho más escasos. Lo mismo puede apreciarse, respecto a los terremotos grandes históricos (figura 2), teniendo en cuenta las limitaciones de sus localizaciones epicentrales. El accidente Cádiz-Alicante, por lo tanto, separa dos zonas sísmicas de distinto carácter. Aunque sea difícil su identificación en el terreno a lo largo de toda su extensión, su importancia, desde el punto de vista de la sismicidad, es indudable.

En la zona norte (unidades externas de las Béticas y cuenca del Guadalquivir), los epicentros de terremotos recientes (figura 1) están localizados en mayor número en la zona central (norte de Granada) y en la este. En la primera de estas áreas, los epicentros pueden asociarse a prolongaciones hacia el norte de fallas del segundo juego, en especial las de Loja a Córdoba y de Granada a Jaén. En la zona este los epicentros están más difusos, aunque también pueden asociarse a fallas de orientación NW-SE. La distribución de terremotos grandes (figura 2), sigue también este patrón, aunque se ha de tener en cuenta las limitaciones, ya indicadas, de los datos históricos. Entre estos terremotos grandes se han de destacar los de Carmona, 1504; Montilla; 1930, y Alcoy, 1645.

En la zona sur (unidades internas de las Béticas), debido al cruce de las fallas de los tres juegos, no es fácil asignar los epicentros a fallas concretas (figura 1). De oeste a este, se pueden señalar las siguientes correlaciones. En el extremo oeste, cerca de Cádiz, los epicentros son escasos y están alineados con el final de la falla Cádiz-Alicante y su prolongación en el mar. No se han dado en este área terremotos grandes (figura 2). Más al este, se pueden apreciar alineaciones en dirección NW-SE que se pueden asociar a fallas de esta dirección en especial de Nerja a Loja y de Motril a Alcaudete. La zona de la depresión de Granada está afectada de una fuerte actividad tanto de terremotos pequeños como grandes. Más al este los terremotos continúan en alineaciones paralelas a la costa hasta Almería. En toda esta zona es difícil separar la actividad asociada a las largas

SEISMICITY SOUTH SPAIN 1357-1985 I ≥ VIII

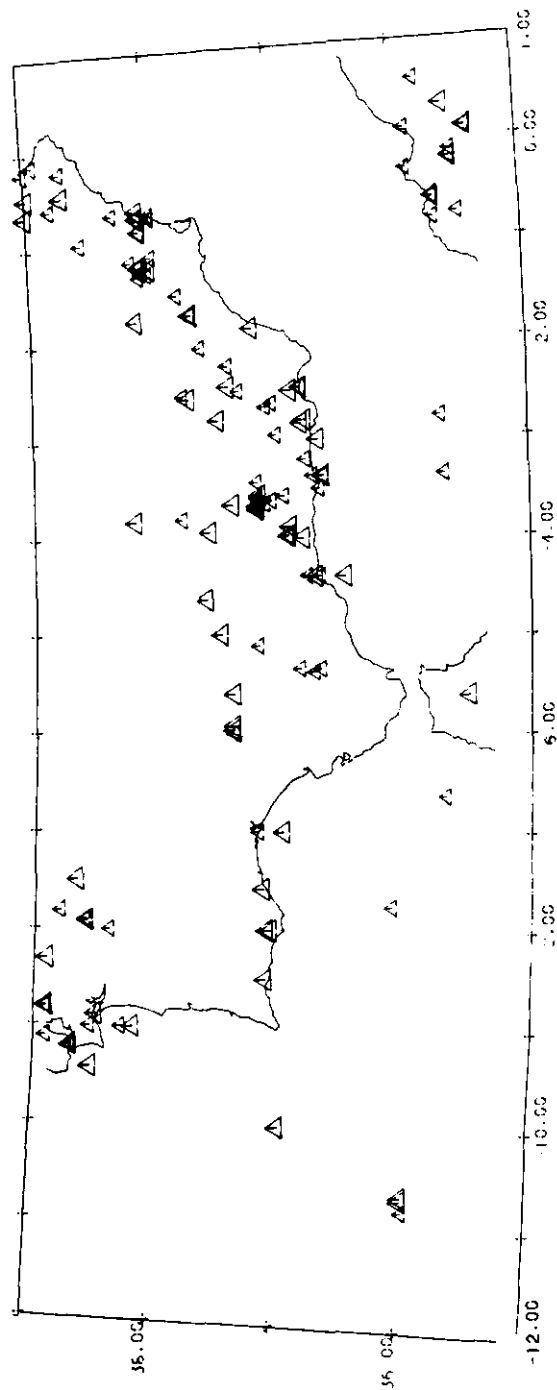


Figura 2.—Distribución de terremotos con intensidad  $> VIII$  en el período 1357-1985. (Banco de Datos Sísmicos, Instituto Geográfico Nacional.)

fallas de orientación E-W (primer juego) de las cortas de orientación NW-SW (segundo juego). Terremotos grandes como los ocurridos en Málaga, 1680, y Alhama de Granada, 1884, pueden pertenecer a las primeras y los de Almería, 1522 y Dalías, 1804 a unas o a otras. El extremo este de esta zona está dominado por la actividad sísmica asociada a las fallas de Alhama de Murcia, Palomares, Carboneras y otras subsidiarias de ellas, como son los terremotos de Vera, 1522, y Torrevieja, 1829. Es muy probable que los terremotos grandes de esta zona no hayan superado nunca la magnitud  $M = 6.5$ , lo que puede explicarse por la aglomeración de fallas. La actividad sísmica presente en el mar de Alborán es en muchos casos continuación de la presente en tierra.

Aunque la mayoría de los terremotos de esta región son superficiales,  $h < 30$  km, existe también actividad sísmica a profundidades intermedias ( $30 \text{ km} < h < 150 \text{ km}$ ) y más sorprendentemente un foco sísmico a gran profundidad ( $h = 640 \text{ km}$ ). La figura 3 representa los epicentros de los terremotos de profundidad  $h > 30 \text{ km}$ . Como puede verse, éstos están concentrados cerca de Málaga y se prolongan en el mar de Alborán, en dirección aproximadamente norte-sur. Los epicentros forman una especie arco con la misma orientación, aunque más al este, que el arco de Gibraltar. Un corte E-W de la actividad sísmica se muestra en la figura 4. En él se aprecia que la actividad se extiende desde la superficie hasta una profundidad de unos 150 km, con la mayor concentración entre  $4^{\circ} \text{ W}$  y  $5^{\circ} \text{ W}$ . Los terremotos a gran profundidad ( $h = 640 \text{ km}$ ) están a esta misma longitud. De éstos se han registrado tres, el mas importante en 1954,  $M = 7$  (Buforn *et al.*, 1991). No se han detectado terremotos a profundidades entre 150 km y 630 km.

En conclusión, la sismicidad de la región de las Béticas se caracteriza por la presencia de una continua actividad de magnitud moderada a baja ( $M < 5$ ), con la ocurrencia de unos tres o cuatro terremotos de magnitud en torno a 4 al año. Terremotos grandes con intensidades IX y X, que pueden corresponder a magnitudes en torno a 6.5, han sucedido en el pasado separados por largos intervalos de tiempo (entre 100 y 200 años). La mayoría de los terremotos son superficiales y pueden correlacionarse con las fallas de la región. La mayor concentración está situada al sur del accidente Cádiz-Alicante en las unidades internas de las Béticas que se encuentran fuertemente fracturadas. Existe, además, una actividad sísmica a profundidad intermedia entre 30 km y 150 km muy localizada y un foco de terremotos profundos a 640 km de profundidad.

## MECANISMO FOCAL

La instalación de nuevas estaciones sismológicas en los últimos años ha permitido la determinación del mecanismo focal de un número de terremotos. En

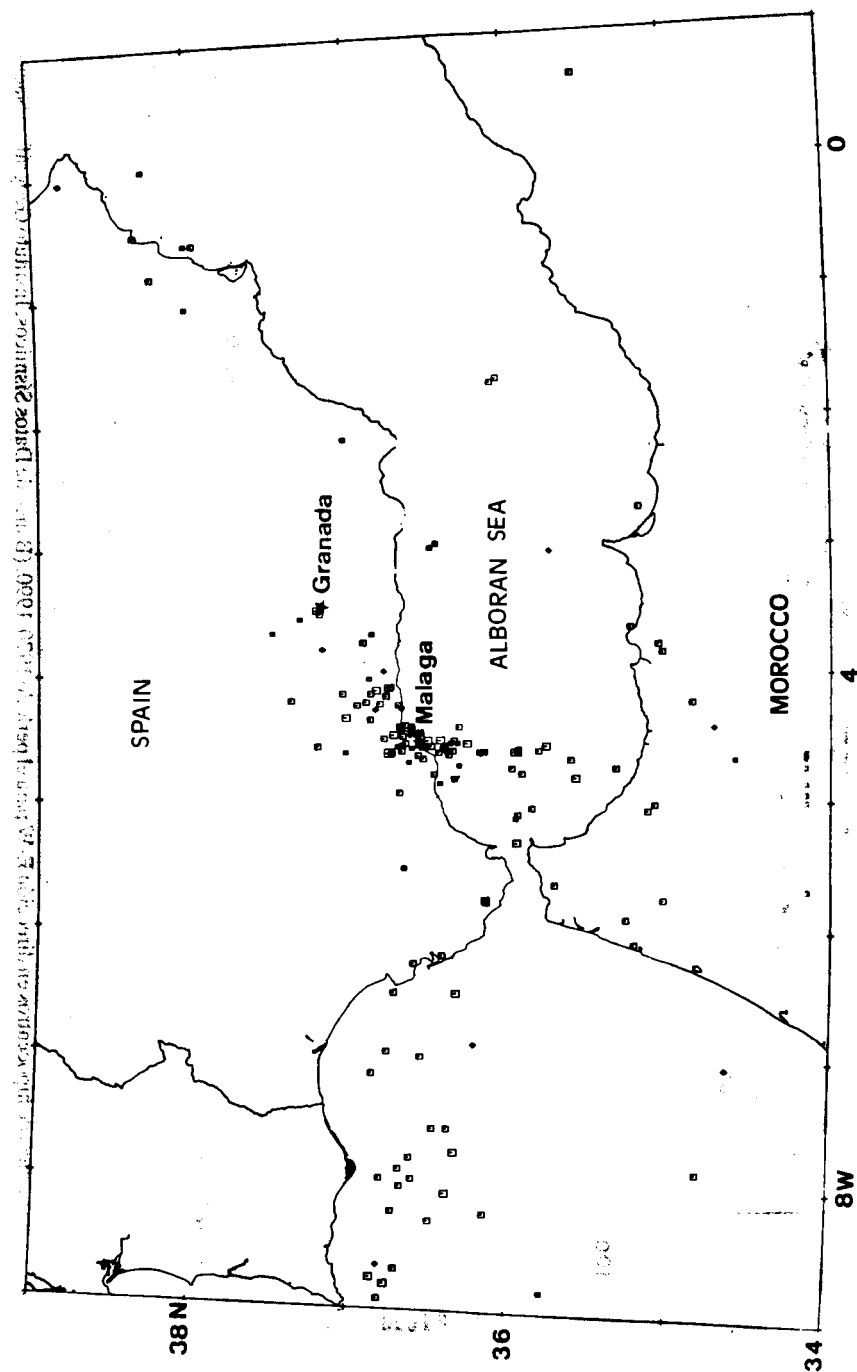


Figura 3.—Distribución de epicentros con profundidad mayor que 30 km para el período 1970-1990. (Banco de Datos Sísmicos, Instituto Geográfico Nacional.)

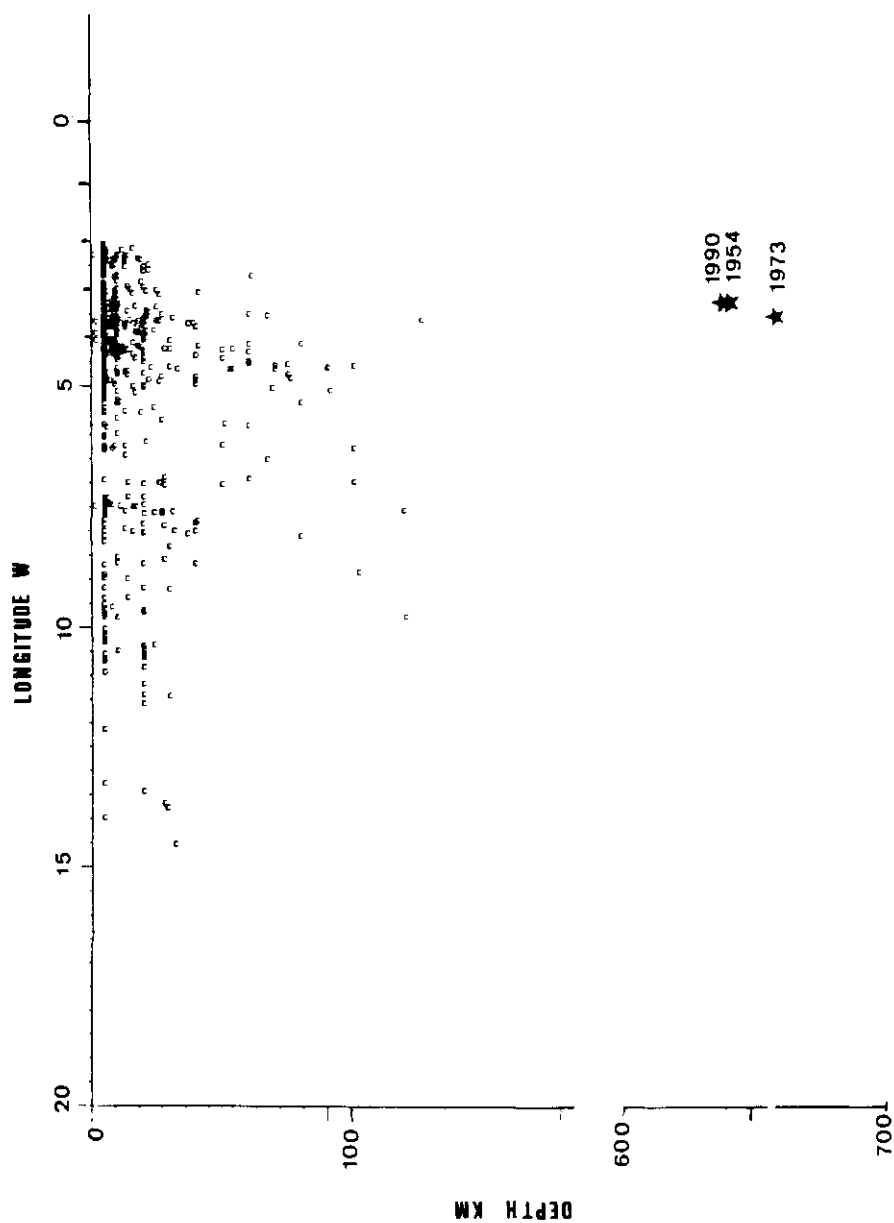


Figura 4.—Corte vertical de hipocentros en dirección E-W para el período 1970-1990. (Banco de Datos Sísmicos, Instituto Geográfico Nacional.)



la figura 5, están representadas las soluciones de los mecanismos de terremotos recientes, tanto superficiales como intermedios y profundos. Los valores de las soluciones y los detalles de su determinación pueden encontrarse en Bufo y Udías (1991). De las soluciones de la figura 5, nueve pertenecen a las Béticas, seis son de terremotos superficiales, dos de profundidad intermedia y uno profundo. De ellos dos están localizados al norte del accidente Cádiz-Alicante y el resto al sur. Menos un caso (11), todos los mecanismos corresponden a fracturas de movimiento predominantemente vertical, bien de carácter normal o inverso.

Sobre la falla Cádiz-Alicante, situados en la prolongación en el mar de sus extremos oeste y este, están los mecanismos de los terremotos (2) y (5). Ambos corresponden a fallas inversas con un plano que coincide con el acimut de este accidente, buzando hacia el norte, en el que el bloque sur se introduce por debajo del bloque norte. Los ejes de presión son horizontales y en dirección NNW-SSE. Esta orientación de los ejes de esfuerzos coincide con la existente en el contacto entre las placas Euroasiática y Africana desde frente al cabo San Vicente hasta Túnez (Udías y Bufo, 1991).

Al sur del accidente Cádiz-Alicante, los mecanismos de los terremotos superficiales (6), (7) y (3) corresponden a fallas con movimiento predominantemente vertical. El mecanismo del terremoto (6), de falla normal, puede asociarse a las fallas de orientación NNW-SSE (segundo juego) y el plano de falla buza hacia el NE. El terremoto (7), tanto por su localización como por su mecanismo, falla inversa con componente dextrorso de desgarre está asociado al extremo este de la falla de Alpujarras (Rueda *et al.*, 1992). El mecanismo del terremoto (3) está de acuerdo con la orientación de la falla de Alhama de Murcia y también corresponde a una falla normal con movimiento vertical.

Los mecanismos de los terremotos de profundidad intermedia, (9) y (4) tienen los dos un plano casi vertical de orientación E-W y NE-SW y en ambos casos el eje de presión tiene buzamiento en dirección NW. El terremoto profundo (16) tiene mecanismo similar a los otros dos terremotos profundos (1954 y 1973) con el eje de presión con buzamiento hacia el E.

## INTERPRETACION SISMOTECTONICA

Los terremotos son consecuencia de las condiciones tectónicas, es decir, del estado de esfuerzos a que está sometida la litosfera en una región concreta y de su estructura y resistencia. Estos esfuerzos regionales son últimamente producidos por el movimiento y dinámica de las placas litosféricas. El estudio de los terremotos nos descubre, de este modo, la situación tectónica presente. Sin

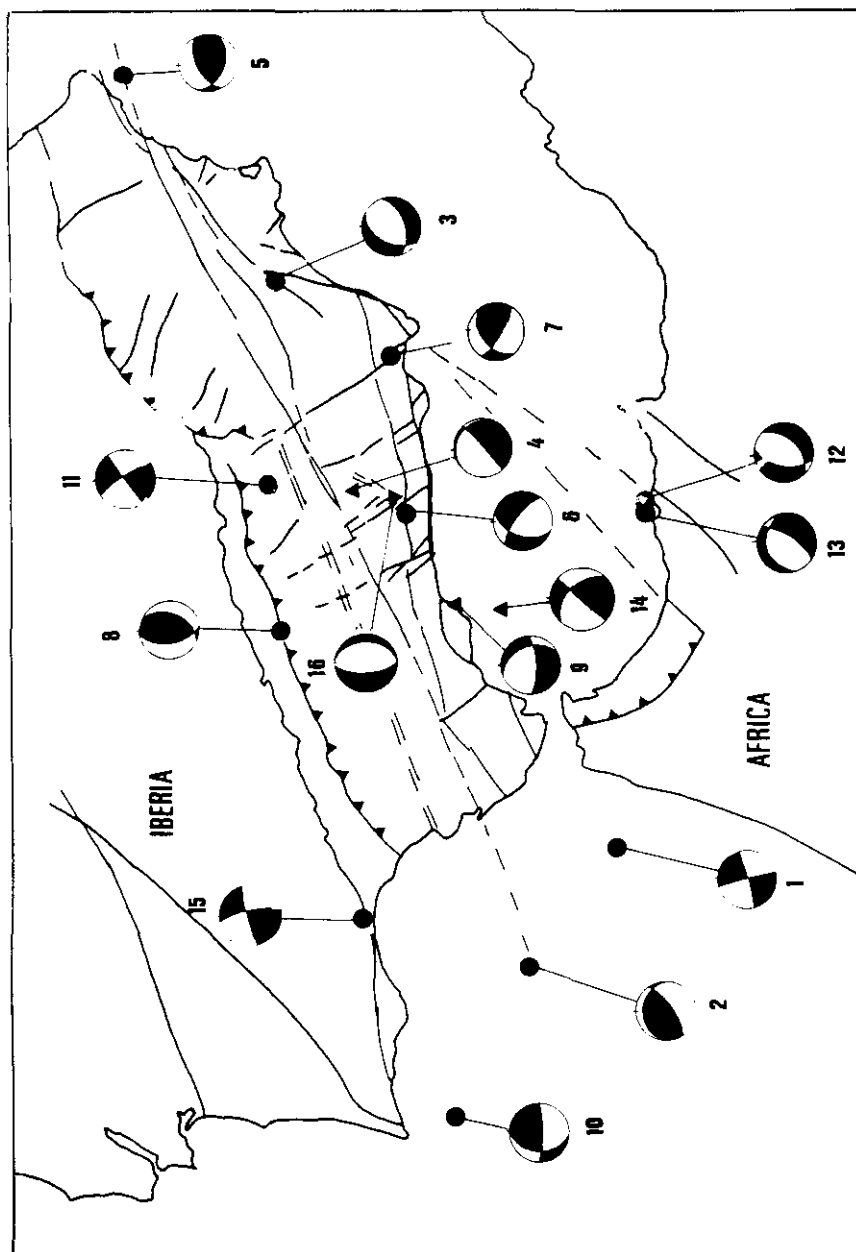


Figura 5.—Mecanismo focal de terremotos en el sur de Iberia y principales sistemas de fracturas. Los círculos corresponden a proyecciones estereográficas del hemisferio inferior de la esfera focal, el cuadrante negro representa las compresiones y el blanco las dilataciones.

embargo, impone también ciertos límites a las hipótesis sobre la evolución geológica, ya que la situación presente es consecuencia de dicha evolución. La información proporcionada por los terremotos se basa primeramente en su distribución espacial en superficie y profundidad. Los terremotos superficiales, de profundidad menor de entre 15/20 km, definen la llamada capa sismogénica de suficiente rigidez para romperse por fracturas frágiles y están relacionados con la fallas observables en el terreno y su continuación en profundidad. Por debajo de estas profundidades, el material es lo suficientemente plástico para que el material reaccione frente a los esfuerzos en forma de flujo o deslizamiento asísmico. Los terremotos de profundidad intermedia ( $30 \text{ km} < h < 200 \text{ km}$ ) y profundos ( $200 \text{ km} < h < 700 \text{ km}$ ), se relacionan con situaciones en las que el material rígido de la litosfera ha sido introducido en el manto superior, conservando su capacidad de producir terremotos por fractura frágil. Estas situaciones se relacionan, en general, con los procesos de subducción. La distribución en el tiempo del tamaño de los terremotos nos descubre las características de los ciclos sísmicos. El tamaño de los terremotos está relacionado con la longitud de las fallas. Terremotos grandes, sin embargo, pueden romper a lo largo de varias fallas en una fractura compleja. El mecanismo de los terremotos, finalmente, da información sobre la dirección del deslizamiento sobre el plano de falla y la orientación de los ejes principales de esfuerzos.

En la región de las Béticas, la orientación de los esfuerzos regionales debe deducirse del mecanismo de los terremotos grandes. Esta información no existe, salvo para los terremotos del cabo S. Vicente (1969) y El Asnam (1980), fuera de la región, pero suficientemente cercanos a ella. El mecanismo de estos terremotos corresponde a ejes de presión horizontales en dirección NW-SE (Bufo *et al.*, 1988). Esta dirección de esfuerzos coincide con la existente en la frontera de placas Eurasiática-Africana entre 12 grados oeste y Túnez (Udías y Bufo, 1991). Estos esfuerzos son los que existen en todo el material existente entre las zonas estables de Iberia y Africa (Bufo *et al.*, 1990). La región de las Béticas, juntamente con el mar de Alborán y el norte de Marruecos está, por lo tanto, sometida a este régimen de esfuerzos compresionales horizontales en dirección de NW-SE a N-S resultantes de la colisión entre Iberia y Africa (Figura 6).

Los terremotos superficiales de las Béticas se asocian a los tres juegos de fallas existentes. Los mecanismos obtenidos hasta la fecha dan una preponderancia de movimientos verticales en fallas normales correspondiendo a ejes de tensión horizontales de dirección mas o menos E-W. Estos mecanismos están asociados a fallas cortas de rumbo NW-SE, o NE-SW, al sur del accidente Cádiz-Alicante. En este área, por lo tanto, los esfuerzos actuantes son de tensiones E-

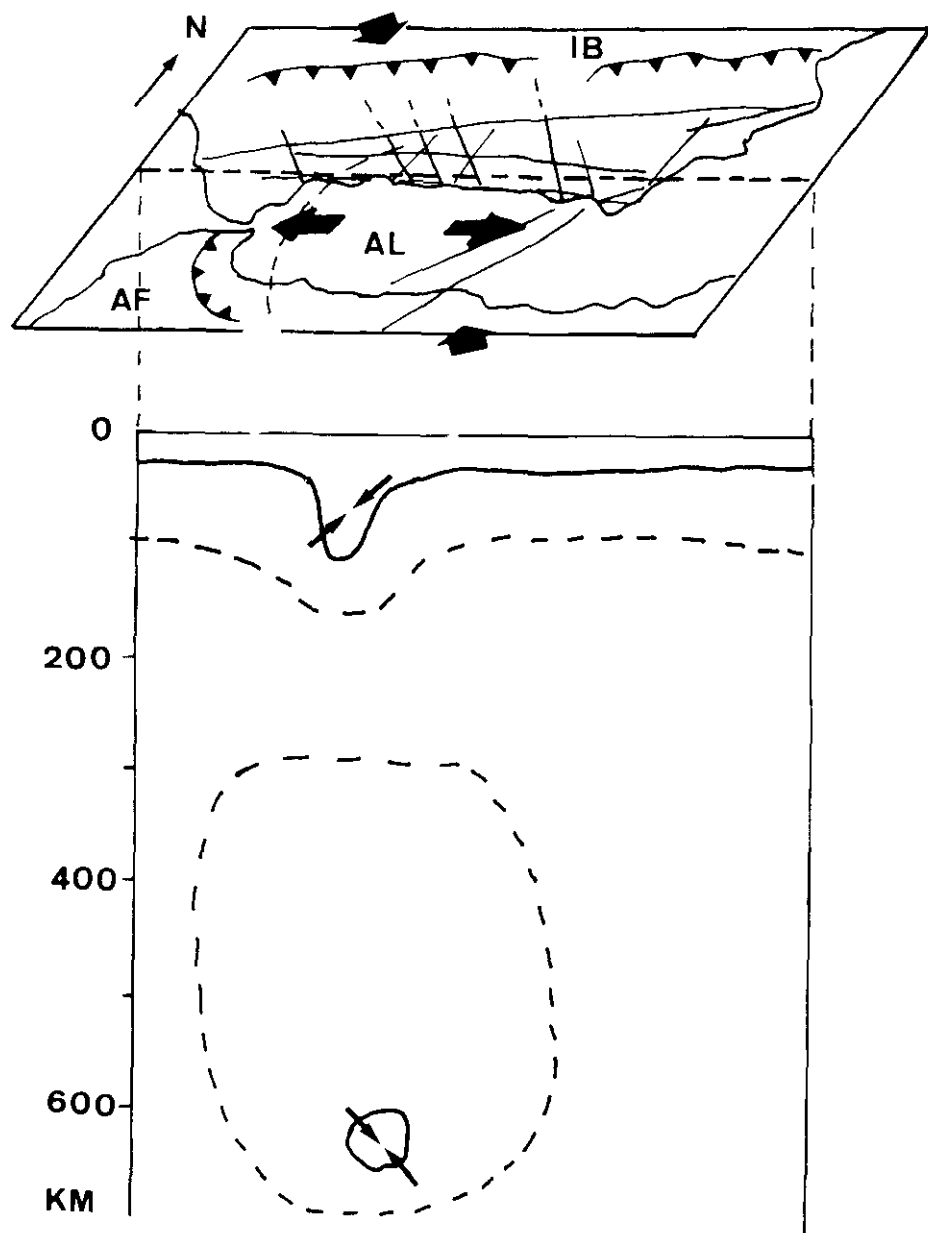


Figura 6.—Esquema sismotectónico y estructura profunda en la región de las Béticas.

W. Esto puede explicarse al extenderse el material de esta zona en dirección E-W bajo las presiones de dirección N-S, o NW-SE ya mencionadas. Esta situación puede extenderse a toda la zona entre las partes estables de Iberia y Africa y comprendiendo así, además de las Béticas, el mar de Alborán y parte del Rif, quedando limitada al este por el sistema de fallas de Alhama de Murcia, Palomares, Carboneras, y su prolongación en el mar de Alborán y en Africa por el accidente Trans-Agadir-Nekor. Según las observaciones geológicas, algunas de las fallas de las Béticas han tenido en el pasado importantes desplazamientos horizontales y esto no concuerda con los resultados del mecanismo de los terremotos. En concreto, la falla de Alhama de Murcia, se supone de desgarre con movimiento sinistroso, mientras que el mecanismo obtenido para el terremoto de 1977 es de falla normal. Al sur del accidente Cádiz-Alicante no se ha detectado hasta ahora ningún mecanismo claro de desgarre.

La distribución de los terremotos de profundidad intermedia y su mecanismo es mas difícil de explicar. La existencia de esta zona de terremotos a profundidad entre 20 km y 150 km indica la presencia de material suficientemente frío y frágil a dicha profundidad. Este material ha de haber sido empujado desde la superficie por algún tipo de proceso subductivo. La distribución N-S de los epicentros en superficie (figura 3) y la dirección de los ejes de presión de los mecanismos buzando hacia el W y NW indican que el material ha sido empujado desde el E y SE. Esta distribución no puede deberse simplemente al movimiento de convergencia entre Africa e Iberia, que resultaría en una distribución E-W de los epicentros y ejes de presión buzando hacia el N. Una explicación posible es que este material se haya introducido en el manto debido a un proceso muy lento debido a empujes relacionados con la migración del material de las Béticas hacia el W. El arco de Gibraltar puede haber actuado de tope a este movimiento obligando al material a introducirse en el manto. Este desplazamiento de las Béticas hacia el W, se supone que terminó en el Mioceno superior, pero el hundimiento del material puede haber continuado por mas tiempo. No se trata de una subducción en el sentido estricto del término, aunque si en un sentido mas general.

Todavía mas difícil es explicar la presencia de los terremotos a 640 km de profundidad. La ausencia de terremotos entre 150 km y 640 km indica que se trata de dos fenómenos de distinto origen. El mecanismo de los terremotos es también distinto, con los ejes de presión de los terremotos profundos buzando hacia el E. Esta dirección es única en toda la región Mediterránea, ya que en todas las otras zonas de terremotos profundos, el buzamiento es siempre hacia el NW o W (Udías y Bufo, 1991). La dimensión del bloque sismogénico es muy probable que no llegue a los 100 km. El terremoto de 1954 de magnitud 7 tuvo unas

dimensiones de unos 30 km (Chung y Kanamori, 1976). Sin embargo, trabajos recientes de tomografía sísmica han detectado en esta región una anomalía de velocidad sísmica positiva entre 200 km y 700 km de profundidad (Blanco y Spakman, 1992). Esta anomalía ha sido interpretada en términos de una laja de material litosférico subducida y desprendida de la superficie. El hecho que los focos sísmicos están concentrados en un volumen muy pequeño indica que sólo este volumen conserva suficiente rigidez para producir terremotos. El origen de este material subducido a tan gran profundidad es muy incierto. La falta de continuidad entre los focos profundos y los intermedios indica que se trata de dos procesos distintos. El material más profundo ha debido ser subducido con anterioridad al Mioceno inferior y puede estar relacionado con el proceso de convergencia entre Iberia y Africa. Posteriormente el material se ha desligado de la superficie y hundido más profundamente. La expresión superficial de esta subducción ha sido borrada por los procesos siguientes de estructuración de la Béticas, con desplazamiento de su material hacia el W y formación del frente de material hundido hasta 150 km de profundidad.

En conclusión, de los datos de sismicidad y mecanismo de los terremotos, se deduce que la región de las Béticas está sometida a esfuerzos compresionales horizontales en dirección NNW-SSE, resultantes del movimiento de convergencia entre la placa Africana y el bloque de la península Ibérica. Estos esfuerzos son acomodados por las numerosas fracturas que cruzan la región en movimientos predominantemente verticales de fallas normales correspondientes a tensiones horizontales de dirección E-W. Los terremotos de profundidad intermedia ( $h < 150$  km) y profundos ( $h = 640$  km) se pueden relacionar con dos procesos distintos de subducción.

### **Agradecimientos**

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. J. Mezcua del Instituto Geográfico Nacional, Madrid, quien proporcionó los datos y mapas de sismicidad. Este trabajo ha sido subvencionado en parte por la DGICYT, proyecto PB-89-0097 y por la CEE, proyecto SC1\*0176-C(SMA). Publicación 340 del Departamento de Geofísica de la Universidad Complutense, Madrid.

## BIBLIOGRAFIA

- Blanco, M. J., y W. Spakman (1992): «The P velocity structure of the mantle below the Iberian peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain». *Tectonophysics* (in press).
- Bousquet, J. C., y H. Phillip (1976): «Observations microtectoniques sur la compression Nord Sud quaternaire des Betiques Orientales (Espagne meridional, Arc de Gibraltar)». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3, 711-724.
- Bufo, E., A. Udías y J. Mezcu (1988): «Seismicity and focal mechanisms in south Spain». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2008-2024.
- Bufo, E., A. Udías y J. Mezcu (1990): «Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí». *Rev. de Geofísica*, 46, 171-180.
- Bufo, E., y A. Udías (1991): *Focal mechanisms of earthquakes in Gulf of Cádiz, south Spain and Alboran Sea. Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian región*. Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 29-40.
- Bufo, E., A. Udías y R. Madariaga (1991): «Intermediate and deep earthquakes in Spain». *PAGEOPH*, 136, 4, 375-393.
- Chung, W., y H. Kanamori (1976): «Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of 29 March 1954». *Phys. Earth Plan. Int.*, 13, 85-96.
- Larouzière, F., J. Bolza, P. Bordet, J. Hernández, C. Montenant y P. Ott d'Estevou (1988): «The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene». *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Rueda, J., J. Mezcu y E. Bufo (1992): «Estudio del terremoto de Almería de 13 de Septiembre de 1984 y su serie de réplicas». *Rev. de Geofísica*, 48 (en prensa).
- Sanz de Galdeano, C. (1983): «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
- Udías, A., y E. Bufo (1991): «Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes». *PAGEOPH*, 136, 4, 433-448.