

Estado de esfuerzos actual en la Cordillera Bética Oriental

M. A. Rodríguez-Pascua⁽¹⁾ y G. De Vicente⁽²⁾

(1) Sección de Ing. Química Ambiental y CC. de la Tierra. Dpto. Química Inorgánica y Materiales. Facultad de Ciencias Experimentales y de la Salud. Univ. San Pablo-CEU. 28668 Boadilla del Monte (Madrid)
e-mail: marodpas@ceu.es

(2) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.
e-mail: albosque@eucmax.sim.ucm.es

RESUMEN

La zona estudiada se sitúa en el sureste de la Península Ibérica abarcando esencialmente la Cordillera Bética Oriental, en la que se ha calculado el campo de esfuerzos actuales mediante el análisis de la sismicidad. El área elegida para la selección de terremotos corresponde a las coordenadas: 0° y -4° de longitud y 40° y 37° de latitud. Para el cálculo conjunto de los mecanismos focales se ha utilizado la metodología propuesta por Giner (1996): Cálculo Poblacional Ponderado de los Mecanismos Focales de Terremotos. Con este método se han calculado 28 mecanismos focales de los que se obtienen dos direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (σ_{HMAX}): NO-SE y NE-SO. La dirección NO-SE está definida por fallas inversas, mientras que la NE-SO por fallas normales. Las fallas normales tienden a ser más superficiales que las inversas, lo que se ha interpretado como consecuencia de una flexura cortical de dirección NE-SO. Es decir, las fallas inversas se generan por debajo de la superficie neutra de esta flexura antiformal (donde hay compresión) y las normales por encima (donde hay extensión). La flexura está generada por el choque de la Placa Africana con la Península Ibérica (Placa Eurasiática), responsable de la formación de la Cordillera Bética, con una dirección de acercamiento general NO-SE, coincidente con el campo de esfuerzos calculado. La dirección NE-SO corresponde a un campo secundario generado por los efectos de extensión superficiales producidos por la flexura antiformal.

Palabras clave: campo de esfuerzos actual, Cordillera Bética Oriental, mecanismos focales, terremotos.

Present stress field in the Eastern Betic Chain

ABSTRACT

The study area is located in the Eastern Betic Chain (Southeastern Iberian Peninsula), in which the stress field has been calculated by seismic analysis. The selected earthquakes are situated between 0° and -4° of longitude and between 40° and 37° of latitude. For earthquake focal mechanisms Population Calculation (Giner's methodology, 1996) has been used: Pondered Population Calculation of Earthquake Focal Mechanisms. 28 earthquake focal mechanisms have been calculated and two orientations of maximum horizontal stress (σ_{HMAX}) have been obtained: NW-SE and NE-SW. The NW-SE orientation is defined by reverse faults, while the NE-SW is defined by normal faults. The normal faults are more surficial than the reverse ones, which has been interpreted by NE-SW flexural bending of the Betic Chain. According, reverse faults are generated below neutral surface of flexural bending (where compression exists) and the normal ones are generated above that surface (where extension exists). The flexural bending is generated by collision of the African Plate against the Iberian Peninsula (Eurasian Plate), with an approximate NW-SE orientation, coincident with the calculated NW-SE stress field. The NE-SW orientation corresponds to a secondary stress field generated by surficial extension that takes place over the antiformal flexure bending.

Key words: earthquakes, Eastern Betic Cordillera, focal mechanisms, present-day stress field.

Introducción

El contexto tectónico en el que se encuentra la Península Ibérica hace que en ella el campo de esfuerzos actual esté influenciado tanto por la creación de corteza oceánica en la Dorsal Centroatlántica (desde el O), como por el choque con la Placa Africana (desde el S). Este trabajo se centra esencialmente en este último punto, más concretamente en el

SE peninsular y esencialmente en la zona oriental de la Cordillera Bética (Fig. 1A).

Para poder calcular el campo de esfuerzos actual se ha recurrido al estudio de la sismicidad en la zona, mediante el cálculo de un conjunto de mecanismos focales de terremotos. La metodología empleada es: Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales de Terremotos (Giner, 1996). Esta metodología permite establecer el mecanismo focal de cada

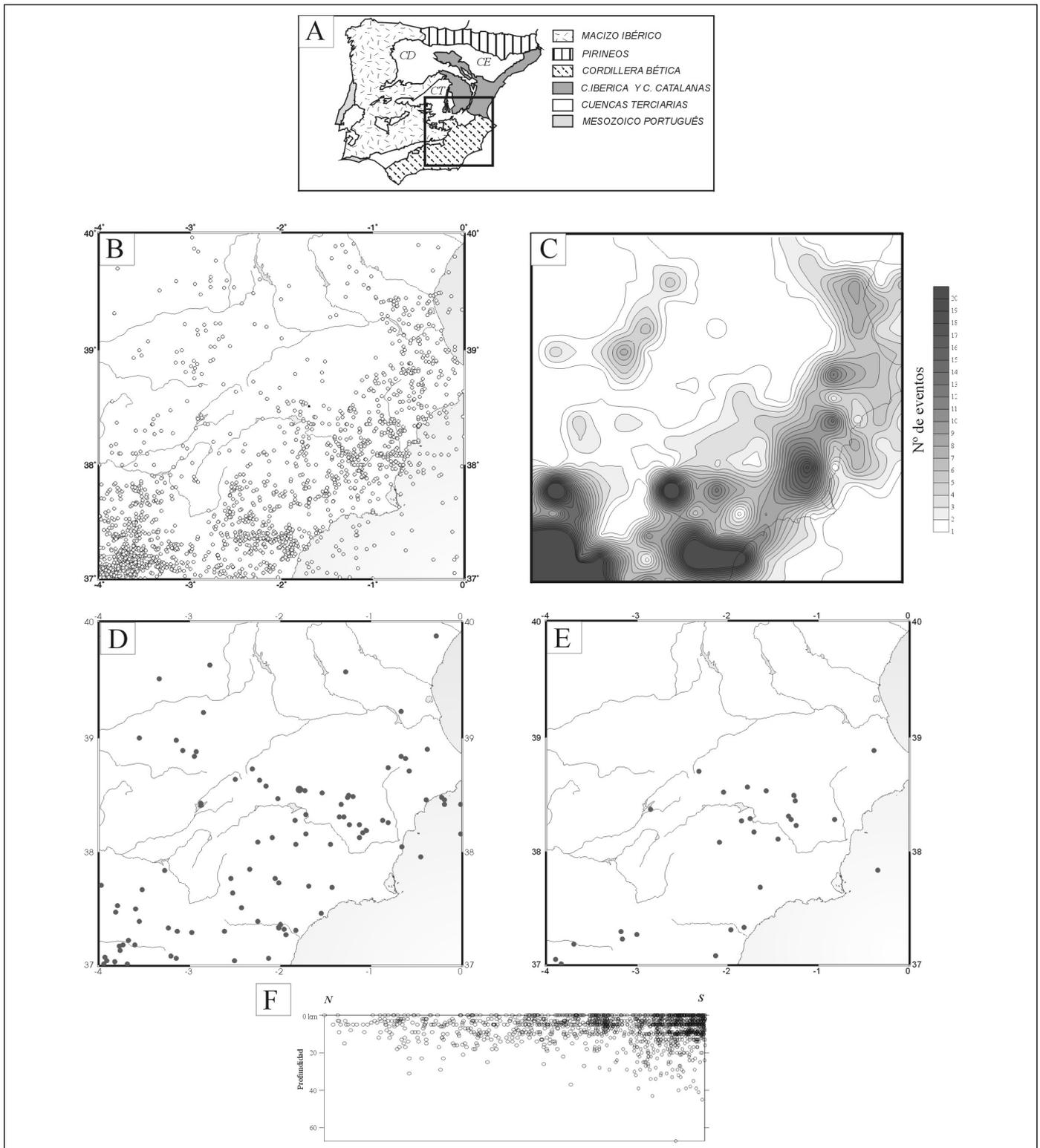


Fig. 1. A) Situación de la zona de estudio; B) localización epicentral de todos los sismos inventariados por el I.G.N. en el área de estudio hasta 1997; C) mapa de densidad de epicentros; D) localización epicentral de todos los sismos de $M > 3$; E) localización epicentral de los sismos a los que se ha podido obtener su mecanismo focal y F) proyección en un corte N-S de todos los terremotos acaecidos en la zona entre los años 1980 y 1997

Fig. 1. A) Location of the study area; B) I.G.N. compilation of epicentres in the study area until 1997; C) epicentre density map; D) earthquake epicentres of $M > 3$; E) earthquakes with focal mechanism; F) N-S section of the earthquakes who took place from 1980 to 1997

terremoto teniendo en cuenta la orientación del tensor regional de esfuerzos en la zona. Una vez obtenidos los mecanismos focales individuales, y tratados con métodos de análisis poblacional de fallas, es posible obtener las orientaciones de las trayectorias de máximo acortamiento en la horizontal interpolando los datos individuales. Las trayectorias de esfuerzo obtenidas reflejarán las condiciones de contexto tectónico en este área, que están influenciadas claramente por el acercamiento entre las placas Euroasiática y Africana. Este acortamiento es cuantificado por Argus *et al.* (1989) mediante el estudio de anomalías magnéticas y proponen una velocidad de aproximación entre 4 y 5 mm / año.

Los terremotos estudiados en este trabajo están comprendidos entre los 0° y los -4° de longitud y entre los 40° y 37° de latitud. En la figura 1B se pueden observar todos los epicentros de terremotos inventariados por el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) desde las primeras crónicas históricas hasta la actualidad (del 237 a. de C. a 1995). Las alineaciones más representativas son NO-SE, como las directrices de los principales desgarres de la zona. También quedan marcados los límites de la Cordillera Bética (NE-SO). Proyectando todos los hipocentros en un corte N-S del área seleccionada para el estudio de la sismicidad, se aprecia cómo los sismos van ganando profundidad de N a S, es decir, son más profundos en la Cordillera Bética (Fig. 1C y F). La concentración de hipocentros a 10 km de profundidad en la Llanura Manchega (zona norte del corte), es justificada por Rincón y Vegas (1998) como una acumulación de esfuerzos en el límite entre la corteza superior y la inferior debido a la carencia de accidentes importantes que concentren la deformación. A su vez, el aumento de profundidad de la sismicidad debe estar condicionado por discontinuidades profundas (desgarres y cabalgamientos) que hacen que se pueda acumular energía en profundidades mayores a pesar de que la corteza se adelgaza hacia el Mar de Alborán, como proponen Van der Beek y Cloeting (1992).

Selección de los terremotos

Los datos de sismicidad se han seleccionado en función de la detectabilidad de la red sísmica del I.G.N. De esta manera, se han extraído los datos del catálogo pertenecientes al intervalo de tiempo comprendido entre 1980 y 1995, en el que la detectabilidad de la red es mayor.

Zoback (1992), en el proyecto para establecer el estado de esfuerzos actual en el mundo ("World Stress Map", W.S.M.), considera cinco categorías

para determinar el índice y calidad de los sismos en función de su magnitud: una calidad excelente para terremotos de $M \geq 4$ y mínima para los de $M < 2,5$. Teniendo en cuenta estos criterios los datos seleccionados sólo hacen referencia a sismos de $M > 3$. Según Delouis *et al.* (1993), con menos de seis polaridades no se puede establecer correctamente un mecanismo focal. Por tanto, se ha considerado este número como límite para la construcción de mecanismos focales.

De un total de 13.162 sismos inventariados por el I.G.N. en la zona, tan sólo 103 tienen magnitud superior a 3 (Fig. 1D). De estos 103 sismos seleccionados, únicamente 28 (Fig. 1E) ofrecen un número de polaridades superior a 6 (Tabla 1) (sólo se han utilizado dos sismos con 5 polaridades por su interés al encontrarse dentro de la banda de transferencia N del Arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín). También han de tener una disposición adecuada de las polaridades, que permite el cálculo de mecanismos focales con un error de ajuste (*score*) bajo. Las polaridades utilizadas en este trabajo han sido releídas de los sismogramas digitales cedidos por el I.G.N. A partir de ahora, los 28 sismos seleccionados van a ser nombrados por un número por orden cronológico de 1 al 28 para simplificar la notación y su representación gráfica (ver Tabla 1).

Relocalización de terremotos

Antes de realizar el cálculo de los mecanismos focales de terremotos se han relocalizado los eventos seleccionados. Para la relocalización se ha utilizado el programa Hypoinverse (Klein, 1978), que ofrece los mismos ficheros que el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) utilizado por el I.G.N. Este programa utiliza tres ficheros de datos:

- fichero con los tiempos de llegada de ondas P y S (releídos durante este trabajo), registrados en cada una de las estaciones
- listado de las estaciones de registro sísmico con coordenadas de latitud, longitud y altitud (I.G.N., 1994)
- modelos estratificados de corteza y relación V_p/V_s (se han utilizado los mismos que el I.G.N.).

Con el programa Hypoinverse y estos ficheros se ha procedido a la relocalización siguiendo una serie de pasos (Giner, 1996):

- Cálculo inicial con profundidad libre, es decir, sin acotar los valores de profundidad, obteniendo resultados con un paso de 1 km en el valor de la profundidad.
- Contraste de los resultados obtenidos de error

Nº sis.	LATITUD	LONGITUD	FECHA	HORA	PROF.	RMS	EH	EZ	MAG.	Nº POL.	SCORE	DIR.BUZ.	BUZ.	CAB.	CAMPO	CALIDAD
1	38.534	-1.576	851125	2056	20	0,42	7,6	9,44	3	6	1	269	49	146	Inverso	CCA
2	38.703	-2.318	860609	2305	29,3	0,32	0,92	0,97	3,4	7	1	335	81	150	Normal	BCA
3	38.112	-1.444	860621	458	6,5	0,42	1,21	4,33	3,5	9	1	280	45	32	Inverso	BBA
4	38.522	-2.046	860621	1127	9,1	0,21	0,61	0,96	3,1	6	1	60	25	90	Inverso	CCA
5	38.231	-1.244	861219	10	14,9	0,14	0,57	1,39	3,7	14	0,923	205	35	69	Inverso	AAB
6	38.291	-1.753	870914	204	6,34	0,29	1,95	4,05	3	5	1	150	55	64	Normal	CCB
7	37.181	-3.701	880820	1642	17,3	0,24	1,02	2,03	3,9	13	0,875	240	40	173	Inverso	AAC
8	37.007	-3.841	881207	1850	14,9	0,21	0,88	2,62	3,4	8	1	295	35	51	Inverso	BCA
9	38.270	-1.849	921106	252	5,8	0,26	0,42	1,99	3,2	7	1	300	43	109	Inverso	CCA
10	38.282	-1.300	930723	359	12,9	0,35	0,7	1,44	3	8	1	300	70	142	Normal	CCA
11	38.448	-1.255	931006	1349	2,1	0,37	0,96	4,28	3,2	9	1	292	53	124	Normal	CBA
12	38.313	-1.328	931019	1814	7,2	0,42	0,95	2,71	3,5	11	0,909	8	42	95	Inverso	BBC
13	37.686	-1.642	931103	2131	10,5	0,58	1,44	4,39	3,4	8	1	255	30	73	Inverso	BCA
14	38.283	-0.820	931111	205	12,9	0,38	1,23	2,62	3,2	7	1	249	37	157	Inverso	CCA
15	37.838	-0.342	931211	251	20,4	0,3	3,02	1,33	3,4	9	0,888	55	66	147	Normal	BBC
16	37.047	-3.903	940108	2248	3,8	0,48	0,72	3,68	3,6	18	0,888	360	43	61	Inverso	AAC
17	37.227	-3.165	940117	550	9,1	0,24	0,46	1,63	3,2	9	1	140	55	120	Normal	CBA
18	37.293	-3.179	940212	336	4,8	0,67	1,17	4,45	3,3	7	1	255	56	81	Normal	BCA
19	37.331	-1.821	940311	2142	5,4	0,54	1,16	3,05	3	8	1	305	58	88	Normal	CCA
20	37.309	-1.967	940419	2351	21,2	0,24	0,74	1,27	3,6	12	1	85	48	145	Inverso	ABA
21	38.887	-0.384	940607	310	20,1	0,4	2,14	1,47	3,1	8	0,875	295	55	25	Inverso	CCC
22	38.084	-2.090	940913	2106	8,5	0,19	1,06	0,75	3	8	1	225	62	21	Inverso	CCA
23	38.495	-1.271	941128	730	1,22	0,3	0,6	2,78	3,4	7	1	175	20	95	Inverso	BCA
24	37.269	-3.004	941203	1842	6,2	0,29	0,63	12,87	3,5	9	1	15	55	78	Normal	BBA
25	37.078	-2.133	950318	1340	5,5	0,29	0,73	1,26	3,9	12	1	60	50	110	Normal	ABA
26	38.372	-2.853	950411	642	3,7	0,27	0,4	1,59	3,5	8	1	135	40	118	Inverso	BCA
27	38.568	-1.783	950416	1359	7,63	0,36	0,63	1,81	3,2	9	0,888	305	80	135	Normal	CBC
28	38.173	-1.711	950425	802	5,38	0,48	0,85	2,32	3	5	1	350	55	105	Normal	CCA

Tabla 1. Datos de los 28 sismos que se ha obtenido mecanismo focal. Nº sis.: número de sismo por orden cronológico; PROF.: profundidad del sismo relocalizado; R.M.S.: error cuadrático medio en segundos; EH y EZ: errores en la localización horizontal y vertical (en kms), respectivamente; MAG: magnitud; Nº POL: número de polaridades; CALIDAD: índice de calidad obtenido con el método de Giner (1996)
Table 1. Data of the 28 earthquakes with focal mechanism. Nº sis.: chronological number of earthquake; PROF.: depth of the relocated earthquakes. R.M.S.: root – mean – square residual (seconds). EH and EZ: horizontal and vertical errors (kms); MAG: magnitude; Nº POL: number of polarities used for de focal mechanism determination; CALIDAD: quality parameter from the Giner's Method (1996)

cuadrático medio en segundos (R.M.S.) y de localización, con los publicados por el I.G.N. Nuevo cálculo con profundidad libre, considerando fijas las coordenadas del epicentro (datos obtenidos por el I.G.N.).

- Observación del R.M.S. y de los residuos de tiempo de cada una de las estaciones, determinación del intervalo de profundidades a considerar en el cálculo.
- Cálculo final para los distintos valores de profundidad del foco comprendidos en el intervalo de profundidades elegido.
- Observación de los valores de R.M.S. y elección del resultado final.

Construcción de los mecanismos focales

La construcción de los mecanismos focales se puede realizar utilizando dos líneas metodológicas diferentes:

- Análisis y construcción individual de cada uno de los mecanismos focales.
- Análisis poblacional global de mecanismos, determinación conjunta del tensor esfuerzo-deformación al que ajustan los mecanismos focales individuales.

El análisis poblacional tiene la ventaja de considerar, para la determinación de los mecanismos focales, el proceso que los ha generado. Es decir, tiene en cuenta el tensor esfuerzo-deformación regional que ha producido los eventos. Por tanto, si el estado de esfuerzos regional no es conocido, el cálculo individual de mecanismos será incierto y sería necesario realizar el análisis de una población de mecanismos para obtener el tensor óptimo de ajuste para todo el conjunto. El método de Giner (1996) permite establecer un tensor de esfuerzos regional, a partir de los datos ponderados de todos los planos de falla posibles de los mecanismos focales y seleccionar el plano que mejor se ajuste a éste.

Cálculo de los planos nodales y selección de los planos de falla posibles

Para el establecimiento de los planos nodales posibles en cada sismo, se ha utilizado el programa P.I.B.M.F. (Núñez-Cornú, 1987; Cabañas *et al.*, 1996). Con estos planos nodales se ha pasado a calcular el plano, o planos, de falla compatibles con el carácter inverso o normal de cada mecanismo (plano neoforado), utilizando la metodología propuesta por Capote *et al.* (1991), basada en el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), que se puede resumir en los siguientes pasos:

1) Establecimiento del carácter de cada uno de los mecanismos focales (normal o inverso), carácter que viene dado por el tipo de deformación que presente el mecanismo en la vertical. Es decir, el carácter normal vendría dado por la coincidencia del eje vertical de deformación (e_2) con el cuadrante distensivo, y el carácter inverso por la coincidencia de e_2 con el cuadrante compresivo. Ambos cuadrantes, compresivo y distensivo, vienen marcados por la proyección de los ejes P y T, respectivamente. En el caso de mecanismos que presenten desgarres puros este criterio queda indeterminado ya que el buzamiento de ambos planos es 90° . En el caso de que se produzca, Giner (1996) propone duplicar el dato, asignándolo tanto al campo inverso como al normal con un buzamiento de los planos de 89° .

2) Determinación del carácter de los planos nodales que definen el mecanismo. Se utiliza el Modelo de Deslizamiento (Reches y Dieterich, 1983), realizando el cálculo a partir de las fórmulas desarrolladas por De Vicente (1988). Este método otorgará un movimiento opuesto a cada plano, normal o inverso. En el caso de tener planos nodales en los que su buzamiento y cabeceo estén próximos al límite normal-inverso, puede que el carácter de los planos coincida (buzamiento $\approx 45^\circ$, cabeceo $\approx 90^\circ$). En este caso se podrá elegir cualquiera de los dos planos, puesto que su comportamiento mecánico será el mismo a la hora de realizar un análisis poblacional de fallas.

3) Por último, se elegirá como falla el plano nodal cuyo carácter coincida con el mecanismo focal obtenido.

Ponderación de los datos y cálculo del tensor de esfuerzo-deformación regional

Siguiendo el método desarrollado por Giner (1996), se realiza un análisis poblacional ponderado de todos los planos de falla posibles de la totalidad de los mecanismos focales establecidos para el conjunto. Si

se sumasen directamente los planos de falla posibles (calculados anteriormente con el método de Capote *et al.*, 1991) de los diferentes eventos, para realizar un análisis poblacional de fallas, los sismos con mayor número de planos de falla, y por tanto, de menor calidad, serían los que tendrían un mayor peso estadístico en esta población. De esta manera, se hace necesaria la ponderación de los datos para dar el mismo peso estadístico a cada evento. Para llevar a cabo esta consideración, Giner (1996), modificando ligeramente las consideraciones propuestas por Zoback (1992) y Delouis *et al.* (1993), propone el establecimiento de unos índices de calidad en función del número de polaridades, magnitud y razón número de polaridades acertadas/número de polaridades totales (*score*). Dentro de cada uno de estos tres parámetros se establecen otros tres intervalos de calidad, fijando los límites en función de valores máximos y mínimos de la población. De esta manera se han establecido los siguientes intervalos de calidad para los tres valores ya mencionados:

	CALIDAD A	CALIDAD B	CALIDAD C
Nº Polaridades (NP)	$NP \geq 13$	$13 > NP \geq 9$	$NP < 9$
Score (S)	$S \geq 0,959$	$0,959 > S \geq 0,917$	$S < 0,917$
Magnitud (M)	$M \geq 3,6$	$3,6 > M \geq 3,3$	$M < 3,3$

Si reducimos en un 5% la representatividad de un sismo cada vez que se disminuye un paso en el índice de calidad (A 0%, B 5%, C 10%), tendremos que:

CALIDAD	PORCENTAJE
AAA	100% de N
AAB	95% de N
AAC	90% de N
ABB	90% de N
ABC	85% de N
BBB	85% de N
ACC	80% de N
BBC	80% de N
BCC	75% de N
CCC	70% de N

siendo N el número común de fallas que debería aportar cada mecanismo si todos tuviesen la misma calidad y el mismo número de planos de falla. La

elección de este número N de datos es arbitraria, pero se aconseja que sea siempre mayor que el número máximo de planos de falla del evento con más planos. De esta manera, nunca habrá que eliminar planos de falla, sino duplicarlos.

Una vez establecido el porcentaje de N que aporta cada mecanismo a la población, se pasa a representar en un histograma de frecuencias las direcciones de máxima compresión en la horizontal (σ_{HMAX}), para el conjunto de los datos de cada mecanismo individualmente. Esta σ_{HMAX} se calcula con el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988).

Hay que sumar los planos de falla necesarios para que cada mecanismo aporte su porcentaje de N (deducido a partir de la calidad) a la población, sin que varíe la forma del histograma. Es decir, se tienen que duplicar los planos más representativos de la población, para cada intervalo de σ_{HMAX} (Dey) del histograma (intervalos de 15 en 15 grados) hasta alcanzar su porcentaje de N, sin que varíe la rosa de direcciones de σ_{HMAX} para dicho mecanismo.

Selección de los planos de falla definitivos

Después de haber ponderado los datos se define el tensor de esfuerzo-deformación al que mejor se ajustan los sismos analizados, determinando el mecanismo focal definitivo que mejor se ajuste a este tensor regional para cada evento individual. Tras el proceso de ponderación para 1174 planos de falla deducidos con el Modelo de Deslizamiento, aparecen dos máximos en las direcciones de compresión (σ_{HMAX}) que resultan perpendiculares, una NO-SE y otra NE-SO.

Definido el tensor de esfuerzos regional, se selecciona el plano de falla de cada mecanismo que más se ajuste a una de estas dos orientaciones de σ_{HMAX} , siendo éste el plano de falla definitivo asignado a cada mecanismo (Fig. 2). Por tanto, se han seleccionado los planos de falla cuyo comportamiento mecánico es el que más ajusta al tensor regional de esfuerzos calculado.

Cálculo del tensor de esfuerzos mediante análisis poblacional de fallas

Una vez obtenidos los planos de falla definitivos de cada terremoto se ha realizado un análisis poblacional de estas fallas, para obtener el tensor de esfuerzos actual que ha sido el responsable de la génesis de los mismos. Se han utilizado tres métodos diferentes para contrastar la solución, y son los siguientes:

- Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) (a partir del modelo de Reches y Dieterich, 1983).
- Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977) (geométrico-cinemático).
- Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1978, 1992; Reches y Dieterich, 1983) (basado en la ecuación de Bott).

La metodología y secuencia de utilización de estos métodos se puede consultar en Rodríguez Pascua y De Vicente (2001 en este mismo volumen).

Método del Modelo de Deslizamiento

Si se tratan en conjunto estos 28 planos de falla seleccionados con el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), se obtienen dos direcciones de σ_{HMAX} subperpendiculares, una N158E (campo 1) y otra N062E (campo 2) (Fig. 3A). Si se separan las fallas que marcan estas dos direcciones de σ_{HMAX} , se obtienen dos subpoblaciones de 14 fallas. La subpoblación que marca la dirección de σ_{HMAX} N158E está constituida esencialmente por fallas inversas, con tan sólo tres fallas normales, mientras que la subpoblación que se ajusta a la dirección de σ_{HMAX} N062E está formada principalmente por fallas normales.

Método de los Diedros Rectos

Con el Método de los Diedros Rectos, la población que se ajusta a la moda N158E da una figura de interferencia de falla inversa, con una máxima dirección de compresión hacia los N160E y extensión en la vertical (Fig. 3B₁). La población que se ajusta a la dirección de σ_{HMAX} N62E ofrece una figura de interferencia normal-direccional, con una dirección de extensión media hacia los N170E (Fig. 3B₂). Si se separan las fallas normales de las inversas en la segunda población, las figuras de interferencia son mucho más claras. Las fallas normales dan una figura de interferencia normal-direccional, con una extensión principal hacia los N170E (Fig. 3B₄), y las inversas, una dirección de máxima compresión hacia los N65E (Fig. 3B₃).

Método de Inversión de Esfuerzos de Reches

Utilizando el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches (1978) se ha llegado a una solución similar. Si se tratan todos los datos en conjunto, el programa Stress (Reches, 1992) separa la población en dos subpoblaciones de fallas compatibles con los campos 1

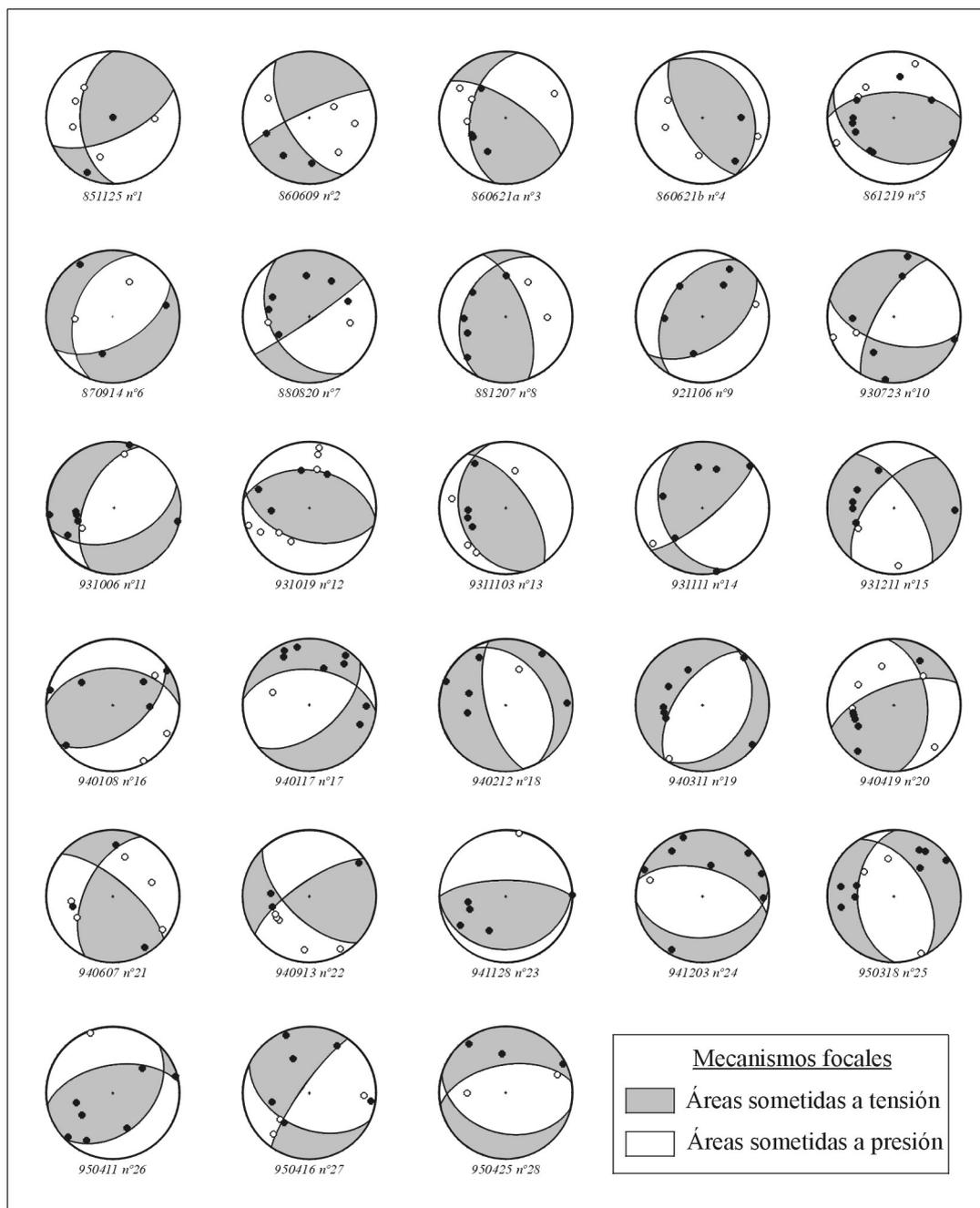


Fig. 2. Representación estereográfica de los 28 sismos en los que se ha obtenido mecanismo focal (Plantilla de Schmidt, hemisferio inferior)

Fig. 2. Stereonets of the 28 calculated focal mechanism (Schmidt's stereonet, lower hemisphere)

(fallas inversas; tensor 1) y 2 (fallas normales; tensor 2). El tensor 1 explica 11 fallas inversas que marcan una dirección de σ_1 subhorizontal hacia los N155E, con σ_3 en la horizontal (para un coeficiente de fricción de 0,5, un $R=0,07$ (donde $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$), un error angular principal de 25° y un error de 18° entre la

estría teórica y la real) (Fig. 4A). El tensor 2 explica 12 fallas normales con σ_2 subhorizontal hacia los N154E, con σ_1 vertical (coeficiente de fricción = 1,0 y $R = 0,06$, errores de 30° para el ángulo principal y 27° para el deslizamiento). Al coexistir fallas normales y normal-direccionales el programa tiende a permutar σ_2 y σ_3

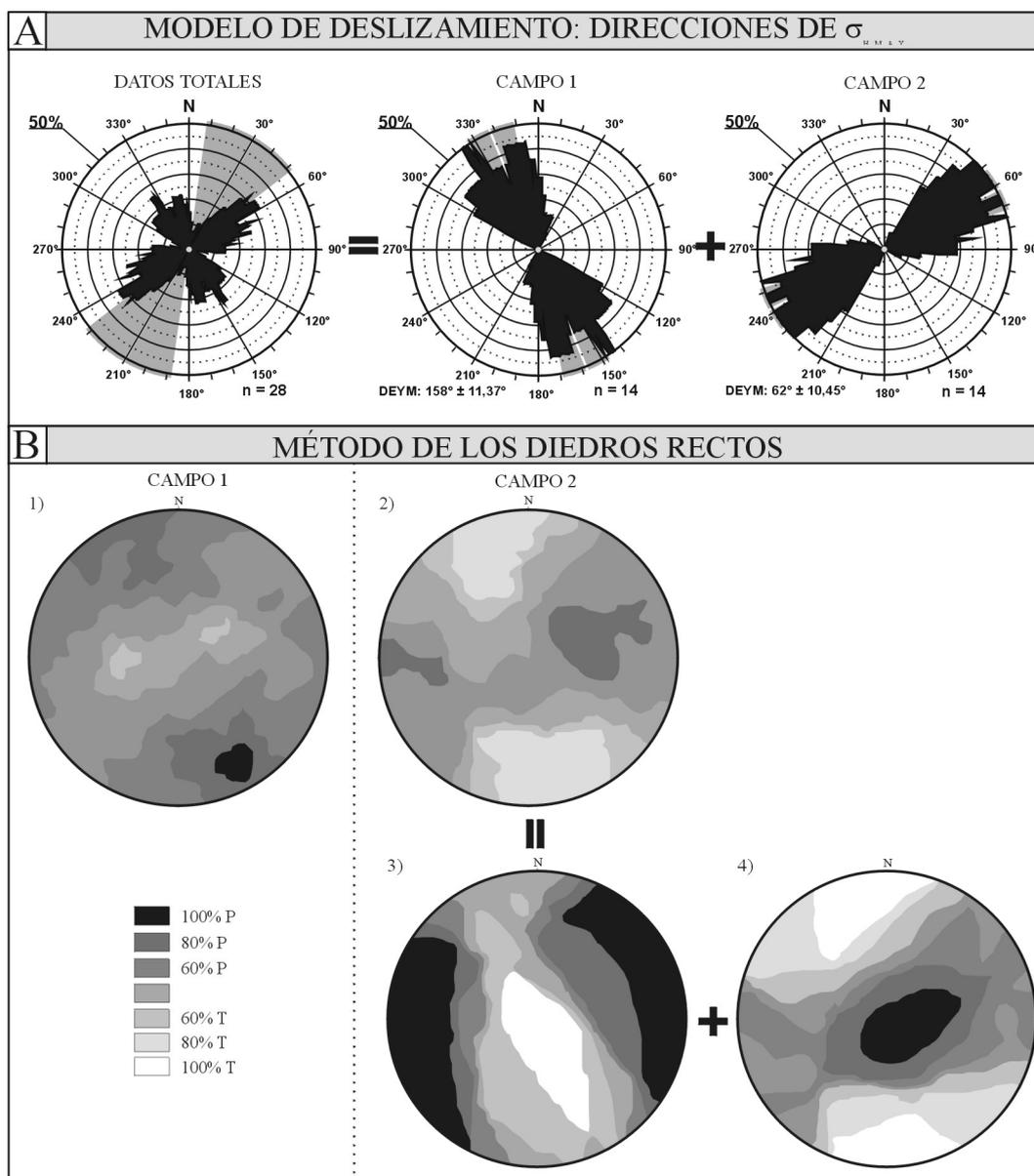


Fig. 3. A) Rosas de orientaciones de σ_{HMAX} obtenidas con el modelo de deslizamiento para conjunto de todos los datos (28 mecanismos), mecanismos focales compatibles con el Campo 1 (14 mecanismos) y mecanismos focales compatibles con el Campo 2 (14 mecanismos); B) representación de las figuras de interferencia del método de los Diedros Rectos: B₁) fallas que son compatibles con la dirección de σ_{HMAX} N158E (campo1), B₂) fallas que son compatibles con la dirección de σ_{HMAX} N062E (campo2), B₃) fallas inversas del campo 2 y B₄) fallas normales del campo 2

Fig. 3. A) Rose diagrams of σ_{HMAX} calculated by the Slip Model for the 28 focal mechanisms, focal mechanisms compatible with the Stress Field 1 (14 focal mechanisms) and focal mechanisms compatible with the Stress Field 2 (14 focal mechanisms); B) Right Dihedra diagram of: B₁) faults compatible with the Stress Field 1 (σ_{HMAX} : N158E), B₂) faults compatible with the Stress Field 2 (σ_{HMAX} : N062E); B₃) reverse faults compatible with the Stress Field 2 and B₄) normal faults compatible with the Stress field 2

con σ_1 fijo en la vertical, es decir, la solución es de extensión triaxial o cizalla triaxial (Fig. 4B).

Para obtener los márgenes de confianza de esta solución se ha realizado un muestreo por reemplazamiento para la población de fallas estudiadas

(Reches, 1992). Dicho muestreo se ha realizado para 500 soluciones posibles de otras tantas poblaciones de fallas seleccionando de forma aleatoria los datos de la población inicial. El radio de confianza para la solución en σ_1 es de 16 y 17° en el tensor 1 y 2, res-

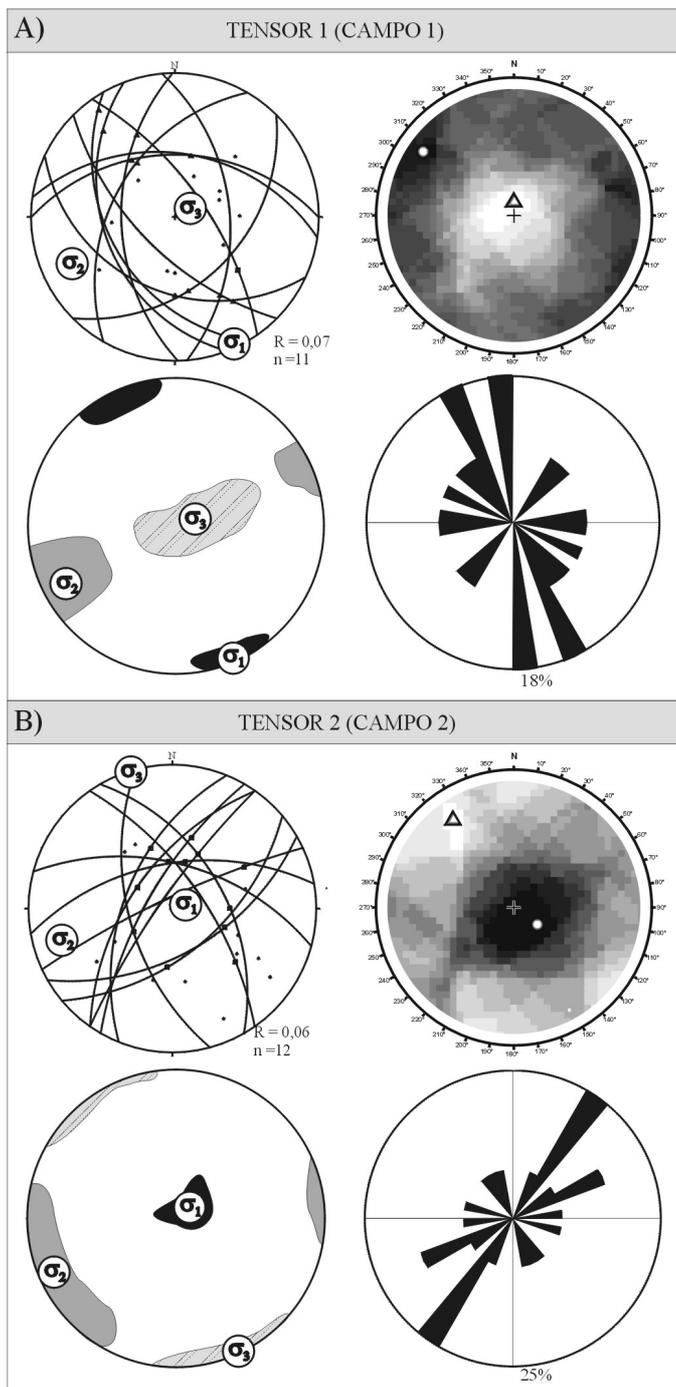


Fig. 4. A y B: resultados obtenidos con el método de Inversión de Esfuerzos para el conjunto de las fallas de los mecanismos focales deducidos para el campo 1 (tensor 1) y 2 (tensor 2). Diagramas de diedros rectos para cada tensor. Los diagramas de densidades corresponden a la dispersión de los ejes de esfuerzos calculados para cada tensor. Las rosas de direcciones representan las direcciones de los planos de falla de cada tensor
 Fig. 4. A y B: Stereonets of the fault population analysis with the Stress Inversion Method for the Stress Field 1 (Stress Tensor 1) and Stress Field 2 (Stress Tensor 2). Right Dihedra diagram calculated for both stress tensors. The density diagrams of stress axes dispersion. Rose diagrams for fault trends in both stress tensors

pectivamente, con lo que la solución ofrece un buen ajuste. Los radios de confianza son más altos para σ_2 y σ_3 (50 a 60°), ya que tienden a ser permutados al mezclar fallas inversas e inverso-direccionales y fallas normales y normal-direccionales (Fig. 4A y B). Las soluciones del tensor 1 y 2 resultan coaxiales con σ_1 y σ_3 permutados en la horizontal.

Si se contrasta esta solución con el método de los Diedros Rectos la figura de interferencia que resulta del tensor 1 es de compresión triaxial, con una dirección de máximo acortamiento hacia los N125E. Esta solución es compatible con el tensor obtenido y genera una extensión máxima en la vertical (Fig. 4A). En el caso del tensor 2, el diedro de interferencia es extensivo, al igual que la solución obtenida con el método de Inversión de Esfuerzos, con una dirección de estiramiento máximo hacia los N145E pero mostrando una solución muy radial (Fig. 4B). La rosa de orientaciones de las direcciones de los planos de falla del tensor 1 indica dos direcciones principales, una N150-160E y otra N170-180E, con algunas directrices E-O. En el tensor 2 hay menos dispersión, con una moda principal N30-40E, a pesar de que existen fallas en casi todas las direcciones, lo que favorece la triaxialidad de la solución (Fig. 4A y B).

Delimitación de áreas sometidas a un régimen similar de esfuerzo/deformación

Teniendo en cuenta estas dos subpoblaciones mecánicamente incompatibles de fallas inversas y normales obtenidas con el método de Inversión de Esfuerzos, se han calculado los valores de la forma del elipsoide de deformación K' (donde $K' = e_y / e_z$). También se han obtenido mediante el Modelo de Deslizamiento las relaciones e_y / e_x , siendo los e_i los ejes principales del elipsoide de deformación. Tanto para las fallas inversas como para las normales, se han proyectado los datos interpolados de orientaciones de ejes e_y y e_x , junto con los valores de K' e isovalores de e_y / e_x (Fig. 5). Con estos nuevos datos se podrán delimitar áreas que estén sometidas a un régimen de esfuerzo/deformación similar, además de poder relacionarlas con la profundidad de los sismos y, por tanto, con la tectónica.

En la subpoblación de fallas inversas (tensor 1) los valores de K' comprendidos entre -0,5 y -1 (fallas inversas) se proyectan en el frente de cabalgamientos del Arco de Alcaraz, pasando hacia el S por un corredor que coincide con la banda de transferencia N del Arco. Los valores de K' con componentes de cizalla ($K' < -1$) se distribuyen a lo largo de la Cordillera Bética (Fig. 5A). Los datos de K' obtenidos indican que, para

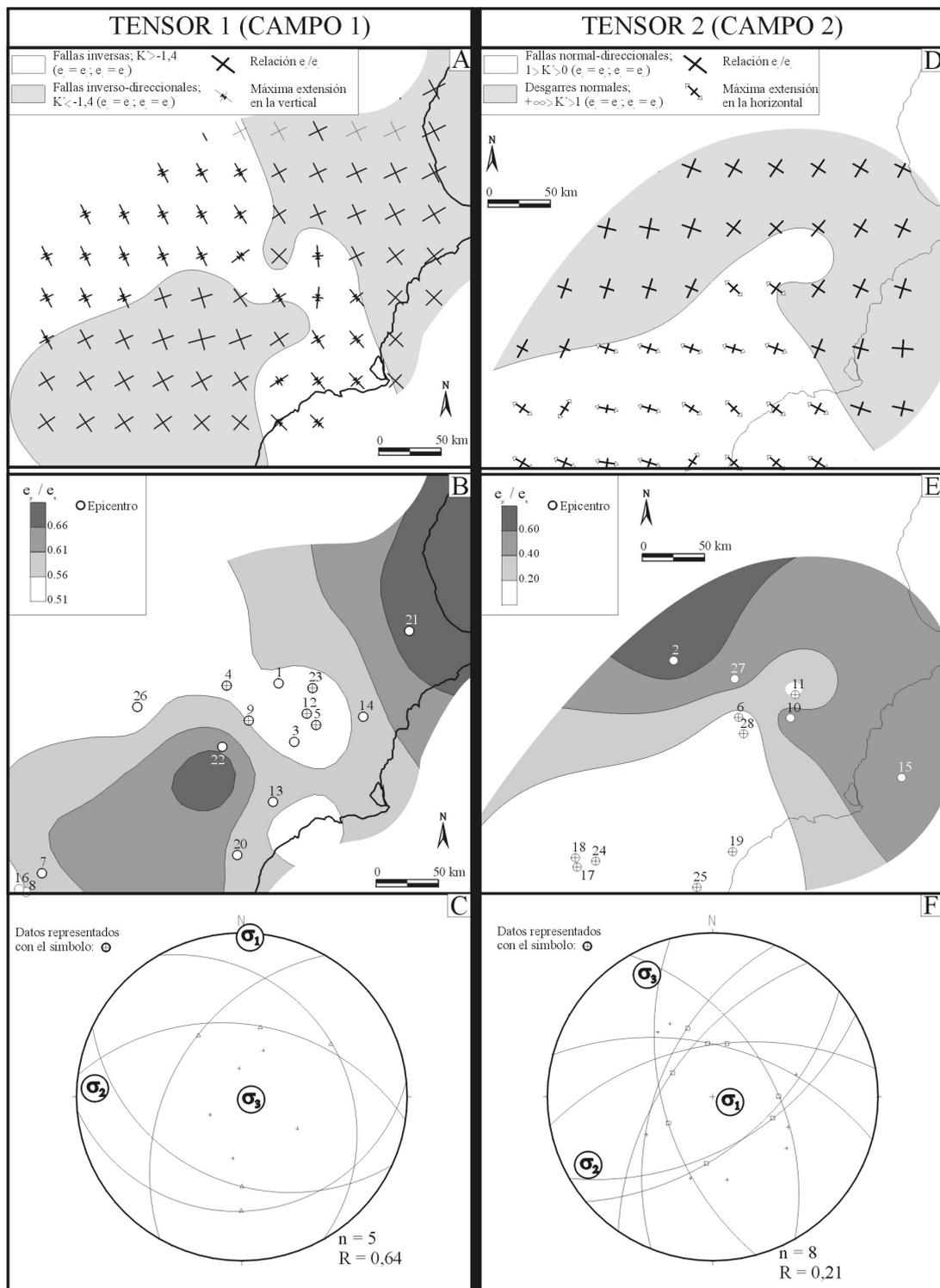


Fig. 5. A) Mapa de orientaciones de ejes e_v - e_x del elipsoide de deformación y valores de K' para los sismos del tensor 1, B) mapa de isovalores de la relación e_v - e_x (Tensor 1), C) tensor de esfuerzo obtenido para los sismos con componente compresiva, D) mapa de orientaciones de ejes e_v - e_x del elipsoide de deformación y valores de K' para los sismos del tensor 2, E) mapa de isovalores de la relación e_v - e_x (Tensor 2), F) tensor de esfuerzo obtenido para los sismos con componente más extensiva

Fig. 5. A) Map of axes e_v - e_x trends from the strain ellipsoid and K' values of the Stress Tensor 1, B) equal value areas of the e_v - e_x ratio (Stress Tensor 1), C) stress tensor calculated by the compression earthquakes, D) map of axes e_v - e_x trends from the strain ellipsoid and K' values of the Stress Tensor 2, E) equal value areas of the e_v - e_x ratio (Stress Tensor 2), F) stress tensor calculated by the extension earthquakes

el tensor 1, el régimen principal de deformación es de desgarre en la Cordillera Bética, pasando a compresivo en el Arco de Alcaraz y parte de la banda de transferencia que se desarrolla dentro de la zona de estudio. La relación e_y / e_x (Fig. 5B) ofrece una distribución análoga, pudiéndose observar soluciones próximas a 1 paralelas a la cordillera.

Si se realiza una inversión de esfuerzos para los datos que presentan una mayor componente inversa ($K' > -1,4$; sismos n° 4, 5, 9, 12, 23) y que se concentran en la banda de transferencia, se obtiene un tensor de falla inversa con una compresión triaxial ($R = 0,64$) (Fig. 5C). En este caso, la orientación de σ_1 es N-S, lo que es consecuencia de la combinación de esfuerzos compresivos de dirección NO-SE y NE-SO en la zona.

Para la subpoblación de fallas normales (tensor 2), las soluciones de K' más extensivas ($1 > K' > 0$) se proyectan dentro de Zona Interna de la cordillera Bética, alargándose hacia el NE (Fig. 5D). En este caso los isovalores de e_y / e_x presentan una distribución equivalente a la de los K' , disponiéndose los valores más bajos (más extensivos) en las mayores elevaciones nororientales de la Cadena Bética (Fig. 5E). Teniendo en cuenta el área que abarcan los valores de K' más extensivos ($1 > K' > 0$) y seleccionando los terremotos que engloba (sismos n° 6, 11, 17, 18, 19, 24, 25, 28), el tensor que se obtiene con el método de inversión de esfuerzos es extensivo con una extensión máxima hacia los N152E. Esta solución corresponde a un ten-

sor de extensión triaxial ($R = 0,21$) (Fig. 5F). Esta subpoblación sigue siendo extensiva y con la misma orientación de σ_3 (N152E) que la obtenida para el tensor 2, pero con una solución más triaxial. La causa es la misma que la que se ha descrito para las fallas inversas, pero en este caso para extensiones, es decir extensiones perpendiculares van a dar soluciones radiales.

Si se observan con detalle los mapas de la figura 5, descritos anteriormente, se puede ver cómo la banda de transferencia norte del Arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín queda muy bien definida. Esta banda parece actuar como un límite entre fallas normales y desgarres, para un tensor extensivo (tensor 2). En el tensor 1 también aparece este límite, que actúa en este caso como un corredor en el que las fallas presentan una componente más inversa. Esto confirma la importancia de esta banda de transferencia que compartimenta la deformación. Desde este punto de vista, es potencialmente una fuente sismo-genética muy importante.

Cálculo de las trayectorias de esfuerzo

Una vez deducido el campo de esfuerzos actual en la zona, se calculan las trayectorias de esfuerzo de las direcciones principales de σ_{HMAX} N158E (campo 1) y N162E (campo 2), definidos a partir del método de Giner (1996) (Fig. 6A, 6B y 7). Estos dos campos de

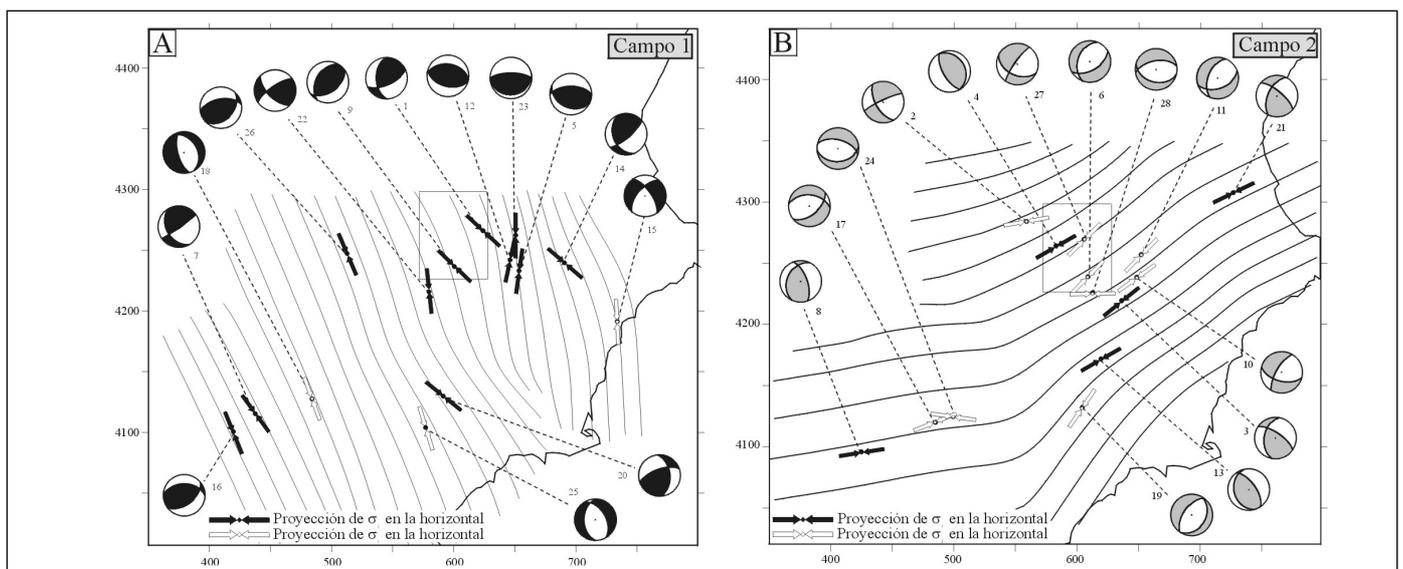


Fig. 6. Representación de las trayectorias de esfuerzo y mecanismos focales de los campos de esfuerzos: A) campo 1 (σ_{HMAX} N158E) y B) campo 2 (σ_{HMAX} N062E). Coordenadas UTM en kilómetros, huso 30

Fig. 6. Stress trajectories and focal mechanisms from the Stress Fields: A) Stress Field 1 (σ_{HMAX} N158E) and B) Stress Field 2 (σ_{HMAX} N062E). UTM coordinates (zone 30; km)

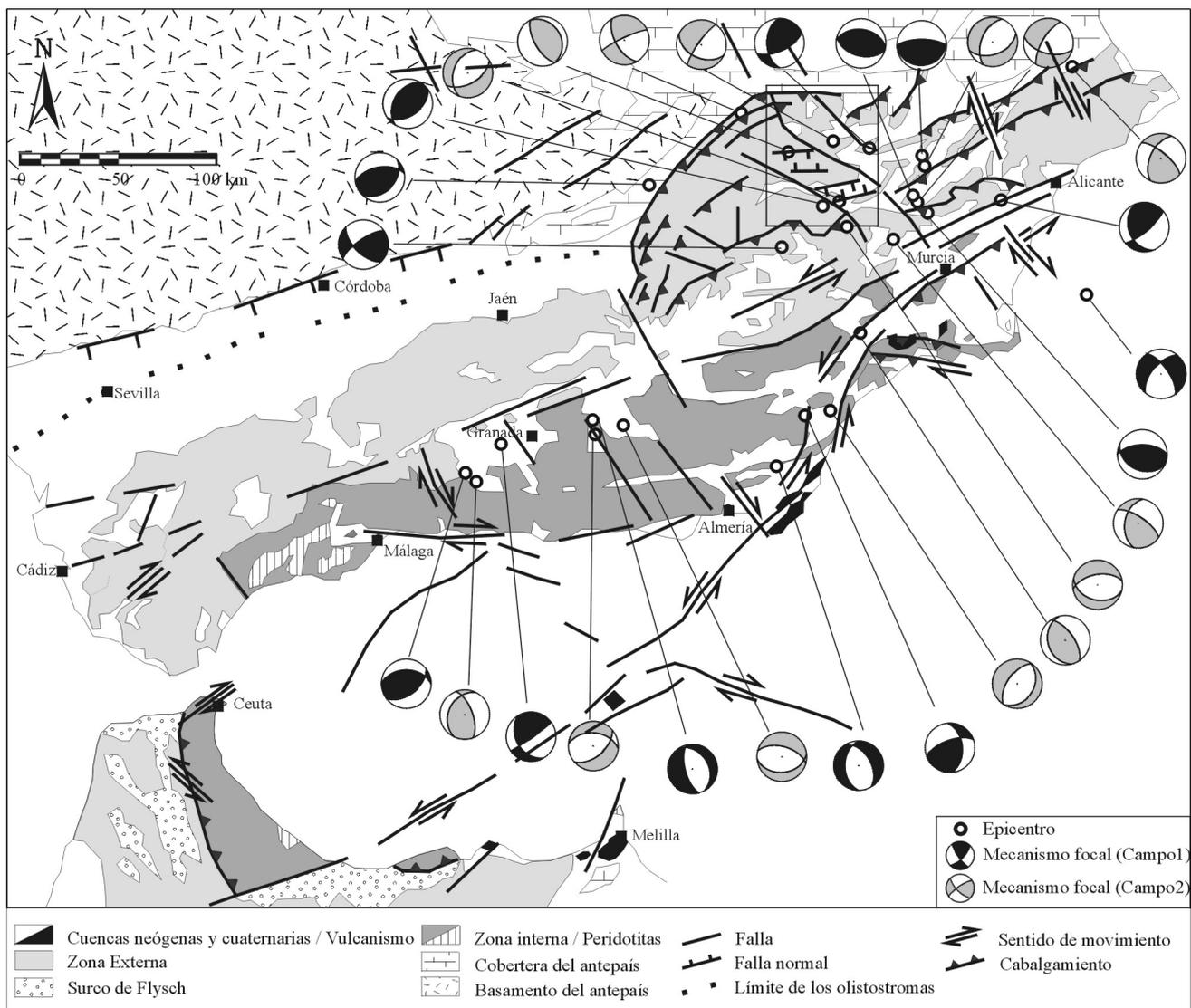


Fig. 7. Representación de los mecanismos focales del campo 1 (σ_{HMAX} N158E; en negro) y campo 2 (σ_{HMAX} N062E; en gris) sobre un esquema tectónico de la zona (SE de la Península Ibérica-Estrecho de Gibraltar)
 Fig. 7. Focal mechanisms representation of the Stress Field 1 and Stress Field 2, in a tectonic framework of the study area (South eastern of the Iberian Peninsula - Straits of Gibraltar)

esfuerzos se disponen subortogonales. El cálculo se ha llevado a cabo con el programa Traject (Lee y Angelier, 1994).

Campos de esfuerzo y tectónica regional

A continuación se describen ambos campos de esfuerzos y su relación con la tectónica regional:

a) Campo 1. De los 14 mecanismos que lo definen, 11 son de falla inversa y 3 de falla normal, con una dirección media de σ_{HMAX} NO-SE. La proyección de las

trayectorias de esfuerzo correspondiente a la subplataforma del campo 1 (Fig. 6A y 7) es compatible con las trayectorias deducidas por Galindo-Zaldívar *et al.* (1993). Según estos autores, las trayectorias de σ_{HMAX} desde el Mioceno hasta el Cuaternario, deducidas en materiales del Paleozoico al Neógeno, así como la dirección actual de esfuerzos, tienen una orientación NO-SE. La variación en la orientación respecto al entorno mediterráneo (NNO-SSE) es el resultado de la traslación hacia el oeste del Dominio de Alborán (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Dicho dominio actuaría como una cuña orogénica que produce perturbacio-

nes en el campo general de esfuerzos NO-SE, y origina una compresión en sus bordes y una extensión en sus zonas centrales. La compresión en los bordes es responsable de la formación de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NO en el Dominio Sudibérico y hacia el SE en el Dominio Africano-Magrebí (Zonas Externas del Rif). La extensión en las partes centrales del Dominio de Alborán originó la formación del Mar de Alborán. El límite entre las zonas sometidas a compresión o extensión avanza hacia los Dominios Sudibérico y Africano-Magrebí, alejándose del Dominio de Alborán (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). El movimiento hacia el oeste del Dominio de Alborán no debió originar un campo E-O (Sanz de Galdeano, 1990), hecho que plantearía problemas en el sentido de movimiento de los desgarres principales, sino una desviación hacia el NO del campo regional NNO-SSE. Esta nueva situación podría resolver la geodinámica de la región de estudio, ya que el campo primario reflejaría la variación que experimenta el campo NO-SE bético dentro de una zona de desgarre dextrosa.

Este campo 1 también es compatible con los resultados obtenidos por Herráiz *et al.* (2000), tanto a escala peninsular como a escala local (Cordillera Bética). Para el tratamiento de los datos, estos autores separan la Zona Bética Interna (47 mecanismos focales) de la Zona Bética Externa (33 mecanismos focales). Las trayectorias de σ_{HMAX} que calculan permanecen constantes y subparalelas a las obtenidas en el presente trabajo. Para la Zona Bética Externa, el tensor calculado con el Método de Inversión de Esfuerzos es de compresión uniaxial ($R = 0,05$), con σ_1 subhorizontal orientado hacia los N136E. En la Zona Bética Interna, el resultado presenta una dirección de σ_{HMAX} N11E, con un tensor de compresión triaxial ($R = 0,17$). Este último resultado también coincide con el tratamiento realizado para las fallas más compresivas (sismos n° 4, 5, 9, 12, 23) y tensor más triaxial, en el que la orientación de σ_1 es N-S. Es decir, las situaciones compresivas triaxiales dentro de la Cordillera Bética tienden a dar orientaciones de σ_1 norteadas, como orientación media a la suma de esfuerzos compresivos más o menos ortogonales.

b) Campo 2. El segundo campo de esfuerzos está definido principalmente por fallas normales (9 mecanismos focales normales y 5 inversos). Esta dirección de σ_{HMAX} está marcada esencialmente por σ_2 con fallas normales de dirección E-O a NE-SO. Las fallas inversas que pertenecen a este campo presentan planos subperpendiculares a estas fallas normales (ver Fig. 6B y 7). El campo 2 de esfuerzos traza unas trayectorias que se adaptan a la orografía de la costa medite-

rránea en el área y, por tanto, resulta subparalela a las estructuras que la condicionan.

Herráiz *et al.* (2000) sólo definen en la determinación del campo de esfuerzos de la Península Ibérica el campo secundario subortogonal al NO-SE en la Cuenca del Tajo y en la Cordillera Bética. En el caso de la Zona Bética Externa obtienen 5 mecanismos compatibles con una dirección de σ_{HMAX} NE-SO cuyas trayectorias de σ_{HMAX} son muy similares a las obtenidas en el presente trabajo. Para el tratamiento de los datos suman a estos 5 mecanismos otros 7 normales radiales del campo 1, con lo que obtienen un tensor extensivo ($R = 0,1$) cuya máxima extensión es hacia los N21E. Para la Zona Béticas Interna diferencian, con el Modelo de Deslizamiento, 25 fallas normales con una dirección de σ_{HMAX} hacia los N35E con las trayectorias de σ_{HMAX} muy similares a las obtenidas en la Zona Bética Externa y en el presente trabajo. El tensor que calculan con el método de inversión de esfuerzos es de extensión radial ($R = 0,06$) con σ_{HMAX} hacia los N166E.

Discusión sobre los campos de esfuerzo actuales

Dentro del contexto tectónico europeo, las trayectorias de esfuerzo actuales presentan una orientación muy constante NO-SE a lo largo de miles de kilómetros. La Península Ibérica no es un caso aislado y presenta trayectorias de esfuerzo similares al resto de Europa occidental. Herráiz *et al.* (2000), utilizando la misma metodología que en el presente trabajo, establecen el campo de esfuerzos actual para toda la Península a partir de 161 sismos de los que se obtuvo mecanismo focal. De estos 161 mecanismos focales tratados, 6 corresponden a Cabral (1995) para el área de Portugal y 26 mecanismos de los 28 utilizados en el presente trabajo fueron cedidos para su posterior tratamiento. Según el método de Giner (1996), la proyección conjunta de todos los sismos en un diagrama de diedros rectos ofrece una figura típica de desgarre con una σ_{HMAX} NO-SE. El modelo de deslizamiento presenta una moda mayoritaria de σ_{HMAX} según N146E (± 25) y otra minoritaria N30E (± 20). Estas dos modas quedan marcadas principalmente por mecanismos de falla inversa. El Método de Inversión de Esfuerzos obtiene dos tipos de tensores para una misma dirección de σ_{HMAX} NO-SE. Uno es de tipo desgarre con un alto componente inverso ($R = 0,14$) que explica 58 fallas y otro extensivo triaxial ($R = 0,07$) que explica 80 fallas. El primer tensor tiene un porcentaje de acierto del 88% y el segundo del 87%. Con el método de Rivera y Cisternas (1990), obtienen

un resultado con una dirección de σ_{HMAX} N148E. Al realizar una inversión conjunta de los 156 sismos tratados la solución que se obtiene es intermedia, con un tensor de desgarre de verosimilitud 0,84 y un porcentaje de acierto del 76%. El descenso en la calidad de la solución refleja la heterogeneidad tectónica de la Península Ibérica, puesto que este método ofrece sólo buenos resultados en condiciones tectónicas homogéneas.

Las trayectorias de esfuerzo para la Península obtenidas por Herráiz *et al.* (2000) presentan una clara orientación NO-SE con una tendencia N-S en el Pirineo y E-O en el Golfo de Cádiz. Estas dos desviaciones del campo reflejan, por un lado, restos de la colisión de la Península Ibérica con la Placa Euroasiática y por otro lado, el escape tectónico del Bloque de Alborán. Así mismo, obtienen un campo de esfuerzos secundario subortogonal al principal definido por 28 mecanismos focales, localizados en su mayoría en la Cordillera Bética.

Por tanto, los resultados obtenidos por Herráiz *et al.* (2000) son congruentes con las diferentes metodologías empleadas e indican que la Península Ibérica está sometida a un campo de esfuerzos con un σ_{HMAX} NO-SE al que denominan Bético. Este campo Bético es el resultado de la acción combinada entre la colisión de la Placa Africana contra la Euroasiática, que se produce según una orientación NNO-SSE, y el empuje E-O de la dorsal Atlántica. Según el método de Giner (1996), existe una partición de la deformación, entre un campo inverso responsable de la dirección principal de acortamiento NO-SE y una extensión triaxial.

El problema de la coexistencia de dos campos de esfuerzo simultáneos en el entorno mediterráneo ya ha sido planteado por varios autores. Rebaï *et al.* (1992) analizan el problema del cálculo de campos de esfuerzos a diferentes escalas en el área mediterránea. Estos autores definen escapes tectónicos perpendiculares a las direcciones de acortamiento de la placa Africana y Euroasiática, como un proceso característico en la zona de colisión continental del área mediterránea. La dinámica de estos bloques menores diferenciados, en los límites de estas dos placas, genera escapes laterales de los mismos, produciendo distorsiones en el campo de esfuerzos regional (σ_{HMAX} NNO-SSE).

En la zona más occidental del Mediterráneo, al sur de la Península Ibérica y norte de Marruecos, se produce uno de estos fenómenos de escape lateral (Vegas, 1992; Rebaï *et al.*, 1992). Como consecuencia de este proceso definen desviaciones de σ_{HMAX} en el área. Este proceso es extremo en el Arco de Gibraltar,

en el que las trayectorias de esfuerzo son perpendiculares a las direcciones más regionales de σ_{HMAX} .

Otro ejemplo lo constituye el área oriental del Mediterráneo, zona comprendida entre Grecia y Turquía, en la que el acercamiento de las placas Euroasiática y Africana produce un escape lateral al Oeste del bloque de Anatolia (Rebaï *et al.*, 1992). Este fenómeno, al igual que el área occidental mediterránea, produce desviaciones del campo de esfuerzos, llegando incluso a disponerse ortogonal dentro del bloque de Anatolia.

Medina (1995) realiza un análisis de la sismicidad presente en el área de Marruecos, cerca de la falla de Nekor. Este análisis le lleva a determinar dos direcciones de σ_{HMAX} perpendiculares y simultáneas, que interpreta como un fenómeno de escape tectónico lateral. Interpretación que también estaría de acuerdo con el contexto geodinámico propuesto por Rebaï *et al.* (1992) para la zona del Arco de Gibraltar. La dirección de σ_{HMAX} calculada por Medina (1995) es NNO-SSE, con un campo subortogonal compatible con las trayectorias de esfuerzos regionales calculadas en el presente trabajo.

Este fenómeno de coexistencia de dos campos de esfuerzo actuales simultáneos no sólo se ha definido en el área mediterránea en zonas de límite de placa, sino que también aparece en zonas intraplaca. Giner (1996) calcula dos campos de esfuerzo simultáneos en la Cuenca del Tajo, uno principal NO-SE y otro secundario NE-SO. El campo principal, responsable de la estructuración del Sistema Central, está definido principalmente por fallas inversas (13 inversas y 5 normales) con profundidades hipocentrales mayores que las del campo secundario. El campo secundario está definido fundamentalmente por mecanismos focales de falla normal muy superficiales. Giner (1996) interpreta la coexistencia de los dos campos de esfuerzo como consecuencia de una flexura cortical en la Cuenca de Madrid (de dirección NE-SO), generada por el desarrollo del Sistema Central con una dirección de acortamiento NO-SE. Las fallas normales del campo secundario se generan por encima de la superficie neutra de la flexura, donde hay extensión.

Según lo expuesto anteriormente la coexistencia del campo 1 y del campo 2 (subortogonales) se podría interpretar, en una primera aproximación, según tres hipótesis diferentes:

- 1) Coexistencia de dos estados de esfuerzos subperpendiculares como consecuencia de fenómenos de escape tectónico lateral, producidos por el acercamiento de la Placa Africana a la Euroasiática (campo 1), causando una desviación de los esfuerzos que genera el campo 2. Esta hipótesis estaría de acuerdo

con los modelos propuestos por Rebañ *et al.* (1992), Vegas (1992) y Medina (1995).

2) Flexura cortical E-O que produciría una elevación generalizada de la zona, y que generaría a la vez fallas normales en superficie con la misma dirección, por encima de la superficie de no deformación longitudinal finita (Van der Beek y Cloeting, 1992).

3) Fallas normales generadas como consecuencia de un proceso extensivo generalizado que comenzó durante el Tortonense inferior-medio (solapándose a las últimas fases de compresión del orógeno bético) y que continúa hasta la actualidad. Esta fase extensiva generalizada de la Cordillera Bética ha sido propuesta por diferentes autores (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988; Sanz de Galdeano y Vera, 1991).

De estas tres posibilidades, la primera es la que explica la aparición de fallas inversas perpendiculares a las direcciones de las fallas normales. Si se representan los valores de magnitud y profundidad de los sismos, se puede observar cómo las fallas inversas se proyectan tanto en zonas someras (entre 0 y 10 km) (Fig. 8A) con magnitudes bajas (entre 3 y 3,5), como en zonas profundas (entre 15 y 20 km) con valores de magnitud que pueden oscilar entre 3,4 y 3,9. En líneas generales, las fallas normales son más superficiales que las inversas, entre 1 y 10 km (Fig. 8B). En el campo 1 las fallas inversas estarían distribuidas entre los 4 y 22 km de profundidad, con fallas normales en superficie (de 2 a 5 km). Buforn *et al.* (1995) y Sanz de Galdeano y López-Garrido (1999) también proponen este campo compresivo según una orientación NO-SE. Para el campo 2, tanto las fallas inversas como las normales son más superficiales (entre 6 y 15 km).

Las direcciones de σ_{HMAX} N158E (campo 1) y N062E (campo 2) están definidas esencialmente por fallas inversas. En el caso del campo 1 es más evidente, puesto que sólo cuenta con tres fallas normales, existiendo una dispersión en la dirección de $\pm 12^\circ$. En el caso del campo 2, la dirección de σ_{HMAX} N062E está definida principalmente por fallas inversas (5 datos), ofreciendo mayor dispersión las fallas normales (9 datos) (la dispersión media para el conjunto del campo 2 es $\pm 11^\circ$). Estos datos apoyan la hipótesis de la génesis mayoritaria de fallas normales durante el Cuaternario por un ascenso regional de la Cordillera Bética, puesto que la mayoría de los esfuerzos compresivos se dan en profundidad con una dirección media de σ_1 perpendicular a la Cordillera. Esta hipótesis se ve favorecida por el hecho de que las fallas normales son más superficiales que las inversas (Fig. 8) y por distribuirse principalmente en las zonas más elevadas de la Cordillera Bética. En estas áreas la componente de extensión es triaxial ($R = 0,21$), con

una extensión máxima perpendicular a la Cordillera. Cabe destacar que la aparición de zonas locales con compresión triaxial ($R = 0,64$) condicionan el campo de esfuerzos de forma puntual, disponiéndose N-S las direcciones de máximo acortamiento. Todos estos datos parecen indicar que el acercamiento entre las placas Africana y Euroasiáticas sigue actuando, produciendo terremotos extensivos en superficie y compresivos en profundidad.

Conclusiones

A partir del análisis de la sismicidad instrumental en la Cordillera Bética Oriental, mediante el cálculo conjunto de mecanismos focales de terremotos, se diferencian dos campos de esfuerzo subortogonales. Los campos de esfuerzo obtenidos mediante métodos de análisis poblacional de fallas, son los siguientes:

A) Campo 1. Definido esencialmente por fallas inversas (11 mecanismos focales inversos y 3 normales), que marcan una dirección de σ_{HMAX} N158E, con profundidades hipocentrales que oscilan entre los 4 y 22 km.

B) Campo 2. Predominio de fallas normales (9 mecanismos focales) sobre inversas (5 mecanismos

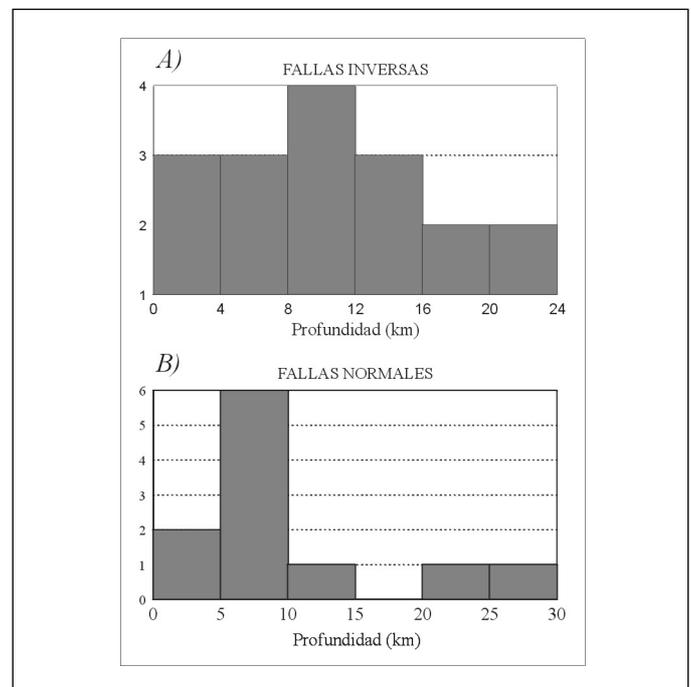


Fig. 8. Histograma de frecuencias de profundidades de sismos para las: A) fallas inversas y B) fallas normales
 Fig. 8. Frequency histograms of the earthquakes depth in the: A) reverse faults and B) normal faults

focales), que definen una dirección de σ_{HMAX} N062E. Esta subpoblación ofrece sismos, en general, con hipocentros más superficiales (entre 2 y 15 km).

La hipótesis que mejor se ajusta a este área, y que explica ambos campos de esfuerzos simultáneos, es la flexura cortical antiformal de dirección E-O, propuesta por Van der Beek y Cloeting (1992), que produce una elevación generalizada de la zona, generándose fallas normales por encima de la superficie neutra y fallas inversas en profundidad. Es decir, dos campos de esfuerzos simultáneos en el tiempo pero no en el espacio. La componente de extensión es triaxial ($R = 0,21$) con una extensión máxima perpendicular a la Cordillera. Cabe destacar la aparición de zonas con compresión triaxial ($R = 0,64$) que, de forma puntual, disponen N-S las direcciones de máximo acortamiento.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado con una beca del Consejo de Seguridad Nuclear (al primer autor). Agradecer al Instituto Geográfico Nacional la cesión de los datos sísmicos y en especial al Dr. Juan Rueda por la ayuda prestada. También agradecemos la revisión de este trabajo por los Doctores Pedro Alfaro García y Carlos Sanz de Galdeano.

Referencias

- Angelier, J. y Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droites. *Bulletin Société géologique France*, 7, t XIX, 6, 1309-1318.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S. 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate motion circuit and tectonics of the Gloria Gault. *Journal of Geophysical Research*, 94, B5, 5585-5602.
- Buforn, E., Sanz de Galdeano, C., y Udías, A. 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Cabañas, L., Lindo, R. y Herráiz, M. 1996. MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales. *Geogaceta*, 20 (6), 1377-1379.
- Cabral, J. 1995. *Neotectónica em Portugal Continental. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*. 31. Ministério da Industria e Energia. Lisboa.
- Calvo, J. P. 1978. Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete. *Estudios Geológicos*, 34, 407-429.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. 1991. An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191, 399-409.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. y Rivera, L. 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221, 413-437.
- De Vicente, G. 1988. Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, *Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid*, Madrid, 317 pp.
- Elizaga, E. y Calvo, J. P. 1988. Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Boletín Geológico y Minero*, 99, 837-846.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Giner, J.L. 1996. *Análisis sismotectónico y neotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 268 pp.
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. 2000. The recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 4, 762 – 786.
- I.G.N. 1994. *Catálogo de sismos próximos año 1991*. Madrid.
- Klein, F.W. 1978. Hypocenter location program HYPOIN-VERSE: users guide to versions 1,2,3 and 4. Part 2, Source listing and notes. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 78 (694), 1-113.
- Lee, J.C. y Angelier, J. 1994. Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2), 161-191.
- Lee, W.H.K. y Lahr, J.C. 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 75 (311), 59 pp.
- Medina, F. 1995. Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Journal of Structural Geology*, 17, 1, 1035-1046.
- Núñez-Cornú, F.J. 1987. Un programa interactivo en BASIC para cálculo de mecanismos focales. *Revista de Geofísica*, 43, 209-212.
- Pegoraro, O. 1972. *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle, U.S.T.L. Montpellier, 41 pp.
- Rebaï, S., Philip, H. Taboada, A. 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophysics Journal International*, 110, 106-140.
- Reches, Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47, 1-2, 109-129.
- Reches, Z. 1992. Constraints on the Strength of the Upper Crust from Stress Inversion of Fault Slip Data. *Journal of Geophysical Research*, 97, B9, 12481-12493.
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. 1983. Faulting of rocks in three-

- dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95, 111-132.
- Rivera, L.A. y Cisternas, A. 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin Seismological Society American*, 80(3), 600-614.
- Rincón, P. y Vegas, R. 1998. Caracterización sísmica de la corteza en el borde Prebético y el antepaís correspondiente. Resúmenes de: 100 años de observaciones sísmológicas en San Fernando 1898-1998. *Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando. Boletín ROA*, 7/98: 59.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y De Vicente (en este mismo volumen). Análisis de la fracturación en materiales recientes (Mioceno superior - Cuaternario) en el Prebético Externo de Albacete.
- Sanz de Galdeano, C. 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica*, 26, 3-4, 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A.C. 1999. Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30, 259-272.
- Van der Beek, P. A. y Cloeting, G. 1992. Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, 325-344.
- Vegas, R. 1992. Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. En: *Física de la Tierra* (M.L. Osete y M. Calvo, Eds.), Ed. Complutense, Madrid, 4, 41-56.
- Zoback, M.L. 1992. First-and Second-Order Patterns of stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11703-11728.

Recibido: Julio 2001

Aceptado: Noviembre 2001