

# Análisis de las deformaciones y esfuerzos recientes y su relación con la sismicidad en el borde oriental de la cuenca del Tajo (España Central)

A. Muñoz-Martín<sup>(1)</sup>, G. De Vicente<sup>(1)</sup> y J.L. Giner<sup>(2)</sup>

(1) Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid  
E-mail: amunoz@geo.ucm.es

(2) Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma. 28049 Madrid

## RESUMEN

La cuenca del Tajo es un área de actividad sísmica baja pero con evidencias geológicas de actividad neotectónica. Para establecer su evolución reciente se han analizado las deformaciones y esfuerzos recientes, a partir de 794 planos de falla con estrías repartidas en 40 estaciones de análisis. Los resultados muestran la presencia de un campo de esfuerzos extensivo principal un eje de extensión horizontal ( $S_{HMIN}$ ) NO-SE, y un campo secundario en régimen de desgarre con la misma orientación de  $S_{HMIN}$ . Este campo secundario aparece asociado a zonas de fractura previas de orientación NE-SO, y es simultáneo con el campo extensivo. El estudio de la sismicidad incluye la construcción de cuatro nuevos mecanismos focales de terremotos, y su análisis conjunto con los datos previamente publicados. La inversión de esfuerzos aplicada a los planos nodales de los terremotos ha permitido calcular la presencia coetánea de dos tensores de esfuerzos activos en la cuenca del Tajo: Uno en régimen compresivo, próximo a desgarre, con una dirección del máximo esfuerzo horizontal ( $S_{HMAX}$ ) según NO-SE, y un tensor minoritario de tipo extensivo con  $S_{HMIN}$  según NO-SE. Este tensor extensivo lo interpretamos como el producto de una permutación entre  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  en la zona externa superficial de una flexión antiformal de escala cortical descrita previamente (Giner, 1996; Andeweg *et al.*, 1999; Cloetingh *et al.*, 2002)

Palabras clave: campo de esfuerzos, cuenca del Tajo, inversión de esfuerzos, mecanismo focal, neotectónica

## ***Analysis of the recent stresses and deformations in the Tajo basin eastern border (Central Spain). Relationships with the seismicity***

### ABSTRACT

*The Tajo Basin is a low seismic activity area, but with geological evidences of important neotectonic deformations. To analyze the neotectonic evolution, a brittle stress inversion procedure has been made using 794 fault-slip data from 40 sites. Stress inversion results show two different and contemporary paleostress fields: a main extensional NO-SE stress field, and a secondary strike-slip stress regime field with the same minimum horizontal stress ( $S_{HMIN}$ ) orientation. The secondary stress field has a local distribution and it is clearly related to NE-SO fracture zones. Seismicity analysis includes the construction of new four focal mechanisms, as well as its analysis with the published data. Stress inversion results of the focal mechanisms show that there are two different active stress tensors in the Tajo Basin. The primary is a compressive (near strike-slip) stress tensor with a N140 trending maximum horizontal stress ( $S_{HMAX}$ ), and the second one is an extensional stress tensor with a NO-SE  $S_{HMIN}$ . We interpret this extensional stress tensor as a local permutation between the  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  stress axes of the regional stress tensor near the surface. This stress axes permutation seems to be related to the superficial zone of a NE-SO crustal flexure described previously (Giner, 1996; Andeweg *et al.*, 1999; Cloetingh *et al.*, 2002)*

*Key words: focal mechanism, neotectonics, stress field, stress inversion, Tajo basin*

## Introducción y objetivos

El estudio de las deformaciones recientes en zonas de baja actividad sísmica está cobrando durante los últimos años especial importancia, debido a que es la llave que permite entender el proceso sísmico y su

origen (las fuentes sísmicas), lo que resulta fundamental para abordar los estudios de riesgo sísmico. Estos análisis incluyen, fundamentalmente, el análisis estructural frágil, el estudio de estructuras paleosísmicas, la inversión de esfuerzos de las fallas recientes, y la integración de estos datos con la sis-

micidad instrumental (sismotectónica). En este trabajo se avanza en esta línea de investigación en el borde oriental de la cuenca del Tajo, un área de baja actividad sísmica pero con evidencias geológicas de actividad sísmica mucho mayor (Giner, 1996), con vistas a su utilización en estudios de riesgo y peligrosidad sísmica.

Las principales unidades geológicas que aparecen en el centro-este de la Península Ibérica son, por una parte, los cinturones de deformación, y por otra las cuencas terciarias que conforman la Cuenca del Tajo (Madrid y Loranca) y la de Almazán al N (Fig. 1). La Cordillera Ibérica y el Sistema Central son dos cinturones alpinos de deformación intraplaca (Álvaro *et al.*, 1979) que se encuentran situados en una posición intermedia entre las dos grandes cadenas que se desarrollan durante la orogenia alpina en los bordes N y S de la placa Ibérica: los Pirineos y las Béticas. Recientemente se han realizado un buen número de

trabajos en la cuenca del Tajo, incluyendo datos sísmológicos (Herráiz *et al.*, 2000) y deformaciones recientes (De Vicente *et al.*, 1996; Giner, 1996; Muñoz Martín, 1997) que han ahondado en el grado de conocimiento sobre las características de las deformaciones y esfuerzos en éste área desde el Mioceno Superior hasta la actualidad. Todos estos trabajos permiten abordar el estudio de las deformaciones recientes a una escala algo menor, y discutir su génesis en relación a las estructuras preexistentes y a la evolución tectónica del centro peninsular.

En este trabajo se describen y analizan las características geométricas, cinemáticas y dinámicas de las estructuras de deformación frágiles recientes en esta zona de la Península Ibérica, los esfuerzos que las han activado, y su relación con la actividad sísmica presente en la zona. Entendemos como "recientes" todos aquellos procesos ocurridos desde la última reorganización cinemática de la microplaca Ibérica

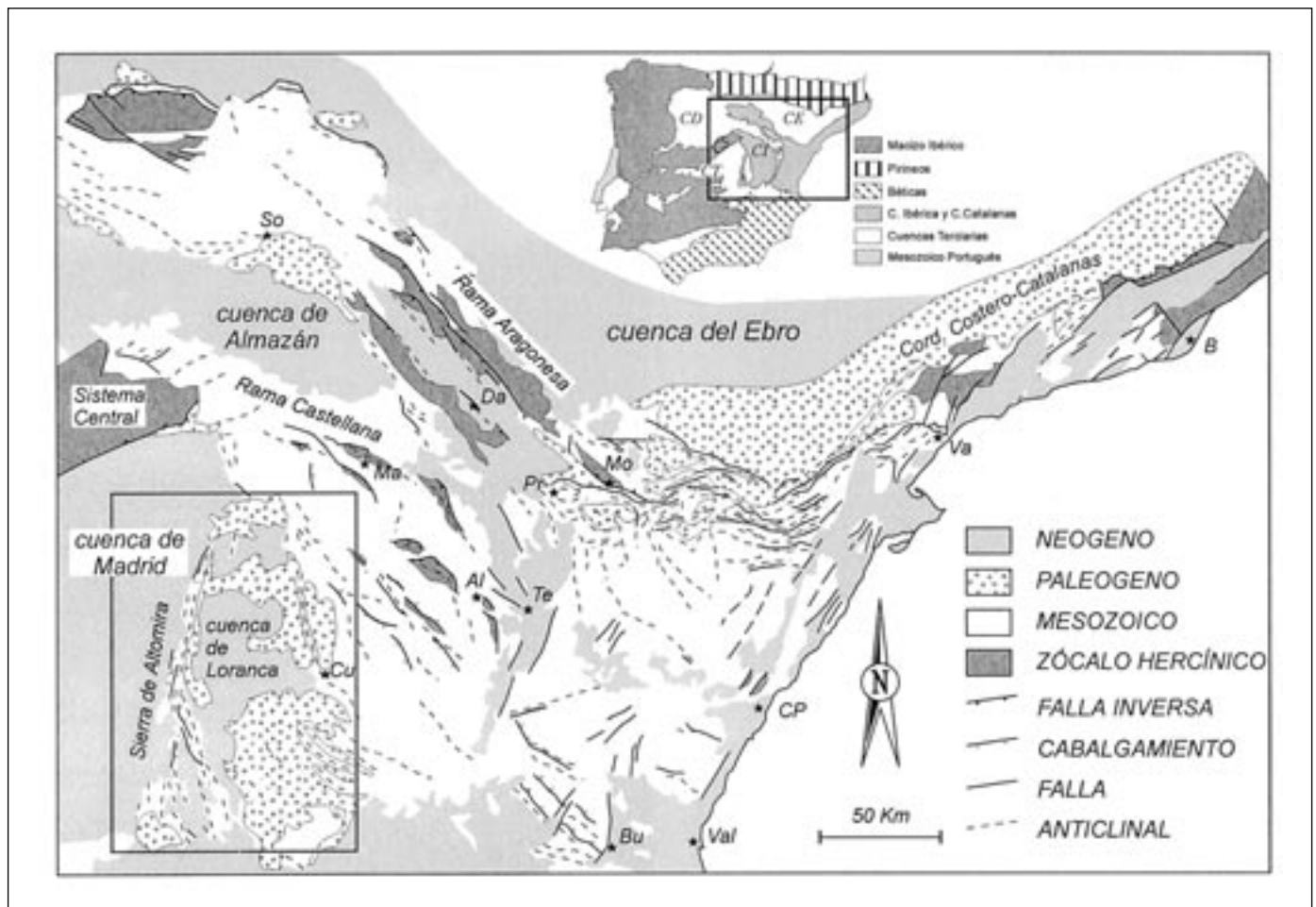


Fig. 1. Localización geográfica y geológica de la zona de estudio. CE, Cuenca del Ebro, CT, Cuenca del Tajo, CD, Cuenca del Duero y CI, Cordillera Ibérica

Fig. 1. Geographical and geological location of the studied area. CE, Ebro Basin, CT, Tajo Basin, CD, Duero Basin, and CI, Iberian Range

respecto a las placas Africana y Euroasiática, que se corresponde con el período comprendido entre los 9 Ma y la actualidad (Dewey *et al.*, 1989; Albarello *et al.*, 1995).

Para alcanzar estos objetivos, en este trabajo se han analizado las mesoestructuras recientes (fundamentalmente estrías de deslizamiento en planos de falla), se han establecido los estados de paleoesfuerzo que las han activado, y se han comparado estos datos con la actividad sísmica presente en el borde oriental de la cuenca del Tajo. El análisis de la sismicidad ha incluido la recopilación de los datos históricos e instrumentales, la construcción de cuatro nuevos mecanismos focales y el cálculo de los tensores de esfuerzo activos en el borde oriental de la cuenca del Tajo.

### Marco geológico y antecedentes

El borde oriental de la Cuenca del Tajo presenta una evolución geológica compleja, con evidencias de actividad tectónica y sedimentaria durante la mayor parte del Terciario, tal y como demuestran los datos estructurales (Álvaro y Capote, 1973; Capote y Fernández-Casals, 1978; Manera, 1981; Capote, 1983; De Vicente *et al.*, 1996; Muñoz Martín *et al.*, 1998), los datos estratigráficos y sedimentológicos (Torres y Zapata, 1986; Díaz Molina *et al.*, 1989; Calvo *et al.*, 1990; Rodríguez Aranda, 1995; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996) y los datos geofísicos (Racero, 1989; Querol, 1989; Perucha *et al.*, 1995; Muñoz Martín y de Vicente, 1998). La Sierra de Altomira, situada en el borde oriental de la Cuenca del Tajo, consiste en un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos que divide a la Cuenca del Tajo en dos cuencas menores: la de Madrid al E, y la de Loranca al Oeste (Fig. 1). Ambas cuencas presentan un relleno sedimentario complejo de tipo continental, con numerosas discontinuidades, siendo dominantes los materiales detríticos, carbonáticos y evaporíticos (Calvo *et al.*, 1990; Díaz Molina y Tortosa, 1996).

La zona de estudio presenta evidencias de deformaciones recientes que ya fueron detectadas en el siglo XIX, a pesar de constituir una zona intraplaca alejada de los bordes activos principales de la placa Ibérica (Béticas y Pirineos). El origen de estas deformaciones ha sido interpretado de tres maneras diferentes:

- A) Un conjunto de trabajos antiguos (Prado, 1864; Mallada, 1907; Gómez de Larena, 1913; Hernández Pacheco y Royo Gómez, 1916), y otros más recientes (Vegas *et al.*, 1975; Hoyos *et al.*, 1996), sugieren un origen de tipo atectónico

para las estructuras que observan en sus zonas de estudio. Estas deformaciones estarían originadas, fundamentalmente, por fenómenos halocinéticos de los materiales evaporíticos presentes en la cuenca.

- B) Otro grupo de trabajos establecen un origen de tipo tectónico, entre los que destacan: (Royo Gómez, 1926; Solé, 1952; Capote y Fernández Casals, 1978; Vaudour, 1979) y recientemente, e incluyendo datos sismológicos, Giner (1996).
- C) Por último, un tercer grupo de autores combinan un origen mixto entre las dos hipótesis anteriores, destacando San José (1975), Martín Escorza (1983), Pérez González (1982), Silva *et al.* (1988). Todos estos autores aceptan con ligeras modificaciones la hipótesis planteada por Alía (1960), según la cual estas deformaciones son el producto de un ajuste, en los materiales más recientes, de pequeños movimientos en las estructuras preexistentes en el basamento.

### Características de la fracturación y del campo de paleoesfuerzos activo durante el Plioceno-Cuaternario

Para caracterizar las estructuras recientes se ha llevado a cabo una intensa campaña de recogida de datos mesoestructurales a lo largo de la mayor parte de las estructuras cartográficas deducidas a partir de fotografía aérea y cartografías geológicas previas. De este modo, se han recogido un total de 794 fallas con estrías repartidas en 40 estaciones de análisis (Fig. 2) que afectan, fundamentalmente a los niveles carbonatados del Mioceno Superior, así como a los niveles de terrazas cuaternarias. La calidad de las estructuras es bastante buena, debido a que los niveles carbonatados del Mioceno Superior son óptimos para la toma de datos micro y mesoestructurales. Por otra parte, algunas terrazas cuaternarias se encuentran fuertemente deformadas y con buenos afloramientos (terrazas del Pleistoceno inferior-medio del río Tajo; Giner y Pinilla, 1996), lo que unido a la presencia en ellas de cantos carbonatados, ha permitido la medida de fallas con estrías y cantos estriados de tamaño centimétrico a decimétrico.

Conviene resaltar la presencia de numerosas fallas normales tardías, especialmente en la mitad meridional de la zona de estudio, afectando tanto a materiales de edad Mesozoica, como a la serie sedimentaria terciaria (Oligoceno-Mioceno Inferior). Cronológicamente el movimiento normal de estas fallas es claramente posterior al desarrollo de los pliegues y cabalgamientos de edad Oligoceno-Mioceno Superior



Fig. 2. Mapa de posición de las estaciones de análisis estructural frágil, y principales fallas de basamento deducidas a partir de los datos geofísicos publicados por Querol, 1989; Perucha et al., 1995 y Muñoz Martín y De Vicente, 1998

Fig. 2. Location of the brittle structural analysis sites and main basement faults deduced from geophysical data published by Querol, 1989, Perucha et al., 1995 and Muñoz Martín and De Vicente, 1998

(asignados a los campos de paleoesfuerzos compresivos *Ibérico* y *Altomira*; Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín et al., 1998), lo que unido a las características similares de las fallas medidas en los materiales del Mioceno Superior y Cuaternario, nos ha permitido asignarlas al mismo proceso de deformación reciente.

### Análisis Poblacional de Fallas

Una vez recogidos los datos de campo se ha procedi-

do al análisis de sus características geométricas, cinemáticas y dinámicas mediante las técnicas clásicas: proyección estereográfica, diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977); Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988), y el cálculo de los tensores de paleoesfuerzo con el método de inversión de esfuerzos a partir de estrías de deslizamiento sobre planos de fallas (Reches, 1987; Reches et al., 1992). Este último método obliga a las estrías de deslizamiento a cumplir la ecuación de Bott y la ley de Mohr-Coulomb, por lo que permite calcular, no sólo las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ), sino también el factor de forma R ( $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ ), y los parámetros mecánicos medios bajo los que se produjo el deslizamiento (coeficiente de fricción  $\mu$  y cohesión). Una vez calculados los estados puntuales de esfuerzos, que se muestran en la Tabla 1, se procedió a su análisis conjunto mediante la representación de las soluciones en un diagrama  $S_{HMAX}/R$  (dirección del máximo esfuerzo horizontal  $-S_{HMAX}$  frente al factor de forma del tensor de esfuerzos, R). Este tipo de diagramas permite delimitar los conjuntos de soluciones convergentes, y agrupar las soluciones comunes. Finalmente se procedió a representar la distribución espacial de los estados puntuales de esfuerzos, así como al cálculo de las trayectorias de los esfuerzos horizontales máximos ( $S_{HMAX}$ ) y mínimos ( $S_{HMIN}$ ) siguiendo a Lee y Angelier (1994).

Conviene destacar que la mayor parte de los datos asignados a este campo de esfuerzos se han medido en los niveles estratigráficos más recientes, lo que supone unas condiciones de enterramiento muy superficiales que, excepcionalmente, han superado los 100 m. Este hecho es fundamental a la hora de analizar las dispersiones de las soluciones dinámicas y las condiciones mecánicas (coeficiente de fricción,  $\mu$ ) bajo las que se han activado estas estructuras, y, sobre todo, si se comparan estas soluciones con los datos obtenidos a partir de los terremotos.

### Resultados de la inversión de esfuerzos

De las 794 fallas analizadas, 701 fallas (88 % de los datos, 33 estaciones) corresponden a estados de paleoesfuerzos extensivos, y el resto (93 fallas, 7 estaciones) a estados en régimen de desgarre. Los índices de calidad de las estaciones son buenos (Tabla 1), explicando la mayor parte de estos tensores entre 10 y 20 fallas. En la figura 4 se muestran los resultados de la inversión de esfuerzos con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992) para el conjunto de fallas asignadas al campo Reciente, pudiéndose establecer dos grupos principales:

ESTACION	Edad	C.E.	NF	LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZAMIENTO				INVERSIÓN DE ESFUERZOS							
				X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	$\phi$	R	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	PMA	SLIP	$\mu$	F.E.
HIRUELAN	1	R.E.	18	550600	4509200	800	0,49	110	6	37,7	0,62	76/198	13/021	00/291	20,13	10,55	0,5	18
PAREJAI	1	R.E.	25	531300	4489100	780	0,15	140	8	58,1	0,06	79/044	10/230	01/140	21,14	15,95	1,2	23
PUERTA3	1	R.E.	29	534600	4498750	780	0,25	164	9	49,3	0,20	80/289	08/076	05/167	20,57	13,31	0,9	22
VEGA	3	R.E.	17	539800	4501900	830	0,31	2	7	36,1	0,29	73/283	15/086	04/177	10,81	7,48	0,4	13
AUNONIN	1	R.E.	11	519600	4484300	715	0,07	106	3	46,0	0,48	78/204	11/017	01/107	16,71	10,19	0,9	11
SOLANA2	4	R.E.	13	538700	4499700	970	0,32	147	11	58,9	0,07	86/321	00/219	03/129	24,27	20,46	1,2	9
ALOCEN2	4	R.E.	9	521300	4488700	920	0,02	166	14	39,2	0,07	77/204	11/052	05/321	18,82	9,25	0,7	9
PRIEGO2	1	R.E.	19	560400	4477700	840	0,28	146	6	57,5	0,10	85/223	04/025	01/116	19,25	21,38	1,2	14
BEDIJA	4	R.E.	16	497125	4413100	750	0,06	138	7	63,2	0,07	84/235	05/060	00/330	13,48	6,81	1,3	12
MOTAGN	1	R.E.	14	513500	4372350	765	0,33	3	13	49,9	0,23	78/264	11/078	01/168	26,98	22,90	0,8	11
ZANCARAI	1	R.E.	33	536850	4377200	750	0,61	157	13	54,2	0,02	73/074	16/260	01/170	27,32	25,58	1,0	23
MOLINOS2	1	R.E.	19	578750	4437400	1020	0,16	138	6	75,4	0,26	81/034	08/231	02/141	22,08	18,70	1,2	15
CARACENN	4	R.E.	19	537250	4441700	1060	0,18	145	8	44,2	0,17	73/272	13/054	10/146	14,48	12,54	1,1	16
LORANCAI	5	R.E.	55	489700	4477950	820	0,42	162	11	37,3	0,12	87/271	01/056	01/146	24,00	20,17	1,2	36
BARAJAS	5	R.E.	10	507450	4441700	730	0,03	9	13	50,1	0,06	82/274	07/077	02/167	15,19	8,96	0,8	10
ESTREMEI	5	R.E.	29	496700	4448250	580	0,11	138	28	48,4	0,09	82/252	07/054	02/144	22,10	16,65	1,0	27
MONTEUM2	5	R.E.	8	500800	4474500	880	0,21	130	11	29,4	0,46	86/357	03/209	02/119	25,17	12,23	0,4	8
ALMAR3	1	R.E.	17	549650	4393600	980	0,15	170	22	50,3	0,04	76/272	13/088	00/178	10,83	5,39	0,6	7
PRADEJA2	1	R.E.	34	534000	4395600	800	0,09	137	14	45,9	0,14	81/005	00/272	08/182	23,72	13,57	0,8	27
BOLARTI	5	R.E.	46	518500	4480450	665	0,08	95	23	41,8	0,06	83/171	06/012	02/282	17,20	11,81	0,8	44
BUJEDAI	3	R.E.	15	513900	4453500	920	0,44	119	4	57,3	0,58	85/237	04/032	01/123	21,94	19,70	1,1	15
VELLISCA	2	R.E.	18	516300	4440350	875	0,59	127	6	33,1	0,69	74/224	15/040	00/130	23,44	8,02	0,4	17
RADA2	1	R.E.	20	533350	4379800	800	0,17	179	11	50,5	0,18	87/079	02/260	00/170	22,66	16,96	1,1	17
CASABUT3	1	R.E.	33	519200	4473500	720	0,14	177	9	61,0	0,06	81/061	08/232	01/322	18,15	11,27	1,1	23
IBERI	1	R.E.	23	537900	4514400	1005	0,22	150	6	44,5	0,28	83/167	01/064	06/334	23,21	22,81	0,9	23
MATALOB2	5	R.E.	15	535750	4426200	875	0,27	136	5	49,0	0,59	69/044	20/229	01/139	20,15	12,35	1,0	14
ZAFRA2	1	R.E.	16	563400	4415650	740	0,23	159	8	64,15	0,45	86/285	31070	02/160	20,79	8,75	1,2	11
PAREDESI	1	R.E.	19	514150	4436300	860	0,90	154	11	40,4	0,58	82/282	04/053	05/143	25,80	16,59	0,4	11
TORIJAI	4	R.E.	38	497600	4510400	960	0,31	143	11	39,2	0,04	88/321	00/066	01/156	20,52	18,24	0,6	28
ENTREPI	2	R.E.	14	535000	4504400	820	0,09	171	14	49,3	0,12	83/056	05/270	03/179	19,93	14,29	1,0	12
RMAYOR	5	R.E.	6	526225	4447350	760	0,67				0,67	70/095	18/261	04/352	21,20	5,29	0,1	5
ESCARI	4	R.E.	39	490350	4469950	780	0,10				0,10	81/147	04/271	06/002	17,93	13,03	0,5	39
OVILA	5	R.E.	4	537600	4506100	750	0,08	14	16	39,67								
VIADUCQI	5	R.S.	14	523150	4494400	735	2,21	70	7	43,0	0,72	10/073	76/213	81341	18,49	10,84	0,5	10
CARACENI	4	R.S.	12	537250	4441700	1060	-2,61	52	7	62,2	0,19	03/230	611328	28/138	10,38	8,12	1,1	10
HORCHETI	5	R.S.	20	494450	4491250	920	1,43	50	9	30,8	0,81	23/071	66/260	31162	31,67	28,75	0,2	16
ESTREME2	5	R.S.	10	496700	4448250	580	-1,09	57	6	39,0	0,27	02/064	06/334	83/173	11,04	6,70	0,3	7
HUEVAI	5	R.S.	8	503300	4480100	920	1,52	52	5	41,1	0,80	65/216	24/039	01/308	22,36	4,70	0,3	8
BOLART2	5	R.S.	20	518500	4480450	665	-2,69	51	7	45,7	0,27	06/230	80/002	07/140	24,80	25,45	0,6	17
MIRADOR3	1	R.S.	9	520600	4482750	840	-8,54	59	5	30,4	0,50	05/233	80/359	07/142	15,09	11,14	0,4	9

Tabla 1. Tensores de paleoesfuerzo calculados en las 40 estaciones de análisis estructural frágil. Edad: de los materiales donde se han medido los datos (1- Mesozoico-Paleoceno, 2- Eoceno-Oligoceno, 3- Mioceno Inferior-Medio, 4- Mioceno Superior, 5- Cuaternario). C.E. Campo de esfuerzos (Reciente Extensivo, Reciente Secundario). NF: Número de fallas de la estación. X,Y,Z: Localización en coordenadas UTM (Huso 30). K' valor medio del factor de forma del elipsoide de deformación. Dey: Dirección media del máximo acortamiento horizontal. DS: Desviación estándar de la Dey.  $\phi$ : Ángulo de rozamiento friccional medio durante el deslizamiento. R: Factor de forma del elipsoide de esfuerzos ( $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ ).  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ : Inmersión y sentido de la inmersión de los tres ejes principales de esfuerzos. PMA: Ángulo medio de desviación de los ejes principales (°). SLIP: Ángulo medio de desviación entre la estría real y teórica deducida a partir del tensor calculado (°).  $\mu$ : Coeficiente de fricción medio. F.E. Fallas explicadas por el tensor de esfuerzos

Tabla 1. Paleostress tensors calculated in the 40 brittle structural analysis sites. Age (1- Mesozoic-Paleocene, 2- Eocene-Oligocene, 3- Lower to Middle Miocene, 4- Upper Miocene, 5- Quaternary). C.E. Stress Field (RE Recent Extensive and RS Recent secondary). NF: Number of faults. X, Y, Z: UTM coordinates. K': Shape factor of the strain ellipsoid. Dey: Maximum horizontal shortening direction. DS: Standard deviation.  $\phi$ : Frictional angle. R: Stress ratio ( $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ ).  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ : Plunge and azimuth of the three main stresses. PMA. Principal Misfit Angle (°). SLIP, slip misfit angle (°).  $\mu$ : Mean frictional coefficient. F.E. Explained faults by the stress tensor

- A) Un conjunto mayoritario de tensores extensionales (en el campo de extensión triaxial,  $R$  entre 0 y 0.7 y  $\sigma_1$  vertical) con una orientación del mínimo esfuerzo horizontal entre N100E y N185E. Este conjunto de soluciones se ha denominado "Campo Reciente Extensivo". Las fallas asignadas al mismo presentan una gran homogeneidad, tanto en sus orientaciones, como en las distribuciones de buzamientos y cabeceos (Fig. 3): son fallas con una dirección principal NE-SO, buzamientos entre 60 y 90°, y cabeceos altos (>50°). No obstante, también aparecen fallas orientadas E-O y una pequeña moda según N150E. En relación a las componentes de movimiento, es muy similar el porcentaje de fallas con componente sinestrosa (51.4 %) y dextrosa (48.6 %).
- B) Un grupo minoritario de tensores en régimen de desgarre ( $R$  entre 0.2 y 0.8 y  $s_2$  vertical), con unas orientaciones del máximo esfuerzo horizontal

( $S_{HMAX}$ ) que oscilan entre N40E y N70E (figura 4). Cabe destacar que los estados de esfuerzo pertenecientes al régimen de desgarre se han deducido en estaciones politensoriales, junto con estados de paleoesfuerzos del campo Reciente extensivo, o de campos compresivo previos (Muñoz Martín *et al.*, 1998). Además la mayor parte de las fallas que definen estos tensores se encuentra asociada a fracturas de dirección NE-SO y E-O, en las que se alternan movimientos de tipo normal y direccional. A éste conjunto de estados de paleoesfuerzo se les ha denominado "Campo Reciente Secundario", y las fallas asignadas al mismo presentan una mayor variedad de orientaciones que las del campo extensional (fig. 3), siendo las direcciones principales de mayor a menor importancia relativa: N60E, N40E, N100E y N170E. En el histograma de buzamientos aparecen dos modas, una mayoritaria de fallas con

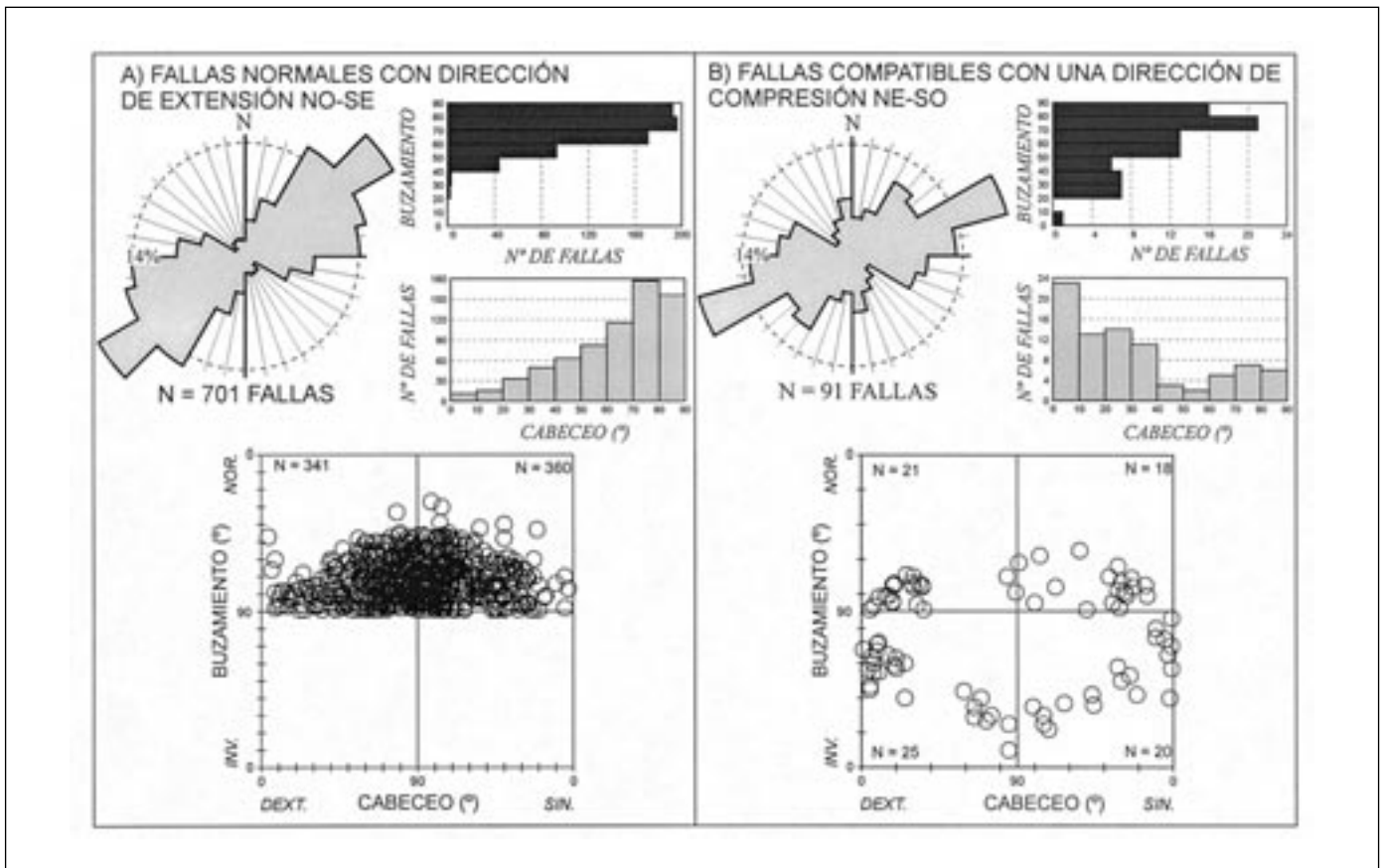


Fig. 3. Características geométricas de las fallas analizadas (rosas de direcciones, histogramas de buzamientos y cabeceos de las estrías sobre los planos de falla), y diagramas buzamiento/cabeceo para: A) El conjunto de fallas normales y normal-direccionales compatibles con una extensión NO-SE, y B) para las que indican una dirección de compresión NE-SO (régimen de desgarre)  
 Fig. 3. Geometrical characteristics of the analyzed faults (rose diagrams, fault dips and slip pitches) for: A) normal strike-slip normal faults compatible with a NW-SE extension. B) Compatible faults with a horizontal NE-SW compression (Strike-slip regime)

altos buzamientos, y otra de buzamientos entre 40 y 50°. Los cabeceos presentan una moda principal entre 0 y 40°, y otra que se corresponde con fallas inversas y normales (cabeceos >60°), lo que sugiere una cierta partición de la deformación. Además de fallas, también aparecen numerosos pliegues en los materiales más recientes, que suelen estar asociados al movimiento de las fallas, siendo la mayor parte pliegues de arrastre y de acomodación del movimiento de las fallas normales NO-SE.

### Mapa de paleoesfuerzos recientes

El mapa de estados de paleoesfuerzos (fig. 5) muestra una distribución de los datos puntuales que abarca prácticamente todo el área de estudio, aunque con una mayor concentración en el valle del río Tajo, debido a la presencia de buenos afloramientos de mate-

riales cuaternarios. La figura 5 también muestra las trayectorias de los esfuerzos horizontales máximo ( $S_{HMAX}$ ) y mínimo ( $S_{HMIN}$ ). Básicamente, la orientación de la máxima extensión ( $S_{HMIN}$ ) presenta una dirección general NO-SE, con una serie de perturbaciones que se describen a continuación:

- Las direcciones de  $S_{HMIN}$  rotan en sentido anti-horario en las proximidades de la mitad septentrional de la Sierra de Altomira hasta dispo- nerse casi perpendiculares a este cinturón de deformación.
- En el tercio meridional de la zona de estudio las orientaciones de  $S_{HMIN}$  sufren una progresiva rotación horaria, llegando a alcanzar una direc- ción próxima a N-S. Esta rotación parece estar asociada a la presencia del *accidente de San Clemente* o *falla del Záncara* (Sánchez Soria, 1973; Alfaro et al., 1991), estructura cortical de primer orden de dirección E-O que se encuentra justo al S de la zona de estudio.

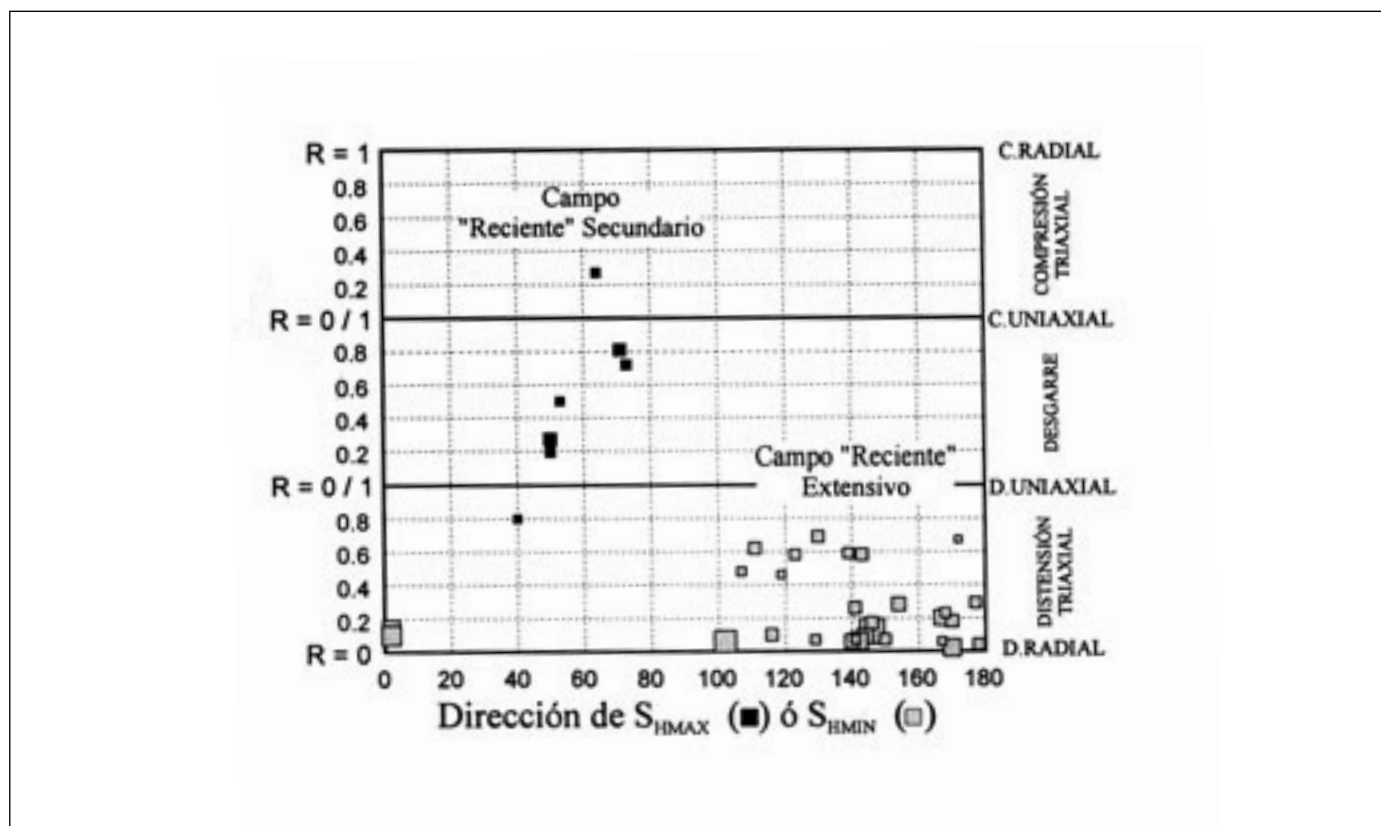


Fig. 4. Representación de los tensores de paleoesfuerzo calculados mediante el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) en un diagrama  $S_{HMAX}$  (campo Extensivo) o  $S_{HMIN}$  (campo Secundario) frente al factor de forma (R). Se aprecian dos tipos de soluciones: una principal (Campo Reciente Extensivo) con  $S_{HMIN}$  orientado NO-SE y una secundaria (Campo Reciente Secundario) en régimen de desgarre con la misma dirección de  $S_{HMIN}$ .

Fig. 4. Paleostress tensors calculated with the stress inversion method (Reches et al., 1992).  $S_{HMAX}$  and  $S_{HMIN}$  versus Stress Ratio (R) are shown with two different solutions: The main (Extensive Recent Stress Field) has a NW-SE trending  $S_{HMIN}$  and the second one (Secondary Recent Stress Field) has the same  $S_{HMIN}$  orientation but with a strike-slip regime

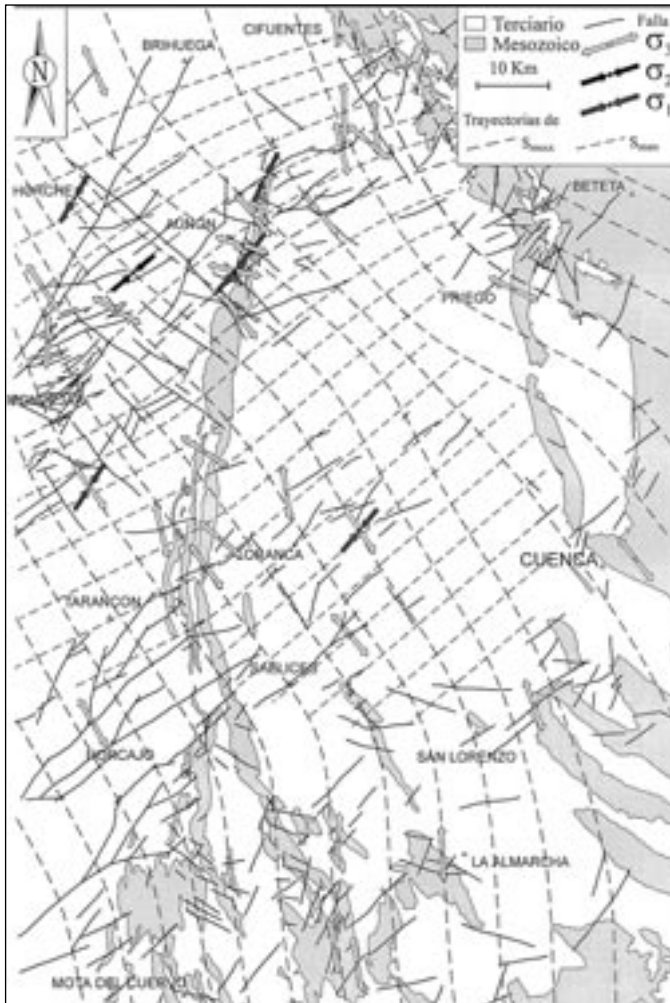


Fig. 5. Mapa de estados puntuales de paleoesfuerzos del campo reciente (Tabla 1) y mapa de trayectorias de los esfuerzos horizontales máximo ( $S_{HMAX}$ ) y mínimo ( $S_{HMIN}$ ) interpolado teniendo en cuenta la dispersión de los ejes horizontales (Lee y Angelier, 1994)

Fig. 5. Recent paleostress map (Table 1) and trajectories for the maximum ( $S_{HMAX}$ ) and the minimum ( $S_{HMIN}$ ) horizontal stresses. The interpolation was made taking into account the horizontal dispersion for the horizontal stresses following Lee and Angelier (1994)

- En el sector septentrional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira  $S_{HMIN}$  también se dispone con una orientación más norteada, que debe relacionarse con las macroestructuras de dirección N70E y E-O que se desarrollan en esta zona, tanto en la cobertera, como en el basamento (*falla de Huertapelayo*, Muñoz Martín, 1997).

### Características medias de los paleoesfuerzos del campo "reciente"

Para obtener las características generales de este

campo de paleoesfuerzos, se han agrupado en dos poblaciones todas las fallas correspondientes al campo Reciente extensivo primario (701 fallas), y las asignadas al campo de esfuerzos Reciente secundario (93 fallas). Los resultados del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), para el campo extensivo, muestran un diagrama de tipo extensión uniaxial, con compresión en la vertical, y un máximo acortamiento horizontal (<60 %) según una dirección NO-SE (fig. 6). No obstante, el hecho de que no aparezca una zona 100% compatible en extensión, y que la zona con valores con compresión intermedia (60-80 %) esté bastante próxima a la vertical, indica una cierta componente radial. El método de inversión de esfuerzos proporciona un tensor de tipo extensivo, próximo al campo de extensión radial, que explica 475 fallas, (68 % del total, fig. 6). Este tensor presenta un coeficiente de fricción medio ( $\mu$ ) de 1.1, un  $R = 0.03$  con  $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  horizontal según N147E, aunque con una cierta dispersión en la orientación de los ejes horizontales (9°), mientras que  $\sigma_2$  se mantiene vertical en todos los casos. El error cuadrático en el cálculo de la solución (7°) es bajo.

En lo referente a los resultados de las fallas correspondientes al conjunto de tensores del campo secundario (fig. 6), el método de los diedros rectos proporciona un diagrama solución de tipo desgarre, con máximo acortamiento horizontal según NE-SO, y máxima extensión horizontal orientada perpendicularmente a la anterior. El método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) explica 55 fallas (60 % del total) con un tensor de tipo desgarre, con  $\sigma_1$  horizontal según N46E,  $\sigma_2$  vertical y un  $R$  de 0.5. El error cuadrático de la solución es de 7.04°, y el coeficiente de fricción medio es bajo ( $\mu = 0.3$ ).

### Análisis de la sismicidad

En áreas intraplaca con sismicidad baja, como es el caso de la zona de estudio, su análisis resulta complicado, tanto por el escaso número de sismos, como por su baja magnitud. Sin embargo, el estudio de la sismicidad en este tipo de áreas ha experimentado un creciente interés durante los últimos años debido a que permite comprender el estado de esfuerzos en la corteza, así como los mecanismos tectónicos de acomodación de la deformación en áreas alejadas de los límites de las placas.

Trabajos recientes sobre la neotectónica y sismo-tectónica del sector centro-oriental de la cuenca del Tajo (Giner, 1996; Herráiz et al., 2000) incluyen el análisis de los sismos presentes en el centro peninsular hasta el año 1992, proponiendo un modelo sismogénico para gran parte de nuestra zona de estudio. En



SISMICIDAD HISTÓRICA																
Nº	FECHA	HORA	PRO	RMS	EH	EZ	MAG	INT	P/R	LONGITUD	LATITUD	LOCALIZACIÓN	Nº	LE	IMP	LEC
1	1922-01-30	00-00-00.0								02-48.0W	40-30.0N	PASTRANA.GU				
2	1922-07-03	02-14-54.0						V	P	02-53.0W	40-28.0N	VALDECONCHA.GU	1			
3	1942-06-16	07-54-40.0								02-30.0W	40-08.0N	CASTILLEJO-R.CU	4			
4	1957-04-13	13-13-07.5						III		02-57.0W	39-34.0N	PEDROÑERAS.CU	4			
SISMICIDAD INSTRUMENTAL																
Nº	FECHA	HORA	PRO	RMS	EH	EZ	MAG	INT	P/R	LONGITUD	LATITUD	LOCALIZACIÓN	Nº	LE	IMP	LEC
1	1979-06-30	01-44-35.9	5	1.4	8	10	4,10			02-31.2W	40-25.8N	ALCOCER.GU	15			
2	1979-06-30	02-07-25.2	5	1.5	7	10	3,80		R	02-34.6W	40-32.6N	ALCOCER.GU	17			
3	1980-02-19	12-10-56.0	5	1.4						02-59.0W	39-57.8N	TARANCÓN.CU	4			
4	1982-02-23	17-59-15.2	5	1.1	3	7	4,10	V	P	02-45.0W	40-38.2N	DURÓN.GU	27			
5	1982-04-07	17-02-04.0	15	1.3	9	15	3,20			02-44.0W	40-08.5N	HUETE.CU	6			
6	1982-08-23	16-11-59.3	5	1.4	6	5	2,90			02-47.8W	40-43.7N	DURÓN.GU	5			
7	1986-05-26	13-16-50.6	5	0.5	1	2	2,50			02-46.8W	39-32.5N	BELMONTE.CU	8			
8	1987-10-19	12-54-42.9	5	0.2	1	1	3,20			03-13.8W	40-12.9N	VILLAREJO-S.M	13			
9	1987-11-10	19-28-58.5	5	0.4	3	4	3,00			02-54.9W	39-50.6N	HORCAJO-S.CU	8			
10	1987-11-13	03-09-28.5	15	0.2	2	3	3,00			02-57.6W	39-52.2N	HORCAJO-S.CU	7			
11	1988-06-23	03-27-33.4	8	0.1	1	2	3,00			02-37.9W	39-32.1N	PEDROÑERAS.CU	8			
12	1988-07-14	09-17-01.5		0.2	1		2,80			02-53.3W	39-28.7N	MOTA-CUERVO.CU	10			
13	1988-09-15	17-24-31.9	6	0.4	4	3	3,00			02-03.2W	40-43.8N	FUEMBELLIDA.GU	8			
14	1988-09-27	21-29-28.1		0.6	3		2,80			02-47.0W	39-35.7N	BELMONTE.CU	10			
15	1988-10-24	04-38-51.7	9	0.4	2	2	3,00	4	III	03-14.0W	40-04.7N	FUENTIDUEÑA.M	18			
16	1989-10-31	10-01-10.7	10	0.4	2	4	3,00			02-49.3W	40-29.7N	SACEDÓN.GU	14	3	6	13
17	1989-12-15	00-33-33.8	10	0.8	4	9	2,70			02-18.7W	39-29.3N	NE.S.CLEMENTE.CU	10			
18	1990-03-18	15-03-47.8	10	0.3	3	7	2,60			02-48.3W	40-31.3N	AUÑÓN.GU	8			
19	1991-09-11	02-32-36.3		0.5	6		2,80			02-56.8W	40-15.3N	MAZUECOS.GU	8			
20	1992-01-24	09-49-32.9	1	0,5	3	3	3,30			02-20.0W	40-53.0N	ESPLEGARES.GU	19	3	6	12
21	1992-04-20	02-08-26.0	2	0,47	2	3	3,80			02-31.0W	39-32.5N	ALBERCA-ZÁN.CU	31	4	4	16
22	1992-05-12	22-59-14.5	12	0.5	3	5	2,80		R	02-36.2W	39-35.8N	ALBERCA-ZÁN.CU	10			
23	1992-06-08	18-36-20.3	14	0.5	4	6	2,60		D	02-16.9W	40-12.9N	BASCUÑANA.CU	10			
24	1993-02-13	04-16-36.9	4				2,90			03-15.6W	40-26.6N	ANCHUELO.M	12			
25	1993-07-29	23-45-31.7	9	0.5	2	5	2,90		D	03-04.7W	40-26.2N	NO PASTRANA.GU	13			
26	1994-02-14	12-03-49.47	13	0.2	1	2	2,82		D	02-36.1W	40-27.7N	ALCOCER.GU	15	3	3	7
27	1994-04-07	06-14-4.13	6	0.6	2	4	3,20		D	02-43.6W	39-45.0N	VILLAREJO-FU.CU	16	0	1	9
28	1994-07-27	05-05-03.7	14				2,60		D	02-22.9W	40-18.7N	E-GASCUEÑA.CU	12			
29	1994-11-16	22-43-34.6	2	0.9	2	2	2,40		D	02-39.6W	39-47.1N	VILLAREJO-FU.CU	10			
30	1994-11-23	09-33-40.0	4	0.6	2	4	2,40		D	02-23.6W	39-32.8N	S.Mº CAMPO RUS.CU	11			
31	1995-01-08	19-57-28.5	4				2,40		D	02-14.4W	39-36.4N	HONRUBIA.CU	10			
32	1995-03-29	16-10-07.05	1	0,8	2	2,7	3,11		D	02-46.7W	39-37.7N	LOS HINOJOSOS.CU	16	3	3	8
33	1995-04-18	04-33-4.19	3				2,60		D	02-47.3W	39-46.2N	VILLAREJO-FU.CU	8			
34	1995-04-18	07-23-18.3	3				2,70		D	02-46.3W	39-48.3N	VILLAREJO-FU.CU	8			
35	1995-04-19	12-55-22.8	4				2,80		D	02-47.7W	39-47.3N	VILLAREJO-FU.CU	8			
36	1995-06-03	16-16-45.3	3				3,00			02-00.3W	39-54.4N	REILLO.CU	12	0	0	7
37	1995-09-22	17-52-52.4	3				3,00		D	03-09.0W	40-03.5N	BELINCHÓN.CU	12			
38	1995-10-01	12-15-46.1	4				2,50		D	02-30.6W	39-32.3N	ALBERCA-ZÁN.CU	9			
39	1995-12-17	05-27-17.9	12				2,60		D	02-31.0W	39-30.4N	ALBERCA-ZÁN.CU	13			

Tabla 2. Listado de la sismicidad en la zona de estudio recogido de los catálogos de sismos próximos del I.G.N. hasta Diciembre de 1995. Hora: Origen del terremoto (GMT). PRO: Profundidad hipocentral (km). RMS: Error cuadrático medio (seg.). EH: Error de localización epicentral (km). EZ: Error de localización hipocentral (km). MAG: Magnitud (mb) calculada a partir de la fase Lg. INT: Intensidad máxima registrada (escala M.S.K. modificada). P/R: Sismo Premonitorio (P), Réplica (R), o registro Digital (D)

Tabla 2. Seisnity of the studied area from IGN catalogue up to December 1995. Time (GMT), PRO, depth (km). RMS: (seg). EH, horizontal error (km). EZ, vertical error (km). MAG, magnitude (mb). INT, Maximum intensity (Modified M.S.K. scale). P., Foreshock. R., Aftershock. D., Digital register

este capítulo vamos a completar la información previa con algunos datos puntuales y recientes, para, finalmente, comparar los resultados con las estructuras neotectónicas medidas en el campo. El análisis realizado en este trabajo incluye tres aspectos diferentes:

A) Recopilación de la información sísmica existente, tanto histórica como instrumental, así como de sus mecanismos focales, siempre que sea posible.

B) Análisis de cuatro sismos recientes situados en el interior de la zona de estudio, incluyendo su relocalización y la construcción de los mecanismos focales.

C) El establecimiento del estado de esfuerzos activo en la zona de estudio y su contraste con los mecanismos focales obtenidos por Giner (1996), quien realizó un análisis neotectónico y sismotectónico de la cuenca del Tajo incluyendo el cálculo de 22 mecanismos focales.

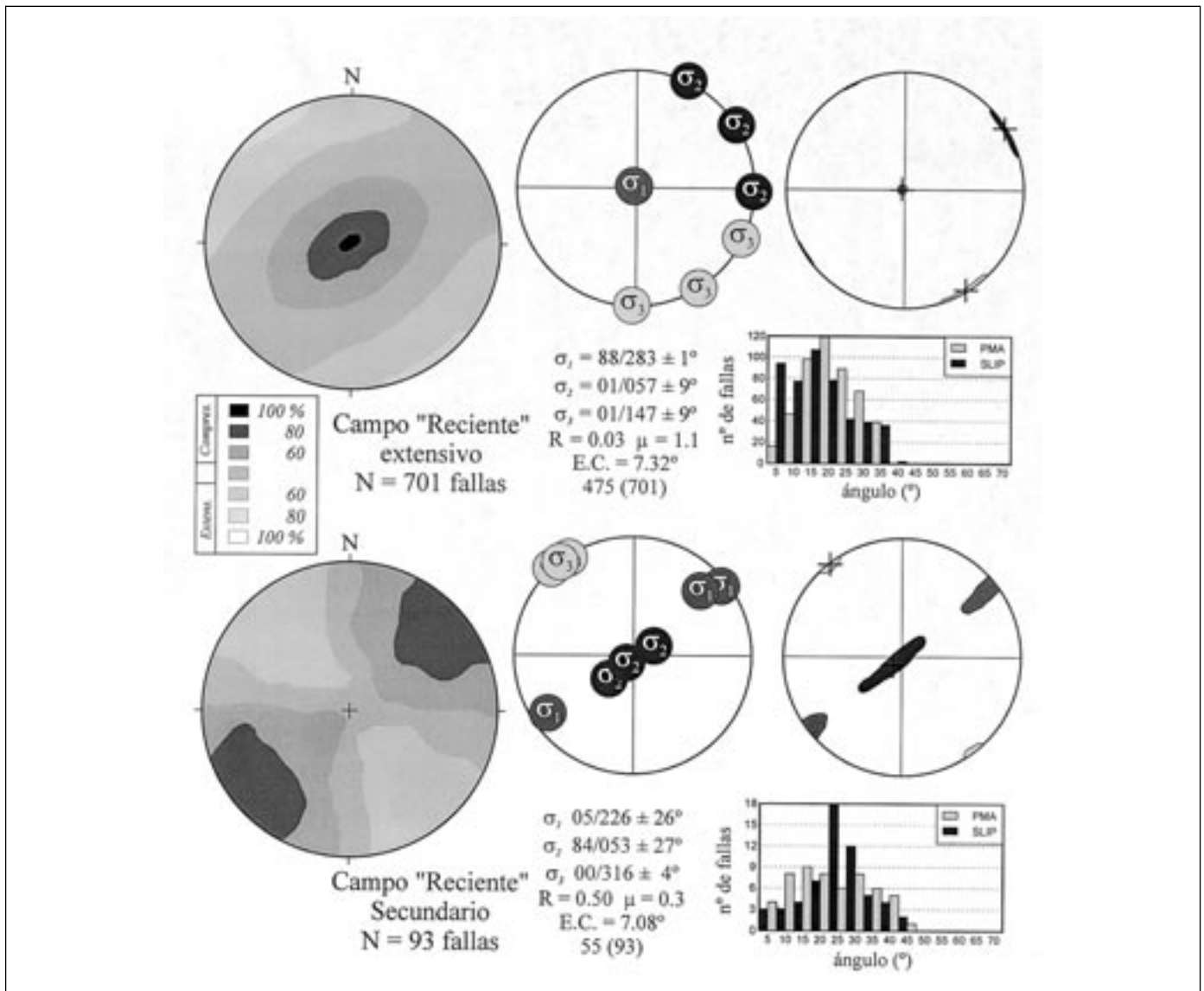


Fig. 6. Diagramas de diedros rectos y características medias de los tensores de paleoesfuerzo asignados al campo Reciente Extensivo (arriba) y al campo Reciente Secundario (abajo). Para cada caso se han unido todas las estructuras asignadas a cada campo en una única población y se han calculado los tensores medios que más número de fallas explicaban con errores aceptables con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992)

Fig. 6. Right Dihedra diagrams and paleostress tensors characteristics of the Recent Extensive (top) and Recent Secondary (bottom) stress fields. All the structures included in each stress field have been added to calculate the mean stress tensor with the stress inversion method (Reches et al., 1992)

**Encuadre regional y características de la sismicidad**

En la Tabla 2 se muestra un listado de los terremotos cuyo epicentro se sitúa en la zona de estudio (hasta Diciembre de 1995, catálogos de sismos próximos del I.G.N.). En esta tabla se puede observar la presencia de cuatro terremotos históricos, uno de los cuales alcanzó la intensidad V (Valdeconcha), y 39 terremotos instrumentales con una magnitud máxima de 4.1.

A) Sismicidad histórica. En el borde oriental de la

cuenca del Tajo existen evidencias de actividad sísmica, con cinco eventos desde principios de siglo (fig. 7) en los que se ha alcanzado una intensidad V en la escala MSK modificada (sismo de Valdeconcha; Rey Pastor, 1925; IGN, 1993). El mapa de isosistas del sismo de Valdeconcha, presenta una elongación según NNE, coincidente con la orientación del valle del río Tajo y con abundantes fallas superficiales cuaternarias.

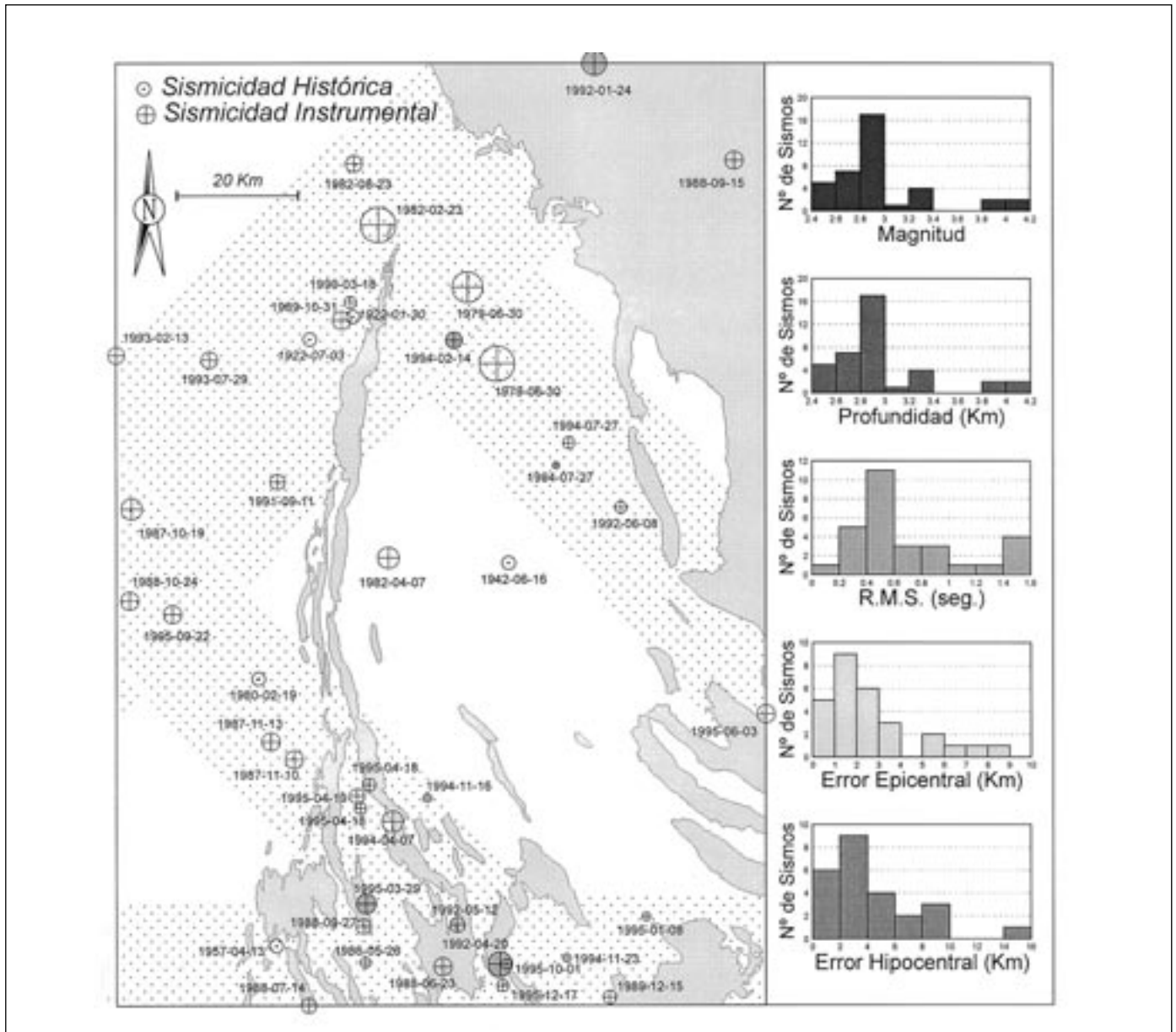


Fig. 7. Mapa de epicentros de terremotos del catálogo del I.G.N. presentes en la zona de estudio para el periodo 1985-1995, y características de los mismos (Tabla 2). En gris se muestran los sismos a los que se les ha calculado el mecanismo focal  
 Fig. 7. Epicentres location from the I.G.N. catalogue for the 1985-1995 period and characteristics of the earthquakes (Table II). The earthquakes with focal mechanism calculated are shown in grey

B) Sismicidad instrumental. Por lo que se refiere a la actividad sísmica recogida en la zona de estudio de un modo instrumental, existen un total de 39 eventos, con unas magnitudes que oscilan entre 2.4 y 4.1. Si se analiza su distribución epicentral (fig. 7), los terremotos se concentran fundamentalmente a lo largo de tres zonas:

- 1) Una banda de dirección NE-SO situada entre la cuenca de Madrid y el extremo septentrional de la Sierra de Altomira.
- 2) Dos bandas orientadas NO-SE situadas entre la cuenca de Madrid y el sector meridional de la Sierra de Altomira, y entre el extremo N de dicha Sierra y la Sierra de Bascuñana.
- 3) Una banda E-O situada en el extremo meridional de la Sierra de Altomira.

Además de estas zonas de máxima concentración, existen terremotos más aislados en el interior de la cuenca de Loranca y en la Cordillera Ibérica.

### **Análisis sismotectónico**

El análisis de la sismicidad en la zona de estudio incluye tres aspectos fundamentales: A) Elección de los sismos con mejores parámetros de calidad, B) Relocalización de los eventos elegidos, y C) Análisis de los datos (construcción de los mecanismos focales y cálculo del tensor de esfuerzo asociado).

A) Elección de los sismos (selección previa). La determinación de los sismos susceptibles de ser analizados con unas mínimas garantías de calidad, y que no hubieran ya sido tratados por Giner (1996), por lo que se han analizado los sismos pertenecientes al intervalo 1992-1995. En cuanto a la magnitud ( $m_b$ ), en un principio se consideraron exclusivamente los eventos con  $m_b \geq 3.0$ , pero posteriormente se incluyó un sismo de magnitud 2.82, ya que presentaba una buena calidad en la lectura de las polaridades. Por último se estableció un número mínimo de 12 observaciones en las que se disponía de los tiempos de llegada de las ondas P y S a las diferentes estaciones (seis llegadas de la onda P).

Una vez hecha la primera selección, que incluía siete eventos, se procedió a la lectura de los tiempos de llegada y la polaridad de las ondas P en las diferentes estaciones. Aunque en principio sólo se planteó considerar los eventos con un NP  $\geq 6$ , finalmente se incluyeron otros dos sismos que presentaban 5 polaridades debido a la buena distribución espacial de las estacio-

nes, y/o a la buena calidad de las polaridades. El resultado final del proceso filtrado condujo a la selección de los cuatro terremotos mostrados en la Tabla 2.

B) Relocalización de los terremotos. Su objetivo consiste en obtener los nuevos parámetros iniciales del evento para la construcción del mecanismo focal del terremoto, a partir de los tiempos de llegada de las ondas a las diferentes estaciones del I.G.N. El proceso de relocalización se ha realizado mediante la aplicación del programa HYPOINVERSE (Klein, 1978), obteniendo como resultados finales los dos ángulos necesarios para la construcción del mecanismo focal (azimut e inmersión de las ondas P correspondientes a cada estación), así como unos parámetros que nos permiten estimar la calidad de la solución. Para el cálculo de relocalización se ha utilizado el modelo estratificado de corteza y la relación Vp/Vs que utiliza el I.G.N. (1992).

Los resultados obtenidos (Tabla 3) son parecidos a los obtenidos por el I.G.N. en sus catálogos de sismos próximos (Tabla 2), siendo la diferencia media en la localización epicentral de 5.6 Km y en localización hipocentral de 2.2 Km. Las mayores variaciones se corresponden con el sismo de los Hinojosos para el error horizontal (11.6 Km) y para el de Alberca de Záncara para el error vertical (5 Km). Los terremotos de Esplegares y de los Hinojosos son muy superficiales (<3 Km), mientras que el más profundo es el de Alcocer (15.6 Km). El sismo que presenta una mejor calidad es el de Alberca de Záncara, ya que es el que tiene una magnitud mayor (3.82), un R.M.S. bajo (0.4 seg.) y el mayor número de polaridades leídas (NP = 9).

C) Análisis poblacional de mecanismos focales. Para el análisis y determinación de los mecanismos focales se asume que los eventos se deben acomodar a un estado de esfuerzos común. La metodología de análisis seguida consiste en el *Método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales* (MAPPMEF, Giner, 1996). Se ha elegido este método, y no otros como el *Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos y de los Mecanismos Focales* (MEDTEM, Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1989), debido al escaso número de eventos a tratar, y por otra parte, con el objetivo de que los resultados sean comparables a los de Giner (1996).

La filosofía del método consiste en construir todos los posibles mecanismos focales que ajusten el máximo número de polaridades para

Terremoto	FECHA	LONGITUD	LATITUD	PLANO1	PLANO2	EJE P	EJET
ESPLEGARES	92-01-24	2° 20.0' W	40° 53.0' N	70 / 145	21 / 310	65 / 334	25 / 141
ALCOCER I	94-02-14	2° 36.1' W	40° 22.7' N	35 / 200	68 / 325	18 / 345	57 / 105
ALCOCER N				75 / 125	38 / 015	48 / 267	22 / 151
HINOJOSOS	95-03-29	2° 46.7' W	39° 37.7' N	60 / 022	76 / 120	11 / 158	31 / 255
ALBERCA	95-12-17	2° 31.0' W	39° 30.4' N	60 / 070	44 / 196	59 / 301	09 / 046

Tabla 3. Características de los mecanismos focales de los cuatro sismos analizados (fig. 8). Las orientaciones de los planos nodales son buzamiento / sentido de buzamiento, y las de los ejes P y T son inmersión / sentido de la inmersión

Tabla 3. Characteristics of the focal mechanisms for the four earthquakes analyzed (fig. 8). Dip and dip direction for the nodal planes and plunge and azimuth for the P and T axes are shown

cada evento, y ponderar el posible número de construcciones con un parámetro de calidad basado en la magnitud, el RMS y el porcentaje de aciertos en las polaridades. La construcción de todos los posibles mecanismos focales se ha realizado con el programa MF96 (Núñez Cornú, 1987; Cabañas et al., 1996), considerando un intervalo en dirección y buzamiento entre los planos nodales de 5°, hasta obtener una relación de polaridades explicadas / totales máxima para cada una de las construcciones. En el caso de los dos terremotos con menor número de polaridades (NP = 5, Hinojosos y Esplegares), se ha restringido el número total de posibles construcciones del mecanismo focal, teniendo en cuenta el carácter impulsivo o emergente de la primera llegada de la onda P. De este modo, se han desechado aquellas posibles construcciones del mecanismo focal en las que las estaciones impulsivas estaban próximas a uno de los planos nodales.

En la figura 8 se muestran los mecanismos focales finales para cada uno de los cuatro terremotos analizados (Tabla 3). Los terremotos de Alberca de Záncara e Hinojosos, situados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira, se ajustan a compresión NO-SE regional. Por el contrario, el terremoto de Esplegares, situado cerca del borde SO de la Cordillera Ibérica, se ajusta a una extensión hacia el SE (fig. 8). El mecanismo focal de Alcocer se sitúa en el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, y aunque presenta las dos posibilidades de construcción, las direcciones de los planos de falla oscilan entre NE-SO y E-O.

### Cálculo de los tensores de esfuerzo activos

Para poder calcular el tensor de esfuerzos activo, en primer lugar se seleccionó el plano de falla, de entre los dos planos nodales que componen cada mecanismo focal, mediante la metodología propuesta por De

Vicente (1988) y Capote et al. (1991), basada en la aplicación del *modelo de deslizamiento* (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Este método permite deducir el plano de falla "neoformado", que será el plano nodal que se ajusta, según el *modelo de deslizamiento*, al carácter normal (compresión en la vertical) o inverso (extensión en la vertical) del mecanismo focal.

Una vez seleccionados los planos de falla, se procedió al cálculo del tensor de esfuerzos actual mediante el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992), obteniendo sistemáticamente dos tensores de esfuerzo con unos parámetros de calidad elevados (fig. 9):

- A) Tensor Principal (compresión NO-SE): Un tensor en régimen de desgarre ( $R = 0.35$ ,  $\sigma_2$  vertical y  $\sigma_1$  horizontal según N137E) que explica 16 fallas del total de 21 (76 %).
- B) Tensor Secundario (extensión NO-SE): Explica las seis fallas correspondientes a la moda B, mediante un tensor de tipo extensivo con  $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  horizontal según N134E ( $R = 0.92$ ).

Las magnitudes relativas de los ejes principales de los dos tensores calculados son diferentes (en el tensor principal el eje intermedio es vertical, mientras que para el tensor extensivo el eje vertical es  $\sigma_1$ ). De este modo, para unas mismas condiciones de profundidad, la magnitud de  $S_{HMAX}$  del tensor compresivo es casi el doble (1.95) de la magnitud del  $S_{HMAX}$  del tensor extensivo. Este factor, unido al mayor número de eventos que indican una compresión NO-SE, y a su distribución espacial más generalizada, apoya el hecho de que el tensor de desgarre corresponde al tensor regional, y que el tensor extensivo es un tensor secundario.

### Discusión de los resultados del análisis sismotectónico

Si representamos los mecanismos focales calculados por Giner (1996) y los realizados en este trabajo (fig. 10), se observa que los dos mecanismos focales

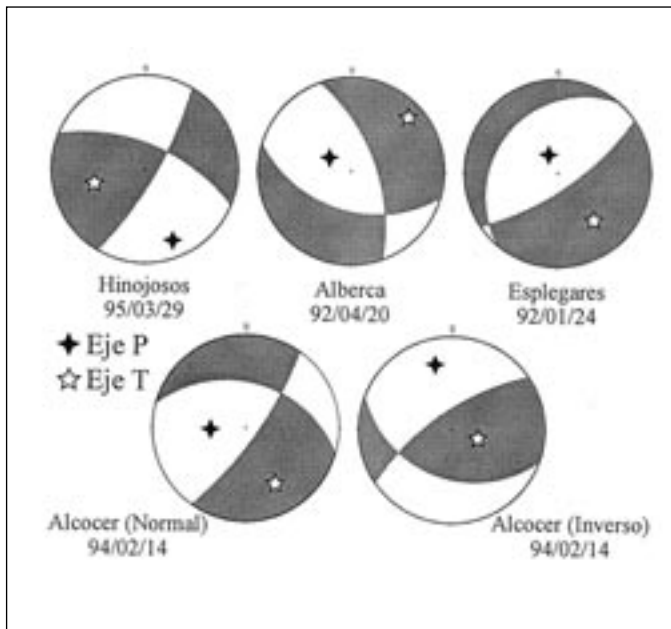


Fig. 8. Mecanismos focales calculados para los cuatro terremotos descritos en el texto (red de Wülf, semiesfera inferior). Abajo se muestran los dos mecanismos calculados para el terremoto de Alcocer

Fig. 8. Focal mechanisms calculated for the four earthquakes described above (Wülf net). The two possible solutions for the Alcocer earthquakes are shown in the lower part

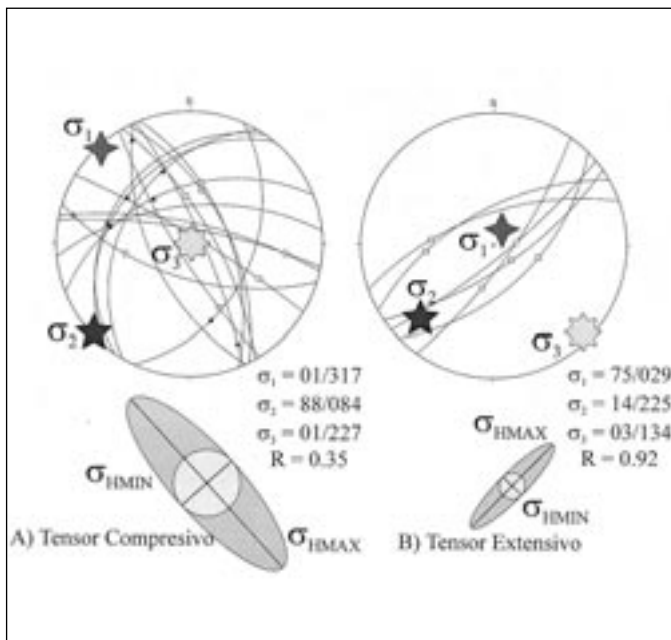


Fig. 9. Tensores de esfuerzos activos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) para el centro peninsular con los datos de Giner, 1996 y con los presentados en este trabajo (figura 8)

Fig. 9. Active stress tensors calculated using the stress inversion method (Reches *et al.*, 1992) in the central part of the Iberian Peninsula with the new data (figure 8) and the focal mechanisms published by Giner (1996)

calculados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira presentan unas características similares a los calculados en la Llanura Manchega y en el borde oriental de los Montes de Toledo (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996; Rincón y Vegas, 1996). Todos estos mecanismos, excepto uno, son de tipo normal-direccional o inverso-direccional, y se acomodan a una orientación de  $S_{HMAX}$  NO-SE. Los planos de falla que se deducen para estos mecanismos focales son, básicamente, fallas normales y normal-direccionales NO-SE. Por el contrario, los mecanismos situados en el extremo N de la zona de estudio (Esplegares y Alcocer) presentan características similares a los mecanismos calculados por Giner (1996) localizados a lo largo de una banda NE-SO situada en la cuenca del Tajo. Estos mecanismos presentan unas orientaciones de fallas NE-SO, ya sean normales o inversas, con una ligera tendencia a ser más superficiales los mecanismos de tipo normal (Giner, 1996). En este sentido, el terremoto de Esplegares, de carácter normal, es muy superficial (<3 Km), mientras que el terremoto de Alcocer, que admite las dos posibilidades, presenta una mayor profundidad ( $15.6 \pm 1.7$  Km).

Del análisis de los mecanismos focales de los 26 sismos analizados se deduce que los esfuerzos actuales en el centro de la península Ibérica, incluida la zona de estudio, están causados por un campo de esfuerzo de carácter regional con unos ejes principales en la horizontal orientados de un modo constante según dos direcciones ortogonales NO-SE y NE-SO. Esto es así, independientemente del carácter normal o inverso del mecanismo. De este modo, la mayor parte de los mecanismos focales (73 %) se acomodan a una compresión NO-SE, mientras que el resto (27 %) se ajustan a una extensión paralela a la dirección de compresión anterior (fig. 10).

En relación a los terremotos analizados donde no existían datos previos (situados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira), las características de los mecanismos calculados son más parecidas a las obtenidas por Rincón y Vegas (1996) en la Llanura Manchega, que indican básicamente una compresión NO-SE con mecanismos de tipo direccional y normal-direccional.

## Discusión y conclusiones

Del análisis de las deformaciones y esfuerzos recientes y de los esfuerzos actuales, es posible obtener una serie de conclusiones para comprender la evolución neotectónica en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Así, resulta posible distinguir dos tipos diferentes de estructuras principales y esfuerzos asociados, que se superponen temporalmente desde el Plioceno

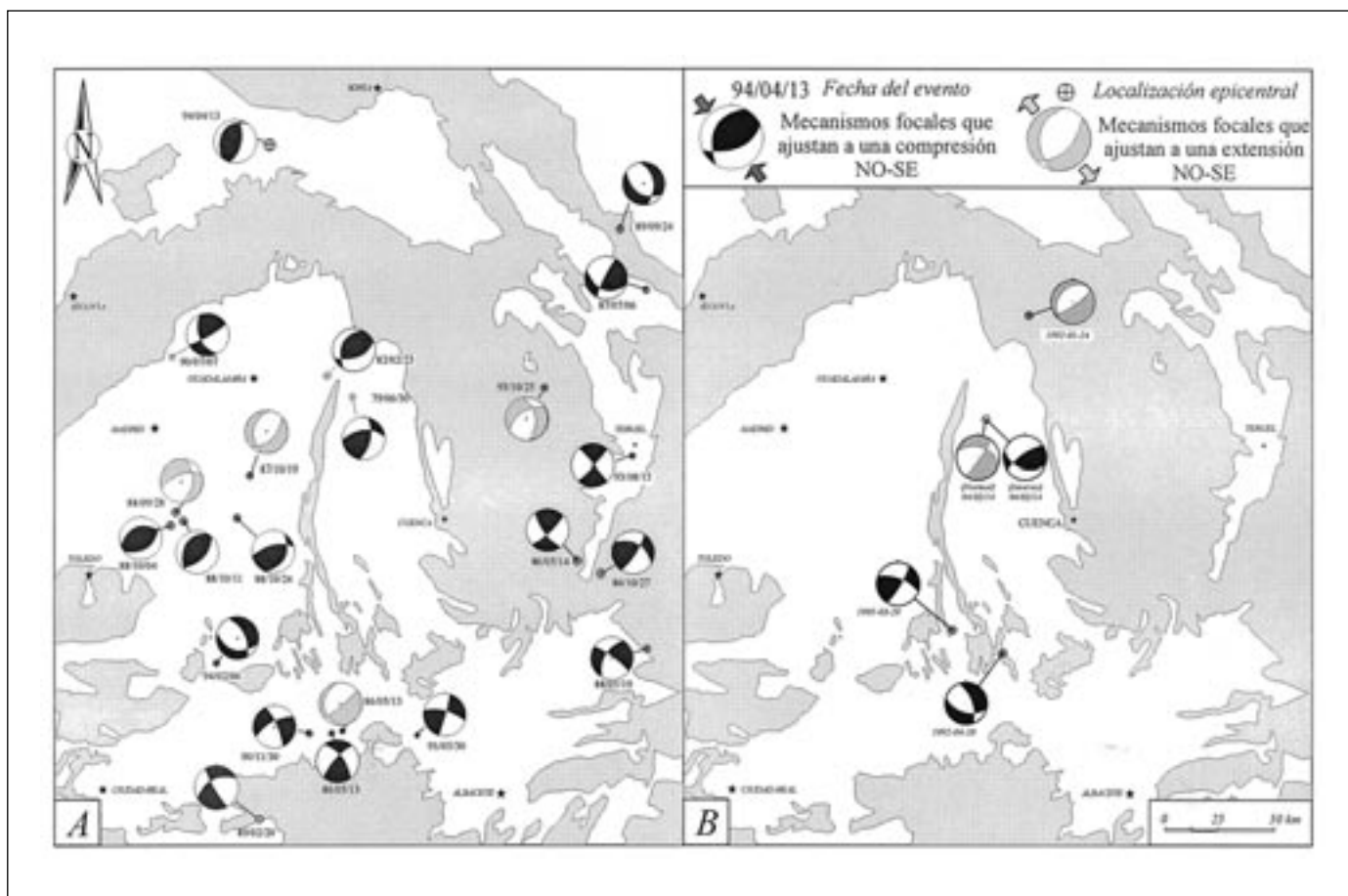


Fig. 10. Mapa de mecanismos focales de terremotos deducidos por A) Giner (1996) y B) en este trabajo. Se observa como se agrupan en dos conjuntos: uno de mecanismos de falla normal con dirección de extensión NO-SE, y otros de falla inversa y/o direccional con una dirección de compresión NO-SE

Fig. 10. Focal mechanisms map deduced by A) Giner (1996) and B) this work. There are two different populations: normal focal mechanisms with a NW-SE extension and reverse and strike-slip focal mechanisms with a NW-SE horizontal compression

hasta la actualidad:

A) tanto desde un punto de vista meso como macroestructural, las principales estructuras que aparecen en la mayor parte de la zona de estudio en superficie son fallas normales y normal-direccionales NO-SE. Estas fallas condicionan fuertemente la fisiografía y la red fluvial, y son paralelas a una serie de suaves flexiones orientadas NE-SO en la mitad occidental de la zona de estudio, que ya han sido descritas por algunos autores (Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996).

El análisis dinámico de estas estructuras superficiales muestra que están originadas por un campo de esfuerzos extensivo (denominado *Reciente*), que indica una extensión hacia el NO-SE. Este campo de esfuerzos genera fallas neoformadas en los materiales más recientes, y

reactiva planos preexistentes en los cinturones de deformación previos (ej. Sierra de Altomira). El análisis mesoestructural muestra que en algunas zonas concretas, donde estas fallas NO-SE tienen un desarrollo macroestructural, aparecen movimientos en dirección que indican una compresión en régimen de desgarre (campo de esfuerzos *Reciente Secundario*) con la misma dirección de extensión horizontal que los tensores del campo *Reciente Extensivo*. Tanto su asociación a estructuras de escala macro, como algunas relaciones cronológicas observadas en campo que muestran una actividad alternativa o simultánea con la extensión, sugieren que los tensores en régimen de desgarre pueden ser interpretados como permutaciones locales de esfuerzos. La presencia de estos tensores permutados ( $\sigma_1$  por  $\sigma_2$ ) en régi-

men de desgarre, debe estar facilitada por la escasa carga vertical (decenas de metros) bajo las que se originaron las estructuras observadas. Un aspecto a destacar es que desde un punto de vista cronológico, estos esfuerzos secundarios se han deducido siempre en lugares donde coexisten con la extensión hacia el NO-SE, o bien con la compresión NO-SE del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, activo en el centro peninsular desde el Mioceno Medio hasta la actualidad (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996, Giner, 1996; Muñoz Martín *et al.*, 1998; Herráiz *et al.*, 2000).

- B) Las deformaciones en materiales del Mioceno Superior y Cuaternario muestran en todo el centro peninsular, un campo de esfuerzos regional en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  orientado NO-SE, que ya era activo desde el Mioceno medio (campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996; Giner, 1996; Muñoz Martín *et al.*, 1998). Estos esfuerzos no han sido analizados en este trabajo, pero están presentes en la zona de estudio y se superponen espacial y temporalmente con el campo Reciente extensivo NO-SE.

El análisis de la sismicidad muestra también dos tipos de tensores de esfuerzos con los ejes de esfuerzo intercambiados entre sí (compresión y extensión simultánea NO-SE). Sin embargo, el estado de esfuerzos principal en profundidad coincide con un régimen de tipo desgarre y  $\sigma_1$  orientado N140E, similar a los tensores de esfuerzo del campo *Guadarrama*. Aunque también aparecen terremotos que indican una extensión hacia el SE, éstos parecen ser más superficiales y se localizan mayoritariamente en las proximidades de una zona de flexión antiformal NE-SO localizada a lo largo del eje de afloramientos de la superficie del Páramo (Giner, 1996).

Tanto la coincidencia cronológica, como la coaxialidad de los ejes principales de los dos estados de esfuerzos medios calculados a partir de las mesoestructuras y de la sismicidad, sugieren que todos los estados de esfuerzos pueden estar causados por el mismo proceso geodinámico, y que los intercambios entre los ejes principales pueden ser interpretados como permutaciones. De este modo, el campo de esfuerzos regional desde el Plioceno hasta la actualidad, presenta un  $S_{HMAX}$  orientado NO-SE en régimen de compresión, próximo a desgarre (con  $\sigma_1$  horizontal según N145E), y el campo Reciente extensivo estaría originado por una

permutación de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  del campo principal hacia la superficie. Por último, los estados de esfuerzo minoritarios del campo Reciente secundario serían a su vez permutaciones del campo Reciente extensivo, de carácter mucho más local, entre los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ .

La presencia de una extensión en superficie paralela a la compresión regional, puede estar relacionada con las macroestructuras NE-SO paralelas a las estructuras extensivas y ortogonales a la compresión regional (por ejemplo la flexión antiformal del Páramo). Así, Giner (1996) ha propuesto un modelo en el que la presencia de una flexión cortical produciría la descomposición del tensor regional en régimen de desgarre, en tensores de compresión uniaxial y de extensión uniaxial por debajo y por encima, respectivamente, de la superficie neutra de no deformación longitudinal finita de esta flexión. Los datos y los resultados obtenidos en este trabajo apoyan la hipótesis de la flexión antiformal propuesta por Giner (1996), así como la presencia de otra suave flexión antiformal en el extremo SO de la zona de estudio (*flexión antiformal de la Sierra de Altomira*, Rincón y Vegas, 1996). El hecho de que las trayectorias de  $S_{HMIN}$  presenten una mayor dispersión que las de  $S_{HMAX}$  del campo compresivo regional, es factible debido a sus condiciones de mayor superficialidad (el nivel de observación se limita a unas decenas de metros de la superficie), y al carácter más *radial* (R próximo a 0) de los esfuerzos extensivos frente a los compresivos. Teniendo en cuenta los nuevos datos de sismicidad, parece probable que el efecto de la flexión cortical propuesto por Giner (1996) explique los terremotos presentes en el sector septentrional de la Sierra de Altomira y su enlace con el borde de la Cordillera Ibérica. Por el contrario, la sismicidad en el extremo S de la Sierra de Altomira presenta características similares a la de la Llanura Manchega, por lo que el posible efecto de descomposición del tensor de esfuerzos regional, en relación a una flexión cortical NE-SO, debe situarse más al N.

### Agradecimientos

Los autores desean dedicar este trabajo a la memoria del Dr. D. R. Querol, quien siempre mostró su buena disposición a la hora de proporcionar los datos geofísicos de la cuenca del Tajo para la realización de la Tesis Doctoral del primer autor, así como se ofreció



en todo momento a discutir, de un modo constructivo, el análisis realizado y los resultados obtenidos.

## Referencias

- Albarelo, D.; Mantovani, E.; Babbucci, D. y Tamburelli, C. 1995. Africa-Eurasia kinematics: main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, 243: 25-36.
- Alfá, M. 1960. Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. Com. IGME*, 58: 125-163.
- Álvaro, M. y Capote, R. 1973. Las estructuras menores de las calizas jurásicas en un sinclinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios Geológicos*, 31: 241-247.
- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, 14: 174-177.
- Alfaro, J. A.; Cabra, J. y Soria, J. M. 1991. Neotectonics and associated seismicity in the southeastern border of the meseta Ibérica and its connection with the Betic Ranges. *Pub. I.G.N.*, ser. Mon., 8: 283-299.
- Andeweg, B.; De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Giner, J. y Muñoz Martín, A. 1999. *Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources*. *Tectonophysics*, 305: 153-164.
- 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. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (19): 1309-1318.
- Cabañas, L.; Lindo, R. y Herráiz, M. 1996. MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales. *Geogaceta*, 20 (6): 1377-1379
- Calvo, J. P.; Hoyos, M.; Morales, R. y Ordóñez, S. 1990. Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. *Paleontología i Evolució*, mem. esp. nº 2: Iberian Neogene basins: 62-95.
- Capote, R. 1983. La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, t. II: 109-120.
- Capote, R. y Fernández-Casals, M. J. 1978. La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.*, 89: 114-122.
- Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J. M. 1990. Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7: 20-22.
- 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.
- Cloetingh, S.; Burov, E.; Beekman, F.; Andriessen, P. A. M., García, D.; De Vicente, G. y Vegas, R. 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 5: 1-26.
- De Vicente, G. 1988. *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.
- De Vicente, G.; Giner, J. L.; Muñoz Martín, A.; González Casado, J. M. y Lindo, R. 1996. Determination of the present day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 405-442.
- Dewey, J. F.; Helman, M. L.; Turco, E.; Hutton, D. H. W. y Knott, S. D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, *Geol. Soc. Spe. Publ.*, 45: 265-283.
- Díaz Molina, M., Bustillo, M. A. y Arribas, J. 1989. The Tórtola and Villalaba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene - Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain. *4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Fieldtrip Excursion Guidebook, 74 pp.
- Díaz Molina, M.; Arribas, J.; Gómez, J. J. y Tortosa, A. 1995. Geological modelling of a reservoir analogue: Cenozoic meander belts, Loranca Basin, Spain. *Petroleum Geoscience*, 1: 43-48.
- Díaz Molina, M. y Tortosa, A. 1996. Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain. En: *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.), Cambridge University Press: 292-299.
- Giner, J. L. 1996. *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 250 pp.
- Giner, J. L. y Pinilla, L. 1996. Crisis tectónicas cuaternarias en la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4): 842-845.
- Gómez, J. J.; Díaz Molina, M. y Lendínez, A. 1996. Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, central Spain): a "non-sequenced" foreland basin. En: *Tertiary basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrios (Eds.), Cambridge University Press: 285-294.
- Gómez de LLarena, J. 1913. Excursión por el Mioceno de la Cuenca del Tajo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 229-237.
- Hernández Pacheco, E. y Royo Gómez, J. 1916. Mineralogía, geología y prehistoria del Cerro de los Angeles (Madrid). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 16: 533-539.
- Herráiz, M.; De Vicente, G.; Lindo, R.; Giner, J.; Simón, J. L.; González-Casado, J. M.; Vadillo, O.; Rodríguez, 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.
- Hoyos, M.; Junco, F.; Plaza, J. M.; Ramírez, A. y Ruiz, J. 1985. El Mioceno de Madrid. En: *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid*. C.S.I.C. Madrid (M.T. Alberdi, Ed.): 9-16.
- Klein, F. W. 1978. Hypocenter location program- HYPOIN-VERSE: user guide to version 1,2,3,4. *Geol Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 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.
- Mallada, L. 1907. Explicación del mapa geológico de España. *Mem. Comis. mapa Geol. España*, 6: 254-257.
- Manera, A. 1981. Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estudios Geológicos*, 37: 233-243.
- Martín Escorza, C. 1983. Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos* (IGME): 543-553.
- Muñoz Martín, A. 1997. *Evolución Geodinámica del borde*

- oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid: 500 pp.
- Muñoz Martín, A.; Cloetingh, S.; De Vicente, G. y Andeweg, B. 1998. Finite element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern border of the Tajo basin (central Spain). *Tectonophysics*, 300: 47-62.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. 1998. Cuantificación del acortamiento y estructura en profundidad del extremo Sur-Occidental de la Cordillera Ibérica (Sierras de Altomira y Bascuñana). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11 (3-4): 233-252.
- Núñez Cornú, F. J. 1987. Un programa interactivo en BASIC para cálculo de mecanismos focales. *Rev. de Geofísica*, 43: 209-212.
- Pérez González, A. 1982. *Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ed. Tesis Doctoral Univ. Complutense: 787 pp.
- Perucha, M. A.; Muñoz Martín, A.; Tejero, R. y Bergamín, J. F. 1995. Estudio de una transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, 18: 15-18.
- Prado, C. 1864. *Descripción física y geológica de la Provincia de Madrid*. Junta General de Estadística: 219 pp.
- Querol, R. 1989. *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 48 pp.
- Racero, A. 1989. Exploración petrolífera de la Cuenca del Tajo. contribución a su conocimiento. *VII Cong. Int. de Minería y Metalurgia (Oviedo)*, t. II: 62-81.
- Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7 :849-861
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. 1992. Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.
- Rey Pastor, A 1925. Informe acerca de los fenómenos sísmicos ocurridos en la región de Pastrana.
- Rincón, P. J. y Vegas, R. 1996. Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales. *Geogaceta*, 20 (4): 929-931.
- Rivera, L. A. 1989. *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes*. Thèse de Doctorat. Université Louies-Pasteur de Strasbourg: 266 pp.
- Rivera, L. y Cisternas, A. 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80 (3): 600-614.
- Rodríguez Aranda, J. P. 1995. *Sedimentología de los sistemas de llanura lútica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.: 474 pp.
- Royo Gómez, J. 1926. Sobre la Geología de los alrededores de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26: 217-218.
- San José, M. A. 1975. *Mapa Geológico de España*, a escala 1:50.000 (2ª serie), nº 584 (Mondéjar), IGME.
- Silva, P. G.; Goy, J. L. y Zazo, C. 1988. Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44: 415-427.
- Solé Sabarís, L. 1952. Geografía física. En: M. Teran, *Geografía de España y Portugal*, vol. 1. Montaner y Simón (Barcelona).
- Torres, T., Zapata, J. L. 1986. Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 437-442.
- Vaudour, J. 1979. *La región de Madrid, altérations, sols et paleosols*, Edit.: Ophrys. 390 pp.
- Vegas, R.; Pérez González, A. y Mínguez Marín, F. 1975. *Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 582, Getafe*. Edit: I.G.M.E.

Recibido: Junio 2002

Aceptado: Diciembre 2002