

MECANISMOS FOCALES EN EL SUR DE ESPAÑA: PERIODO 1965-1985

P. Coca * y E. Buforn *

RESUMEN

En este trabajo, se presentan los mecanismos focales de terremotos ocurridos en el período 1965-1985 en el sur de España. Se han seleccionado 95 terremotos, cuya magnitud oscila entre 3,5 y 5,5. De ellos se han calculado el mecanismo focal individual de 16 terremotos, 13 corresponden a terremotos superficiales ($h < 30$ km) y 3 a terremotos de profundidad intermedia ($30 < h < 150$ km). De las soluciones obtenidas, 6 corresponden a fallas normales, 4 indican movimientos de fallas inversas, y 3 corresponden a fallas de desgarre. Se han calculado 7 soluciones conjuntas de grupos de terremotos, constituidos todos ellos por sismos superficiales. De estos mecanismos conjuntos, se han obtenido 5 soluciones que corresponden a falla normal y 2 a fallas inversas. Los resultados se correlacionan con las principales fracturas de la región, con el fin de interpretarlos desde el punto de vista sismotectónico.

Palabras clave: Mecanismo focal, sismicidad, sismotectónica, sur de España.

ABSTRACT

Focal mechanism of 95 earthquakes for the period 1965-1985 with magnitude between 3.5 and 5.5 in south of Spain are studied. Fault-plane solutions for 16 individual events have been calculated [13 correspond to shallow earthquake ($h < 30$ km) and 3 to events with intermediate depth ($30 < h < 150$ km)]. Of the solutions, 6 correspond to normal faults, 4 to inverse faults and 3 to strike-slip faults. Joint solutions have been calculated for 7 groups of earthquakes. They correspond, 5 to normal faults and 2 to inverse faults. The results have been correlated with the main geological faults in the area.

Key words: Focal mechanism, seismicity, seismotectonic, south of Spain.

Introducción

El sur de España forma parte de la región Ibero-Magrebí, que comprende a la Península Ibérica y el Magreb (zona noroccidental de Africa), y cuyos límites norte y sur son la Meseta Ibérica y la Cordillera del Atlas respectivamente, mientras que los límites oeste y este se extienden desde la costa atlántica de Portugal y Marruecos hasta Túnez.

Sobre este área se han realizado diversos trabajos de sismicidad y sismotectónica. Dichos estudios la abarcan total o parcialmente. Entre ellos se pueden mencionar los de Munuera, 1963; Shenkareva, 1964; Udías y López Arroyo, 1972; Udías *et al.*, 1976; Ben

Sarí, 1978; Hatzfeld, 1978; Deschamps *et al.*, 1982; Mezcua y Martínez Solares, 1983; Udías y Buforn, 1985; Moreira, 1985; Meghraoui *et al.*, 1986; Vidal, 1986; Buforn *et al.*, 1988; Meghraoui, 1988; Buforn *et al.*, 1990; Mezcua y Udías, 1991; Medina y Cherkoui, 1991, 1992.

La sismicidad de la zona viene determinada por el contacto que se produce entre las placas de Eurasia y Africa, en su parte continental más occidental, y está caracterizada por la ocurrencia continua de sismos moderados ($3 < M < 5$), y por la existencia de terremotos grandes, más separados en el tiempo. Además, los terremotos pueden localizarse tanto en tierra como en el mar, y su profundidad varía, exis-

* Departamento de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

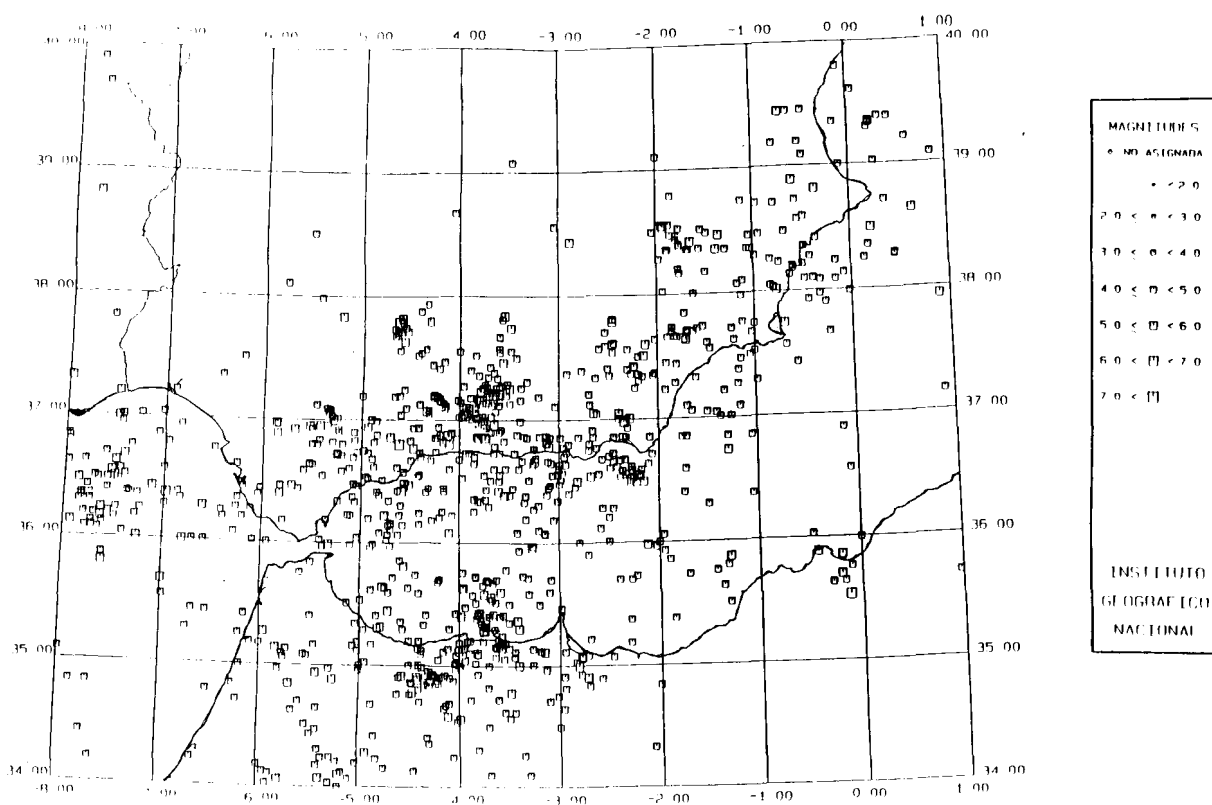


Fig. 1.—Distribución epicentral en la región Ibero-Magrebí durante el período 1965-1985 con $M > 3$ (Banco de Datos Sísmicos, Instituto Geográfico Nacional).

tiendo sismos superficiales, intermedios ($30 \text{ km} < h < 150 \text{ km}$) e incluso algunos profundos ($h = 640 \text{ km}$) aunque éstos son más escasos. En la figura 1 se ha representado la sismicidad de una parte de la región Ibero-Magrebí para terremotos cuya magnitud varía entre 3 y 5, durante el período 1965-1985. Los datos están tomados del Banco de Datos Sísmicos del Instituto Geográfico Nacional (Madrid).

En concreto, la actividad sísmica del sur de España está limitada por la depresión del Guadalquivir. Si analizamos la figura 1, se observa una concentración de epicentros entre 36 y 37°N en el Golfo de Cádiz. La distribución de los epicentros se amplía al este del estrecho de Gibraltar, extendiéndose al norte de África y por el sur de España y el mar de Alborán. En general, puede observarse que el número de epicentros aumenta de oeste a este para alcanzar una mayor concentración, en la zona de la depresión de Granada (alrededor de los 4°O), en el sur de España, y en el norte de Marruecos en la misma longitud. Hacia el este, el número de epicentros disminuye. En la figura sólo se han representado los terre-

mos superficiales pero, es precisamente en la región situada entre Málaga y Granada, donde se localiza la sismicidad a profundidades intermedia y profunda (Munuera, 1963; Hatzfeld, 1978; Buforn *et al.*, 1988). En el mar de Alborán, se observa una distribución de epicentros bastante uniforme, con una mayor concentración en la parte occidental que en la oriental. En la Península Ibérica, al norte de la depresión del Guadalquivir, tan sólo se localizan algunos eventos aislados. La zona situada al sur de la depresión del Guadalquivir, es la Cordillera de las Béticas formada por zonas internas y externas. La geología de la región es muy compleja, estando la zona afectada por diversos sistemas de fallas, y que de acuerdo con Sanz de Galdeano (1983) pueden agruparse en tres grandes sistemas (fig. 2). El primer sistema está formado por fracturas de dirección ENE-OSO, destacando el accidente Cádiz-Alicante, zona de fallas formada por diversas fracturas que en conjunto van desde la costa de Cádiz al mar Mediterráneo cerca de Alicante. También forman parte de este sistema, fallas en dirección E-O, como la que recorre el corredor de las Alpujarras, o las paralelas a la cos-

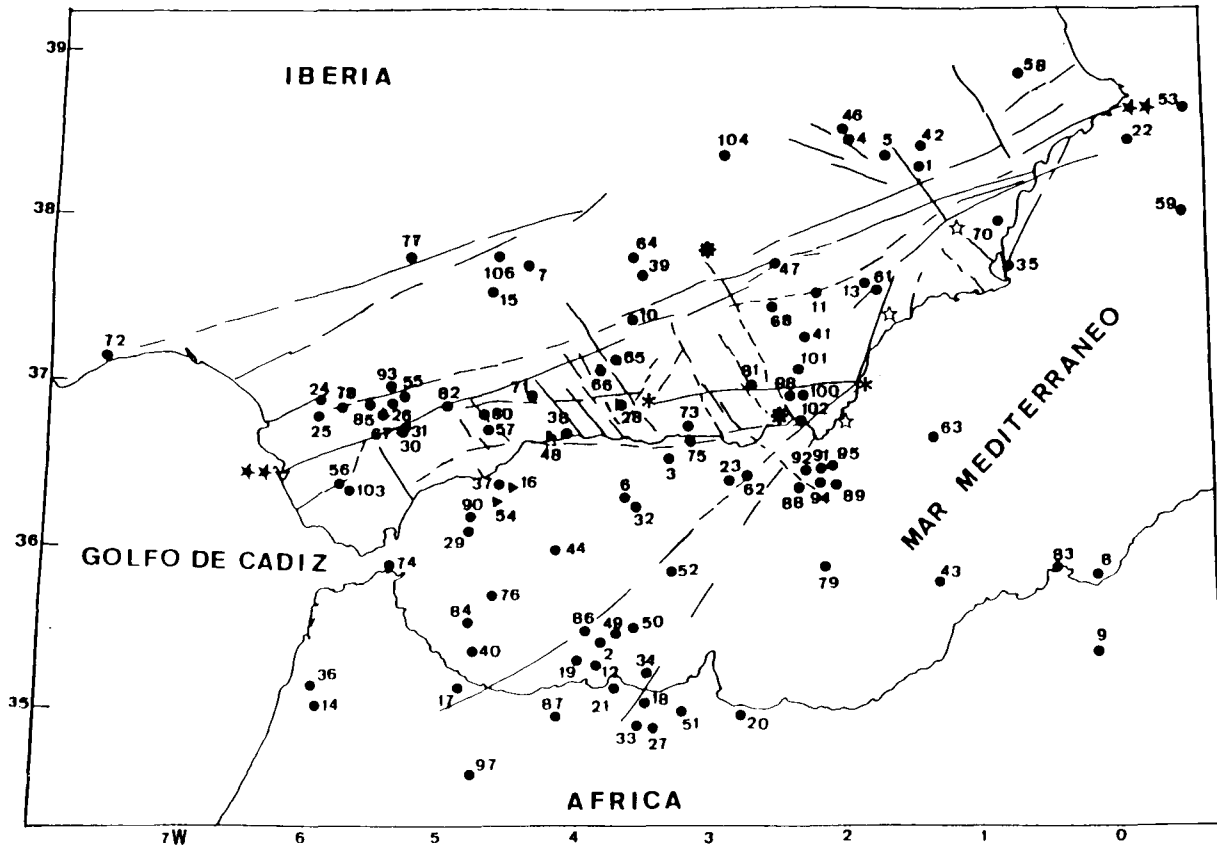


Fig. 2.—Distribución de epicentros durante el período 1965-1985 con magnitudes $3.5 < M < 5$ y principales fracturas de la región: ★★ Accidente Cádiz-Alicante ● Falla de Tiscar. ☆ Fracturas: Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras. * Corredor de Alpujarras (según Sanz de Galdeano, 1983).

ta entre Málaga y Almería. El segundo sistema está formado por fracturas más cortas que las del primero y con una dirección $30^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{O}$ desde la costa sur hasta la depresión del Guadalquivir, la falla de Tiscar es una de las más largas de este sistema. El tercer grupo de fallas presente en el este de la región, está constituido por fracturas con dirección $10^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{E}$ y su accidente más notable es el de Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras.

Con anterioridad a los años 80, debido al escaso número de estaciones sísmicas existentes en la zona y a su mala cobertura, resultaba difícil determinar el mecanismo focal individual de los terremotos de magnitud moderada ocurridos en el área anteriores a esta fecha. Asimismo, al tratarse de registros de tipo analógico, en muchos casos es difícil el poder estimar las primeras llegadas para los terremotos de $M < 5$. Existen pocos estudios de mecanismo focal individual para terremotos en esta región antes de esta época, y en general corresponden a sismos de magnitud superior a 5.5. Entre estos trabajos se en-

cuentran los de los terremotos del 19 de mayo de 1951 (Chacón, 1965), el de 15 de marzo de 1964 (Udías, 1967; Udías y López Arroyo, 1970; Grimson y Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1988), el terremoto del 28 de febrero de 1969 (Udías y López Arroyo, 1972; Buforn *et al.*, 1988), o de terremotos profundos como el de 29 de marzo de 1954 de magnitud 7 (Bonelli y Carrasco, 1957; Chung y Kanamori, 1976), y el sismo de 30 de enero de 1973 (Udías *et al.*, 1976; Grimson y Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1991). Además deben destacarse los trabajos de Hatzfeld (1978), Hatzfeld y Frogneux (1980) y Vidal (1986), donde se han realizado estudios de mecanismo focal y sismotectónica, para terremotos situados fundamentalmente en el mar de Alborán. A partir de 1980, el IGN comienza un proyecto para mejorar el registro de los terremotos que afectan al territorio español (con estaciones de la Red Sismológica Nacional de tipo telemétrico digital), por lo que los datos empleados en los mecanismos focales han mejorado debido al aumento en el número de estaciones sismo-

lógicas existentes, cubriéndose con ellas, con mayor densidad el territorio nacional (Mezcua y Martínez Solares, 1983), así como por el hecho de tratarse de registros digitales.

Este trabajo pretende llenar el vacío de estudios de mecanismos focales para terremotos de magnitud moderada ($M < 5.5$) existentes en la región, ocurridos en el período 1965-1985, es decir, antes de la instalación de la mayor parte de las estaciones de la Red Sísmica Nacional con enlace telemétrico. Hay que tener en cuenta que dado el número relativamente pequeño de mecanismos focales realizados en la zona, cualquier dato que aporte información al problema debe ser tenido en cuenta.

Datos y método empleados

El área de estudio comprende la zona entre 34-39°N y 1°E-8°O, y en ella, se seleccionaron inicialmente 95 terremotos, de magnitud entre 3.5 a 5.5, para el período 1965-1985. La gran mayoría de los datos utilizados en este trabajo, no han sido empleados previamente en anteriores estudios de mecanismos focales. Los epicentros de dichos eventos se muestran en la figura 2 (Banco de Datos Sísmicos, Instituto Geográfico Nacional, Madrid), además también se han representado las principales fracturas de la zona. Como puede observarse la gran mayoría de los sismos está localizada al sur del accidente Cádiz-Alicante. De estos terremotos, 92 son superficiales, 3 son de profundidad intermedia ($30 \text{ km} < h < 150 \text{ km}$), y en cuanto a la magnitud, 91 terremotos tienen magnitudes comprendidas entre 4 y 5, uno posee magnitud inferior a 4, y tan sólo 3 sismos tienen magnitud igual o superior a 5.

El método utilizado para la determinación de los mecanismos focales de los terremotos, se basa en la polaridad del primer impulso de la onda P. Con este fin se leyó el signo del primer impulso de la onda P, en las bandas originales, recopiladas en diferentes observatorios sismológicos. Los datos son analógicos, y la componente utilizada, es la vertical de período corto. El método de análisis empleado para la obtención del mecanismo focal, es un método numérico basado en el algoritmo de Brillinger *et al.* (1980). Este permite obtener la orientación de los ejes de esfuerzos y planos de falla, además de sus errores estándar, por medio de la minimización de una función de máxima verosimilitud, que relaciona los valores observados y los parámetros a determinar (Udías y Buforn, 1988). Además con este método, es posible determinar soluciones conjuntas, en caso de que el número de observaciones no sea suficiente para obtener el mecanismo individual de cada terremoto. Si todos los terremotos ocurridos en una zona, pertene-

cen a un mismo grupo, se obtiene un patrón regional de esfuerzos único y en caso contrario, es posible separarlos en grupos, con la misma orientación de esfuerzos. De esta forma, se obtiene la solución compuesta, que agrupa a los terremotos cuyos mecanismos focales son similares, eliminando los sismos cuyas soluciones sean diferentes de las del grupo. Todos los métodos basados en la primera llegada de la onda P, presentan una ambigüedad, ya que de los dos planos de falla hallados, no se puede distinguir cuál es el plano de falla y cuál el auxiliar, por lo que se recurre a otras características de la zona como es la geología, para deshacer dicha ambigüedad.

El modelo de corteza utilizado, para la determinación del ángulo de incidencia en el foco, ha sido obtenido a partir de los resultados obtenidos por diversos autores (Banda y Ansorgue, 1980) de perfiles sísmicos realizados en la zona. Está formado por una corteza de 30 km de espesor y un gradiente de velocidad que varía con la profundidad ($V = 5,0 + 0,0833 z$) sobre un manto con un gradiente diferente [$V = 8,0 + 0,0018 (z - 30)$], y ha sido empleado en otros estudios (Buforn *et al.*, 1988).

Mecanismos focales

A partir de los datos de los 95 terremotos iniciales, se han hecho estudios de mecanismos focales individuales y conjuntos. El estudio individual es sólo posible si el número de observaciones es grande o si la cobertura azimutal de la esfera focal es buena. El criterio seguido para hacer un estudio individual fue que para el terremoto elegido existieran 10 o más lecturas claras del primer impulso de la onda P. Esto lo cumplían 16 terremotos, 13 de los cuales son superficiales ($h < 30 \text{ km}$) y los otros tres con el foco situado a profundidad intermedia ($60 \text{ km} < h < 105 \text{ km}$). Los datos hipocentrales de los terremotos estudiados individualmente, se muestran en la tabla 1. Dichos datos proceden del Banco de Datos del Instituto Geográfico Nacional. Para el resto de los sismos se calcularon soluciones compuestas. Por ello se agruparon los terremotos siguiendo un criterio geográfico, ya que se hace la hipótesis de que en una zona relativamente pequeña, el patrón de esfuerzos debe ser único. En caso contrario, como ya se ha indicado, el método utilizado permite separar los sismos en grupos según la diferente orientación de los ejes de esfuerzos. Se obtuvieron siete grupos constituidos todos ellos por terremotos superficiales, con un total de 35 sismos, y cada uno de ellos con al menos 4 lecturas claras de la primera llegada de la onda P. En la tabla 2 se muestran las coordenadas hipocentrales de estos terremotos. El resto de los eventos, 44, no se han estudiado debido a que el

Tabla 1.—Parámetros hipocentrales de los terremotos individuales

N.º	Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Mag.
16	13.02.68	18-57-33.40	36.48N	4.56O	91	4.3
21	30.10.68	11-41-55.70	35.28N	3.76O	5	4.6
48	13.06.74	04-20-08.20	36.87N	4.12O	60	4.1
54	07.08.75	15-30-24.30	36.41N	4.59O	105	5.2
65	20.03.79	21-53-56.40	37.16N	3.79O	5	4.1
67	01.05.79	13-49-53.60	36.95N	5.42O	24	4.0
68	14.05.79	01-47-46.10	37.60N	2.46O	5	4.2
70	25.10.79	15-29-48.50	38.01N	0.77O	20	4.3
71	22.12.79	23-45-12.20	37.06N	4.34O	40	4.0
78	03.12.80	22-16-27-30	36.92N	5.67O	27	4.3
80	21.01.81	20-38-39.20	36.85N	4.71O	5	4.0
83	19.04.81	19-29-35.60	35.89N	0.43O	16	4.2
89	06.01.83	21-55-55.10	36.49N	2.15O	12	4.7
95	20.03.83	06-59-13.30	36.55N	2.20O	6	4.4
104	10.04.85	00-36-01.00	38.43N	2.88O	5	4.2
106	26.05.85	19-07-44.00	37.79N	4.64O	5	4.5

número de observaciones disponibles, era muy escaso para hacer un estudio individual y no ha sido posible agruparlos de manera que sigan un patrón regional de esfuerzos.

En general la calidad de las soluciones obtenidas, puede clasificarse a partir de las estimaciones de los errores estándar de los ejes T y P y planos de falla, del porcentaje de aciertos (score) y del número de observaciones. En nuestro caso, se han introducido tres categorías: A, B y C, para clasificar la calidad de las soluciones. Un sismo de categoría A, es aquel que tiene una buena distribución acimutal (la esfera focal cubierta en la mayoría de sus acimutes), los errores de los ejes y planos de falla menores de 15° y el score superior a 0,75. Con este criterio un sismo de categoría A representa una buena solución. Un evento de calidad B presenta una ausencia de observaciones en un cuarto de esfera focal, errores de ejes y planos de falla entre 15 y 25°, el score de 0,65 a 0,75, luego la calidad de la solución sería aceptable. Por último un sismo de categoría C, presenta la mitad de la esfera focal falta de observaciones, errores de ejes y planos de falla mayores de 25° y el score inferior a 0,65, luego la calidad de un sismo con estas características sería deficiente, por lo que las soluciones son de poca fiabilidad y hay que ser crítico a la hora de valorar su interpretación, sin embargo no por esto las soluciones deben ser eliminadas. Estos criterios se van a utilizar tanto para las soluciones individuales como para las conjuntas. Las observaciones disponibles de cada sismo individual y de los grupos representadas en la esfera focal, se pueden encontrar en el Anexo y en Coca (1993), respectivamente.

Tabla 2.—Parámetros hipocentrales de los terremotos de las soluciones conjuntas

N.º	Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Mag.
GRUPO 1						
2	19.04.65	03-08-03.00	35.58N	3.75O	5	4.2
18	17.04.68	09-12-06.90	35.28N	3.75O	22	5.0
19	17.04.68	09-43-41.50	35.40N	3.98O	5	4.0
20	02.09.68	12-38-24.70	35.08N	2.79O	5	4.0
40	01.02.72	11-42-22.30	35.44N	4.71O	5	4.1
49	14.07.74	02-55-26.00	35.56N	3.68O	5	4.4
84	26.06.81	02-39-29.50	35.63N	4.47O	27	4.0
GRUPO 2						
25	04.06.69	02-26-17.80	36.89N	5.86O	26	4.0
82	25.01.81	05-18-07.80	36.93N	4.93O	5	4.4
85	12.10.81	02-13-59.00	36.95N	5.52O	19	4.0
93	08.02.83	08-08-14.90	37.05N	5.32O	5	4.1
103	28.09.84	03-02-02.00	36.47N	5.25O	10	3.5
GRUPO 3						
7	17.05.67	20-14-07.80	37.79N	4.31O	19	4.1
10	25.07.67	02-24-20.20	37.46N	3.56O	5	4.5
64	28.12.78	21-30-59.80	37.84N	3.54O	5	4.3
GRUPO 4						
3	07.08.65	21-29-39.20	36.66N	3.24O	9	4.1
6	29.05.66	14-30-28.80	36.41N	3.60O	5	4.1
28	14.10.69	15-18-43.60	36.95N	3.65O	5	4.3
73	30.05.80	16-32-58.80	36.82N	3.12O	5	4.0
75	27.09.80	19-39-15.30	36.78N	3.10O	5	4.3
GRUPO 5						
81	22.01.81	21-29-41.00	37.05N	2.65O	5	4.0
92	21.01.83	09-10-05.10	36.55N	2.29O	13	4.2
94	27.02.83	10-50-36.10	36.49N	2.22O	5	4.1
98	12.09.84	13-53-43.00	37.01N	2.37O	5	4.1
100	13.09.84	09-08-06.00	36.97N	2.30O	10	4.4
101	13.09.84	11-40-04.00	37.03N	2.32O	5	4.8
102	13.09.84	12-03-49.00	36.78N	2.28O	19	4.2
GRUPO 6						
1	06.04.65	17-39-42.30	37.51N	2.14O	27	4.2
13	04.01.68	06-42-14.40	37.60N	2.12O	5	4.0
41	16.03.72	21-31-32.70	37.42N	2.24O	5	4.8
GRUPO 7						
4	08.10.65	12-07-49.30	38.55N	1.94O	9	4.0
5	08.10.65	13-22-56.90	38.42N	1.64O	5	4.0
11	29.07.67	21-54-29.60	38.36N	1.38O	5	4.2
42	14.04.72	03-22-17.20	38.47N	1.35O	5	4.2
46	11.03.73	12-54-19.30	38.53N	1.93O	5	4.1

Soluciones individuales

Las soluciones de mecanismos focales obtenidos para los sismos estudiados individualmente, se muestran en la tabla 3, donde se han incluido el número de lecturas (N) disponibles en cada evento, así como el tanto por ciento de acierto (score). En la figura 3 se muestran las soluciones obtenidas para los terremotos superficiales individuales ($h < 30$ km) cuyos planos de falla y ejes de esfuerzos aparecen en la tabla anterior, además de las principales fracturas de la región. El estudio va a hacerse de oeste a este, se-

Tabla 3.—Soluciones individuales. Orientación de los ejes principales de esfuerzos y planos de falla

N.º	Ejes T.P		Planos de falla			N	P	Calidad
	θ	ϕ	Φ	δ	λ			
21	T:61 ± 16 P:70 ± 6	249 ± 23 148 ± 31	A: 20 ± 27 B:286 ± 28	84 ± 26 55 ± 9	145 ± 7 7 ± 32	11	0.91	B
65	T:82 ± 16 P:81 ± 10	271 ± 14 180 ± 14	A:316 ± 15 B:225 ± 14	78 ± 39 89 ± 17	-179 ± 17 -12 ± 39	13	0.77	B
67	T:66 ± 42 P:41 ± 58	115 ± 31 235 ± 35	A:249 ± 56 B: 0 ± 43	35 ± 28 76 ± 53	-24 ± 100 -122 ± 37	13	0.85	B
68	T:83 ± 12 P:36 ± 18	344 ± 30 84 ± 20	A:107 ± 17 B:226 ± 36	49 ± 5 61 ± 18	-40 ± 29 -131 ± 15	12	0.92	B
70	T:88 ± 52 P:79 ± 61	285 ± 32 15 ± 27	A: 59 ± 30 B:150 ± 29	81 ± 76 83 ± 27	-7 ± 27 -170 ± 76	11	0.82	C
71	T:71 ± 40 P:19 ± 39	297 ± 5 129 ± 22	A:210 ± 6 B: 21 ± 14	64 ± 40 26 ± 38	-86 ± 176 -98 ± 18	12	0.92	C
78	T:52 ± 232 P:85 ± 212	73 ± 33 167 ± 167	A:114 ± 29 B:217 ± 34	68 ± 42 61 ± 77	32 ± 294 155 ± 115	17	1.00	B
80	T:35 ± 5 P:88 ± 3	5 ± 4 273 ± 6	A: 33 ± 7 B:153 ± 5	53 ± 3 56 ± 4	44 ± 6 134 ± 6	10	0.80	B
83	T:78 ± 7 P:57 ± 12	64 ± 7 162 ± 6	A:198 ± 9 B:297 ± 7	57 ± 6 76 ± 12	-16 ± 14 -146 ± 6	13	0.85	B
89	T:59 ± 358 P:76 ± 112	20 ± 142 118 ± 38	A:163 ± 130 B: 66 ± 52	58 ± 249 78 ± 10	166 ± 251 33 ± 94	12	1.00	C
95	T:82 ± 2 P:58 ± 5	134 ± 4 228 ± 4	A:266 ± 5 B: 5 ± 3	62 ± 3 74 ± 3	-18 ± 4 -151 ± 3	12	1.00	B
104	T:76 ± 7 P:72 ± 8	161 ± 5 256 ± 5	A:298 ± 6 B: 29 ± 5	67 ± 4 88 ± 9	-3 ± 10 -157 ± 4	10	1.00	A
106	T:83 ± 9 P:18 ± 27	57 ± 30 304 ± 39	A:128 ± 167 B:342 ± 16	40 ± 33 55 ± 11	-116 ± 48 -110 ± 54	15	0.67	B
TERREMOTOS INTERMEDIOS								
16	T:45 ± 66 P:47 ± 39	158 ± 212 319 ± 141	A:334 ± 77 B:239 ± 136	10 ± 244 90 ± 18	175 ± 357 80 ± 312	10	1.00	B
48	T:65 ± 21 P:32 ± 10	152 ± 20 15 ± 53	A: 78 ± 21 B:207 ± 47	72 ± 32 27 ± 10	-69 ± 18 -138 ± 77	10	1.00	B
54	T:25 ± 300 P:82 ± 87	178 ± 153 71 ± 344	A:186 ± 126 B:321 ± 135	42 ± 104 57 ± 37	52 ± 160 118 ± 10	12	1.00	B

N = número de observaciones.

P = porcentaje de acierto.

 θ = ángulo que forma con la vertical. ϕ = acimut de la estación respecto del epicentro. Φ = rumbo. δ = ángulo de buzamiento. λ = ángulo de deslizamiento.

parando los terremotos localizados en la zona de las Béticas según estén al norte del accidente Cádiz-Alicante, o al sur del mismo, de los situados en el mar de Alborán, y costa norte de Africa.

Al norte del accidente Cádiz-Alicante se localizan dos sismos, el 104 y 106. El evento 106 representa una solución de falla normal y planos orientados en dirección NON-SES, podría asociarse a una prolongación hacia el norte de una falla del sistema N30-60O, mientras que el sismo 104 presenta una solución de falla de desgarre pero no puede asociarse a ninguna fractura de la zona (debido a que no se ha

cartografiado ninguna fractura en las proximidades de su epicentro), a pesar de que su solución es aceptable (calidad A). Al sur del accidente Cádiz-Alicante, se localizan 7 terremotos, 3 con solución de falla normal (67, 71 y 68), 2 con solución de falla inversa (78 y 80) y 2 con solución de falla de desgarre (65 y 70). En general, en estas soluciones se puede asociar uno de sus planos de falla con alguna de las fracturas presentes en la región. Por ejemplo, el sismo 78 presenta un plano orientado en dirección NE-SO puede asociarse a fracturas paralelas al norte del accidente Cádiz-Alicante. El sismo 67 tiene en su solución un

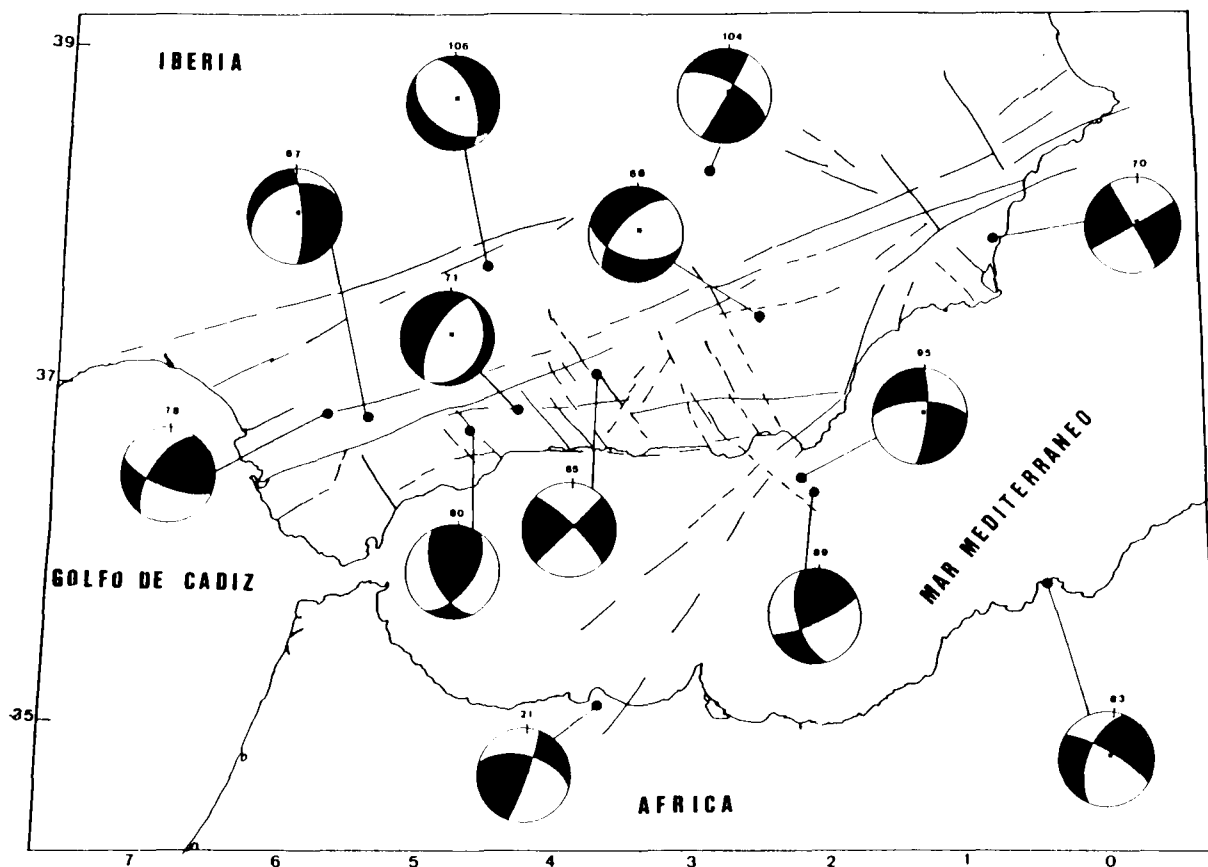


Fig. 3.—Mecanismos focales individuales de terremotos superficiales, y principales sistemas de fracturas en las Béticas.

plano de falla orientado en la dirección ENE-OSO ($\phi = 69^\circ$) que podría asociarse también al accidente al norte del Cádiz-Alicante. La solución del evento 80 es una falla inversa con un plano de falla orientado NO-SE ($\phi = 153^\circ$) que podría asociarse a una fractura del sistema N30-60O en la zona de Alora, pero hay que tener en cuenta que el eje de presión está orientado E-O ($\phi = 273^\circ$), dirección de compresión que no coincide con el patrón de esfuerzos encontrado por otros autores en la región (Buforn *et al.*, 1988). Sin embargo, el evento 71, situado en Archidona no puede asociarse a ninguna falla del área, debido a que la orientación de los planos de falla no coincide con orientación de las fracturas cartografiadas de la zona. El sismo 70 situado en las proximidades de San Miguel de Salinas se puede asociar a la falla de Miguel de Salinas de dirección NO-SE. Ambos casos tienen calidad C en sus soluciones. El evento 65 ($N = 13$) puede relacionar los dos planos de falla obtenidos en su solución, el orientado en la dirección NE-SO podría asociarse a una fractura del sis-

tema N10-30E, y el orientado en la dirección NO-SE a una fractura del sistema N30-60O. Este sismo ha sido estudiado por Vidal (1986), donde se recogen 16 observaciones y se obtiene como solución una combinación de fallamiento inverso y de desgarre con un eje de tensión en la dirección N-S. En nuestra solución el eje de presión es también N-S, por lo que coincide con el patrón regional de esfuerzos obtenido para esta zona por otros autores (Buforn *et al.*, 1991). El sismo 68 cuya solución es una falla normal con un plano orientado en la dirección E-O, que puede asociarse con fallas en dirección E-O presentes en la zona, el otro plano de falla de dirección NE-SO podría asociarse al sistema de fracturas Cádiz-Alicante.

En el mar de Alborán y la costa norte de Africa, se encuentran localizados cuatro terremotos, dos de ellos con solución de falla normal con gran componente de desgarre (83 y 95) y otros dos con solución de falla inversa (21 y 89) también con gran componente de desgarre. El sismo 21 puede asociar el plano de falla orientado en dirección NNE-SSO a una

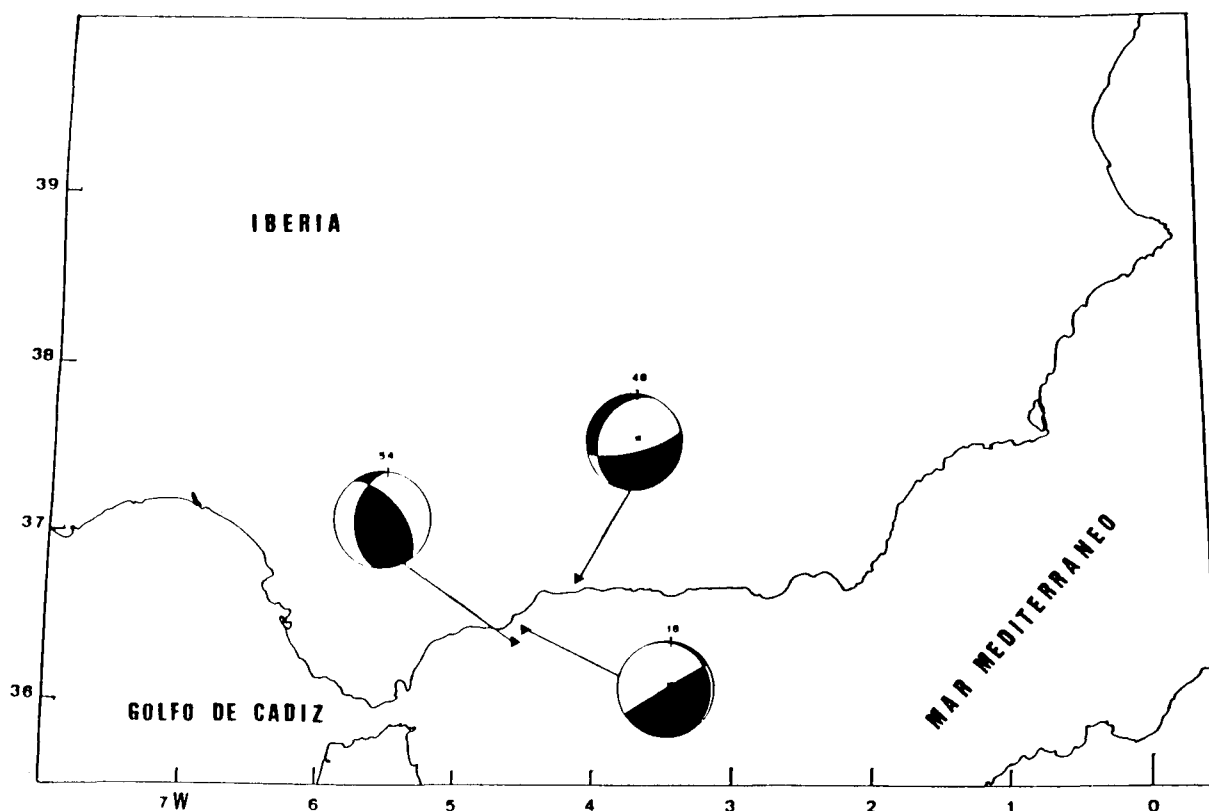


Fig. 4.—Mecanismos individuales de terremotos intermedios.

prolongación bajo el mar de Alborán del sistema Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras. Los sismos 89 y 95 tienen sus epicentros muy próximos entre sí, frente al Cabo de Gata, sin embargo sus soluciones son opuestas, de falla inversa y normal, el eje de presión horizontal en la dirección NO-SE y el de tensión en la NO-SE, respectivamente, y con los planos de falla orientados N-S y E-O, si bien con buzamientos contrarios, por ello resultan difíciles de asociar a alguna fractura de la zona. Esto queda corroborado por la mala cobertura que las observaciones disponibles en los dos eventos, hacen de la esfera focal, por lo que no queda claro el tipo de mecanismo focal que se produce en la zona.

Además de los trece terremotos superficiales, se estudiaron individualmente tres sismos de profundidad intermedia (con sus focos situados entre 60 y 105 km) localizándose los tres en la zona de Málaga, dos en el mar (16 y 54) y el otro en la costa (48). Las soluciones obtenidas para estos tres eventos intermedios se muestran en la figura 4. Dichas soluciones tienen en común el porcentaje de aciertos (1,00), el número de observaciones que es escaso, siendo 12 el número máximo y su calidad que es aceptable (B). En

dos de los terremotos se ha encontrado un plano de falla vertical, orientado en la dirección NE-SO a E-O (sismos 16 y 48), mientras que el eje de presión buza alrededor de 45° hacia el NO, solución común a la encontrada para otros terremotos de la zona (Buforn *et al.*, 1991). El sismo 54 ($N = 12$) presenta como solución un plano de falla en la dirección NO-SE y el eje de presión horizontal ($\theta = 82^\circ$) en la dirección E-O ($\phi = 72^\circ$). El mecanismo focal obtenido por Hatzfeld (1978) para este terremoto, presenta un plano de falla casi vertical en la dirección NO-SE y también el eje de presión horizontal ($\theta = 86^\circ$) en la dirección E-O. Este sismo también ha sido estudiado por Grimison y Chen (1986), encontrando el mismo tipo de solución, con errores en los planos de falla, menores de 10° , usando sólo 22 lecturas. Luego, las soluciones obtenidas para el sismo 54 en todos los casos, son bastante parecidas, tanto la encontrada en este estudio como las de otros autores.

Soluciones conjuntas

Además de los terremotos individuales, se hizo un estudio conjunto de siete grupos de terremotos su-

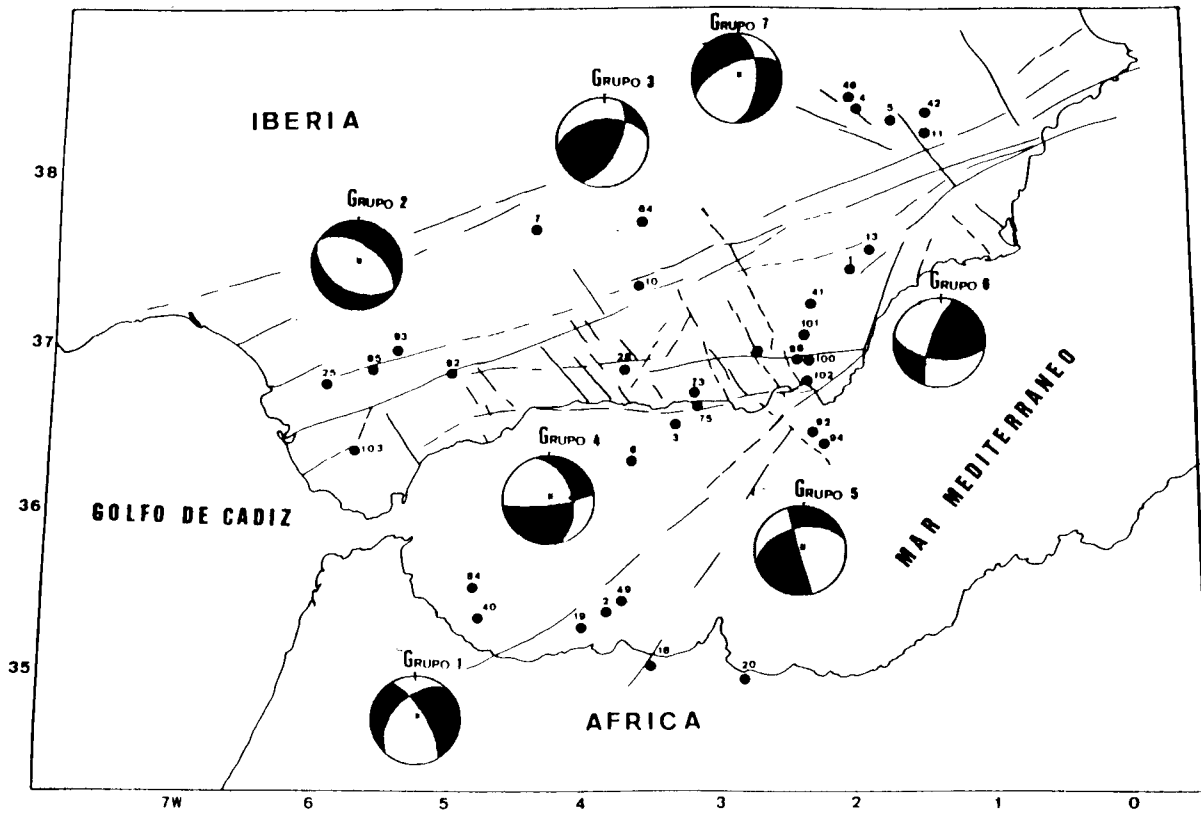


Fig. 5.—Mecanismos focales conjuntos de terremotos superficiales y principales sistemas de fracturas en las Béticas.

Tabla 4.—Soluciones conjuntas. Planos de falla y ejes de esfuerzos

Grupo	Ejes T,P		Planos de falla			N	P	Calidad
	θ	ϕ	Φ	δ	λ			
1	T: 75 ± 4	93 ± 6	A: 225 ± 9	49 ± 2	-23 ± 7	36	0.67	B
	P: 47 ± 4	197 ± 7	B: 331 ± 5	73 ± 5	-136 ± 3			
2	T: 85 ± 3	30 ± 30	A: 116 ± 67	40 ± 5	-97 ± 67	36	0.75	B
	P: 7 ± 19	248 ± 31	B: 304 ± 6	51 ± 2	-95 ± 55			
3	T: 34 ± 9	244 ± 8	A: 264 ± 9	47 ± 3	43 ± 13	19	0.68	B
	P: 82 ± 5	142 ± 8	B: 26 ± 10	60 ± 8	128 ± 7			
4	T: 68 ± 9	208 ± 8	A: 346 ± 9	46 ± 7	-14 ± 17	31	0.77	B
	P: 52 ± 13	316 ± 7	B: 85 ± 10	80 ± 12	-135 ± 7			
5	T: 63 ± 7	217 ± 6	A: 255 ± 8	48 ± 4	-177 ± 10	46	1.00	B
	P: 60 ± 7	111 ± 6	B: 163 ± 6	88 ± 8	-42 ± 4			
6	T: 55 ± 53	64 ± 48	A: 99 ± 29	57 ± 29	19 ± 60	15	0.93	B
	P: 79 ± 27	326 ± 39	B: 199 ± 57	74 ± 47	147 ± 36			
7	T: 84 ± 6	308 ± 16	A: 3 ± 19	52 ± 17	-144 ± 19	26	0.73	B
	P: 40 ± 33	211 ± 17	B: 249 ± 27	62 ± 20	-44 ± 14			

N = número de observaciones.
 P = porcentaje de acierto.
 θ = ángulo que forma con la vertical.
 ϕ = acimut de la estación respecto del epicentro.
 Φ = rumbo.
 δ = ángulo de buzamiento.
 λ = ángulo de deslizamiento.

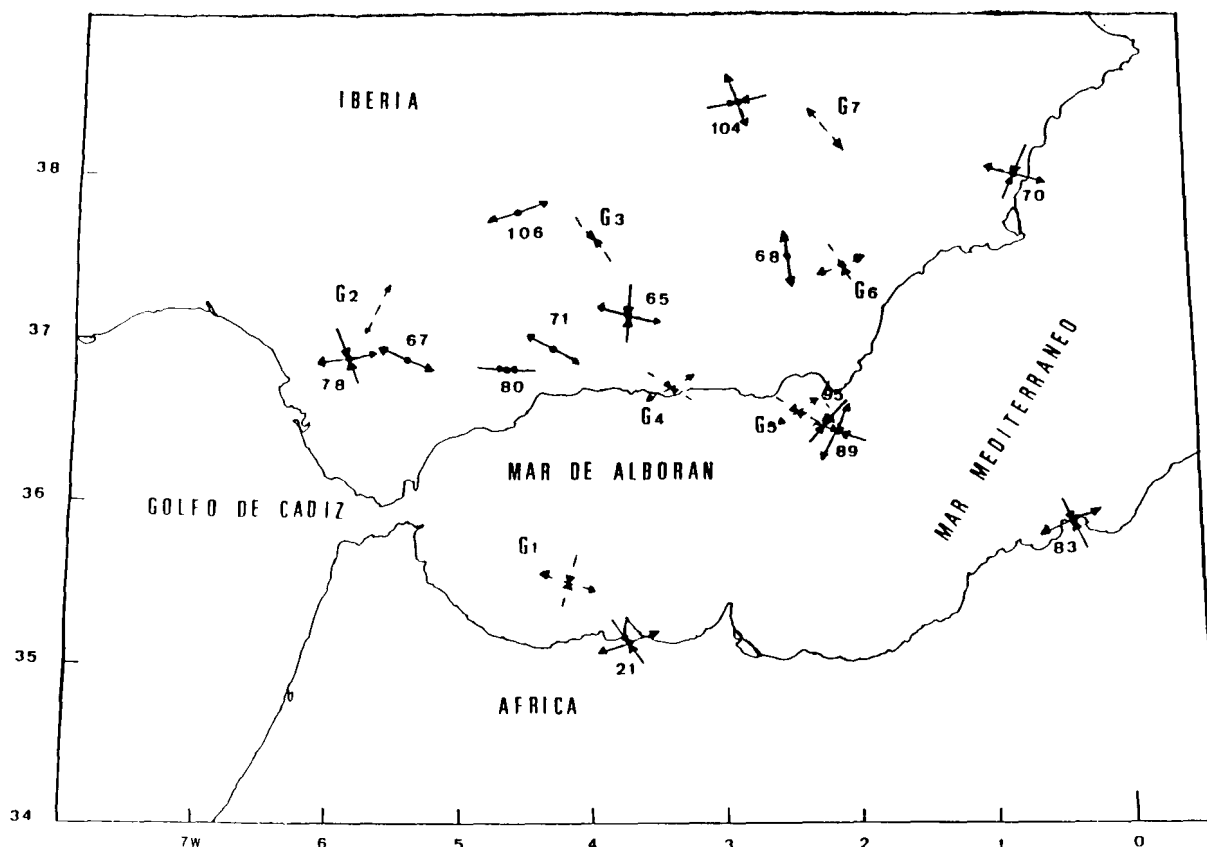


Fig. 6.—Representación de los ejes T y P horizontales ($\theta > 45^\circ$) para terremotos individuales y conjuntos.

perficiales. El número de terremotos que forman cada grupo varía desde 3 (grupos 3 y 6) hasta 7 (grupos 1 y 5). En la tabla 4 se muestran las soluciones de ejes de esfuerzos y planos de falla para los grupos, además se han representado el número total de observaciones disponibles en cada caso, el porcentaje de acierto, y la calidad de las soluciones. En la figura 5 se presentan los epicentros de los terremotos que constituyen cada grupo, las soluciones conjuntas obtenidas y las principales fracturas de la zona (Sanz de Galdeano, 1983).

De las soluciones obtenidas para los grupos, cinco corresponden a soluciones de falla normal (grupos 1, 2, 4, 5 y 7) y dos a soluciones de falla inversa (grupos 3 y 6). En general, las soluciones conjuntas que representan falla normal, pueden asociarse con direcciones de algunas fracturas de la región. Este es el caso del grupo 1, cuya solución tiene calidad B, y presenta un plano de falla orientado NE-SO, que podría asociarse a fallas de dirección NE-SO, presentes en el norte de Marruecos y que pueden prolongarse en el mar de Alborán. El grupo 2 presenta en su solución, dos planos de falla orientados en la dirección

NO-SE y no parece estar asociado a ninguna fractura, a pesar de que la calidad de su solución es B. Esto puede ser debido a que los epicentros de los cinco sismos que lo integran están dispersos, factor que influye en los errores de los ejes y planos de falla dados como solución. El grupo 4 puede asociar los dos planos de falla obtenidos en la solución con alguna fractura del área, el orientado NNO-SSE ($\phi = 346^\circ$), con alguna fractura del sistema N30-60O y el otro orientado E-O ($\phi = 85^\circ$), a las fallas de la línea de la costa de Málaga a Almería. El grupo 5, presenta un plano de falla orientado casi E-O ($\phi = 75^\circ$) que podría asociarse al sistema que discurre en la misma dirección, el Corredor de las Alpujarras. Además la componente de desgarre tiene carácter dextral, que coincide con el carácter dextroso de este sistema de fracturas. Este grupo está constituido por 7 terremotos, de los cuales uno es el premonitor del sismo de 13 de septiembre de 1984 y tres réplicas del mismo. La solución conjunta obtenida para el grupo 5, es una falla normal, mientras que la solución encontrada por Rueda *et al.* (1992) tanto para el sismo principal del 13 de septiembre de 1984,

como la solución conjunta obtenida para sus réplicas, corresponde a una falla inversa. Sin embargo en ambos casos la orientación del eje de presión es concordante: NO-SE en este estudio y N-S en el trabajo de Rueda *et al.* (1992). La discrepancia en las soluciones encontradas, puede ser debida a que el grupo 5 no está exclusivamente formado por sismos relacionados con el evento de 13 de septiembre de 1984, sino que incluye otros 3 sismos (ver tabla 2). Por último, la solución del grupo 7 tiene un plano de falla orientado NE-SO y podría asociarse con una fractura del sistema al norte del accidente Cádiz-Alicante. Los dos grupos que poseen solución de falla inversa están constituidos únicamente por 3 terremotos. El grupo 3, con calidad B en su solución, no ha podido ser asociado a ninguna falla de la región, esto puede ser debido a que los sismos que lo constituyen tienen sus epicentros muy separados entre sí y a que el número de observaciones es pequeño. La solución obtenida para el grupo 6 presenta un plano orientado NNE-SSO ($\phi = 19^\circ$) que puede asociarse con la fractura Alhama de Murcia (N30E en su parte sur), además el carácter sinistroso de dicha falla, coincide con el de la solución encontrada para este grupo.

Interpretación de las soluciones

A partir de las soluciones obtenidas para los terremotos individuales superficiales (línea continua) y para los grupos (línea discontinua), en la figura 6 se han representado los ejes de presión (flechas convergentes) y tensión (flechas divergentes) horizontales ($\theta > 45^\circ$).

Como se puede observar en la figura, la dirección predominante para el eje de presión, muestra una compresión horizontal N-S a NO-SE que viene corroborada por los sismos 78, 65, 70, 21, 83 y los grupos G3, G6 y G1. Más difícil de interpretar es la compresión horizontal E-O obtenida para los sismos 80 y 104. Para el eje de tensión, la dirección predominante como extensión horizontal es la E-O, representada por los sismos 78, 67, 106, 65, 21, 83 y grupos G6 y G1. Mucho menos frecuente son las extensiones en la dirección N-S como son las de los grupos G2, G5, G7 y sismo 68. Los errores de los ejes de presión de los sismos individuales que presentan compresión N-S a NO-SE, son menores de 30° salvo para los sismos 70 y 78, los errores de los ejes de tensión de los eventos que representan extensión E-O, también son menores de 30° excepto para los sismos 67, 70 y 71. Los errores del eje de presión de aquellos grupos que presentan compresión N-S a NO-SE y los del eje de tensión de los grupos que presentan extensión E-O, son menores de 15° excepto para el grupo 6. Por tanto, los errores que presenta el mo-

delo de esfuerzos más común encontrado para la zona, son aceptables.

En cuanto a la orientación obtenida para los planos de falla, en la mayoría de los terremotos superficiales pueden correlacionarse con fracturas existentes en el sur de España.

Se puede concluir que el patrón de esfuerzos encontrado en este estudio para el sur de España, está de acuerdo con el modelo que representa compresión horizontal en la dirección N-S a NO-SE y extensión horizontal E-O. Este modelo, ha sido propuesto por otros autores en estudios previos (Buforn *et al.*, 1988 y 1991). Conviene destacar que, la mayor parte de la extensión horizontal anómala, en la dirección N-S, se localiza en el este de la región (terremotos 104, 68 y 89) con una dirección NNO-SSE, siguiendo la orientación que separa los dos sistemas de fallas de menor longitud presentes en la región (N30°-60°O y N10°-30°E). Las orientaciones anómalas de ejes de esfuerzos obtenidos para algunos terremotos, pueden explicarse en términos de reajustes locales, ya que hay que recordar que la magnitud de los terremotos estudiados, en ningún caso es superior a 5.5.

Por último, hay que considerar la calidad de las soluciones según la clasificación hecha, ya que ésta es una indicación de la fiabilidad de las mismas y por tanto las soluciones de calidad C, no deben tenerse en cuenta para futuras interpretaciones sismotectónicas de la región.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. J. Mezcua del Instituto Geográfico Nacional de Madrid, quien proporcionó los mapas de sismicidad; al Profesor A. Udías de la Universidad Complutense de Madrid y al Dr. C. Sanz de Galdeano de la Universidad de Granada, por sus valiosos comentarios. Este trabajo ha sido subvencionado en parte por la DGICYT, proyecto PB92-0184-CO2-01. Publicación 355 del Departamento de Geofísica. Universidad Complutense.

Referencias

- Banda, E. y Ansorgue, J. (1980). «Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera». *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, 515-532.
- Ben-Sari, D. (1978). «Connaissance géophysique du Maroc». Tesis Doctoral, Univ. de Grenoble.
- Bonelli, J. M. y Carrasco, L. E. (1957). «El sismo de foco profundo de 29 de marzo de 1954 en las fallas de Motril». Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 28 págs.
- Brillinger, D. R., Udías, A. y Bolt, B. A. (1980). «A probability model for regional focal mechanism solutions». *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 70, 1, 149-170.
- Buforn, E., Udías, A. y Mezcua, J. (1988). «Seismicity and focal mechanisms in south Spain». *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 78, 2008-2224.
- Buforn, E., Udías, A. y Colombas, M. A. (1988). «Seis-

- micity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary». *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- Buforn, E., Udías, A. y Mezcua, J. (1990). «Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Magrebí». *Rev. de Geofísica*, 46, 171-180.
- Buforn, E., Udías, A. y Madariaga, R. (1991). «Intermediate and deep earthquakes in Spain». *Pageogh.*, 136, 4, 375-393.
- Coca, P. (1993). «Mecanismos focales en el sur de España. Período 1965-1985». Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 60 págs.
- Chacón, L. (1965). «Ensayo del método de Byerly para la determinación de fallas sísmicas, aplicado a la zona Martos-Alcaudete (Jaén), utilizando el terremoto de 19 de mayo de 1951». Inst. Geográfico Nacional.
- Chung, W. y Kanamori, H. (1976). «Source process and tectonic implications of the spanish deep-focus earthquake of 24 March 1954». *Phys. Earth Plan Interior*, 13, 85-96.
- Deschamps, A., Gaudemer, Y. y Cisternas, A. (1982). «The El Asnam, Algeria, earthquake of October 1980: multiple source mechanism determined from long-period records». *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 72, 1111-1128.
- Galbis, J. (1932). «Catálogo sísmico entre los meridianos 5°E y 20°O de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N». Tomo I, Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 807 págs.
- Grimison, L. N. y Chen, W. P. (1986). «The Azores-Gibraltar plate boundary: Focal mechanisms, depths of earthquake and their tectonic implications». *J. Geophys. Res.*, 91, 2029-2047.
- Hatzfeld, D. (1978). «Etude sismotectonique de la zona collision Ibero-Maghrebién». Tesis Doctoral, Univ. de Grenoble.
- Hatzfeld, D. y Frogneux, M. (1981). «Structure and tectonics of the Alboran Sea area». En: *Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 93-108.
- Medina, F. y Cherkaoui, T. E. (1991). «Focal mechanisms of The Atlas earthquakes and tectonic implications». *Geol. Rumdschan*, 80, 639-648.
- Medina, F. y Cherkaoui, T. E. (1992). «Mecanismes au foyer des seismes du Maroc et des régions voisines (1959-1986). Conséquences tectoniques». *Eclogae Geol. Helv.*, 85/2, 433-457.
- Meghraoui, M., Cisternas, A. y Philip, H. (1986). «Seismotectonics of lower Chelif Basin. Structural Background of El Asnam (Algeria) earthquake». *Tectonics*, 5, 809-836.
- Meghraoui, M. (1988). «Geologie des zones sismiques du nord de l'Algerie». These Doctoral, Univ. Paris Sud.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J. M. (1983). «Sismicidad del área Ibero-Magrebí». Inst. Geográfico Nacional, Madrid.
- Mezcua, J. y Udías, A. (1991). «Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Magrebian region». Inst. Geográfico Nacional, Madrid.
- Moreira, V. S. (1985). «Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic». *Tectonophysics*, 117, 85-96.
- Munuera, J. M. (1963). «Datos básicos para un estudio de sismicidad en la región de la Península Ibérica». *Mem. Inst. Geog. Cat.*, Madrid, 32, 1-93.
- Rueda, J., Mezcua, J., Buforn, E. y Galán, J. (1992). «Estudio del terremoto de 13 de septiembre de 1984 en la Sierra Alhamilla (Almería) y su serie de réplicas». *Rev. de Geofísica*, 48, 87-95.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
- Shenkareva, G. A. (1964). «Materiales para la sismogeografía de la Península Ibérica». *Izv. Vysch. Uchbn, Zavad. Geol. Razv. SSSR*, 7, 48-58 (en ruso).
- Udías, A. (1967). «The focal mechanism of earthquakes in the southern coast Iberian Peninsula». *Tectonophysics*, 4, 229-239.
- Udías, A. y López Arroyo, A. (1970). «Body and surface wave study of source parameters of the March 15, 1964 spanish earthquake». *Tectonophysics*, 9, 323-346.
- Udías, A. y López Arroyo, A. (1972). «Plate tectonics and the Azores-Gibraltar region». *Nature*, 237 (74), 67-69.
- Udías, A., López Arroyo, A. y Mezcua, J. (1976). «Seismotectonics of the Azores-Alborán region». *Tectonics*, 31, 259-289.
- Udías, A. y Buforn, E. (1985). «Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Magrebí». En A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn (eds.): *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid, 217-224.
- Vidal, F. (1986). «Sismotectónica de la región Béticas mar de Alborán». Tesis Doctoral, Univ. de Granada.

Recibido el 10 de marzo de 1994
Aceptado el 2 de agosto de 1994

ANEXO

En este apartado se muestran los mecanismos focales obtenidos como soluciones para los terremotos estudiados individualmente, tanto los sismos superficiales como los de profundidad intermedia. Sus resultados numéricos se han dado en la tabla 3. Además se

han añadido las observaciones que se han utilizado en cada uno de los terremotos.

Lo que se ha representado es la proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal, los planos de falta y los ejes de esfuerzos de tensión y presión, ejes T y P. Los círculos representan compresiones y los triángulos dilataciones.

