

ANÁLISIS DE LOS ESTADOS DE ESFUERZOS RECIENTES EN LA CUENCA DE ALMAZÁN (PROVINCIAS DE SORIA Y ZARAGOZA)

A.L. Cortés Gracia y A. Maestro González

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco s/n. 50009-Zaragoza

Resumen: En la Cuenca de Almazán, las observaciones de campo y el estudio de superficies de referencia cartográficas muestran que no existen deformaciones importantes a escala macroestructural. Sin embargo, los materiales del Mioceno superior al Pleistoceno presentan una importante fracturación a escala de afloramiento. Del análisis de paleoesfuerzos a partir de mesoestructuras se han obtenido tres direcciones de extensión principales NW-SE a WNW-ESE, E-W y NE-SW y estados de esfuerzos compresivos con σ_1 horizontal de dirección NNE a NE y ESE a SE. El campo de esfuerzos regional, responsable del origen de la mayor parte de las estructuras, tiene un carácter predominantemente distensivo y es consecuencia de la superposición espacio-temporal de varios campos de esfuerzo primarios: un campo de esfuerzos distensivo (extensión ESE a ENE) y dos campos compresivos subperpendiculares en régimen de desgarre (NNE-SSW a NE-SW y NW-SE a NNW-SSE), que controlan la dirección del esfuerzo máximo horizontal.

Palabras clave: campo de esfuerzos, fracturación, análisis de paleoesfuerzos, Neotectónica, Cuenca de Almazán.

Abstract: Macrostructural deformations have not been observed from field work and map-view reference levels in the Almazán Basin. Nevertheless, there is an important fracturing at the outcrop scale in the Upper Miocene-Pleistocene deposits. From palaeostress analysis three main extensional directions (NW-SE to WNW-ESE, E-W and NE-SW) and two compressional stress states (with horizontal NNE to NE and ESE to SE σ_1 directions) have been obtained. The regional stress field, inducing the most part of the structures, shows a dominant extensional character and it is a consequence of the superposition of several primary stress fields: ESE to ENE extensional stress field and two sub-orthogonal stress fields (NNE-SSW to NE-SW and NW-SE to NNW-SSE) in strike-slip regime, controlling the greatest horizontal shortening.

Key words: stress field, fracturing, palaeostress analysis, Neotectonics, Almazán Basin.

A.L. Cortés Gracia y A. Maestro González (1997): Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 183-196.

La Cuenca de Almazán se localiza al noroeste del Sistema Ibérico, en el extremo oriental de la Depresión del Duero. Ocupa una extensión aproximada de 4000 km² y se encuentra limitada al norte por la Sierra de Cameros, al este por la Rama Aragonesa y al sur por la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Fig. 1).

Existen escasos trabajos regionales de la zona, aunque son destacables las aportaciones realizadas por Saenz García (1931, 1957). Desde el punto de vista de la geología estructural los trabajos más relevantes sobre análisis de la fracturación y determinación de paleoesfuerzos son los realizados por García del Cura (1974), Martín Escorza (1982), Maestro (1994), Maestro *et al.* (1994), Maestro y Casas (1995), Casas y Maestro (1996) y Maestro *et al.* (1997). Menos frecuentes son los trabajos referentes a la neotectónica de la zona, encontrándose referencias sobre el tema en algunos de los trabajos anteriormente citados, en los in-

formes complementarios de los mapas geológicos (Simón, 1989a; Simón y Casas, 1989) y en estudios geomorfológicos que relacionan las superficies de erosión neógenas y la neotectónica del NE de la Cuenca del Duero (Gracia Prieto *et al.*, 1990), al NW de la zona estudiada.

Los objetivos de este trabajo residen fundamentalmente en: 1) Determinar los estados de esfuerzos que han actuado desde el Mioceno superior en la Cuenca de Almazán. Para ello, se ha realizado la medida sistemática de la orientación de las mesoestructuras frágiles y sus relaciones, con las que poder inferir, mediante diferentes técnicas de análisis, la orientación de los tensores de esfuerzos que las generaron. El muestreo se llevó a cabo en materiales del Mioceno superior hasta el Plioceno superior-Pleistoceno. 2) Evidenciar la existencia o no de deformaciones a gran escala que afecten a los materiales de edad Mioceno superior-Plioceno.

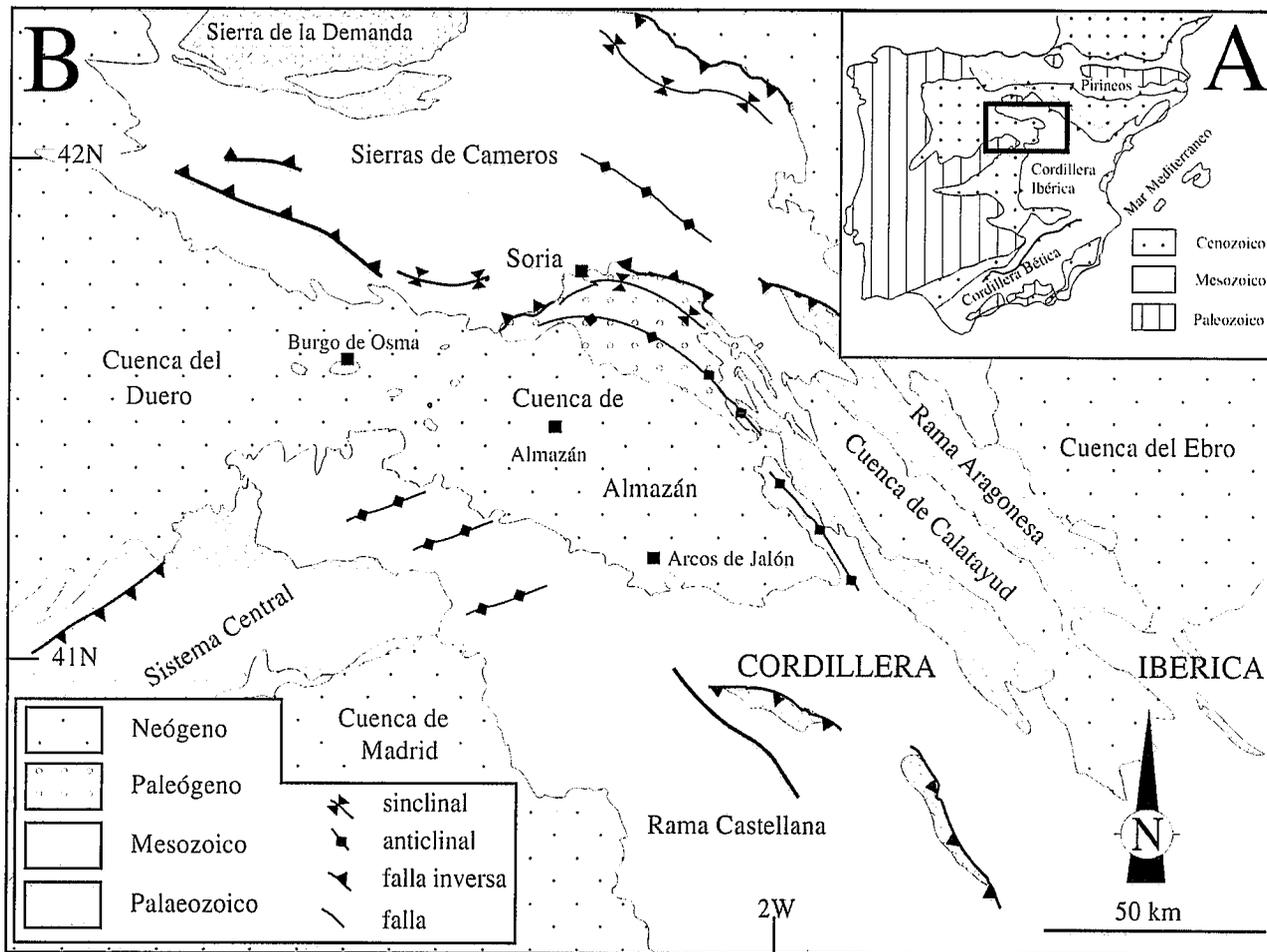


Figura 1.- Situación del sector estudiado en el contexto geológico general de la Península Ibérica (A) y rasgos geológicos generales de la Cuenca de Almazán (B).

Las deformaciones recientes a escala macroestructural presentan una escasa expresión cartográfica. Este hecho dificulta mucho su caracterización y, por ello, se ha buscado determinar las deformaciones de gran radio existentes en el área mediante la utilización de superficies de referencia estratigráficas. Este método ya ha sido utilizado con anterioridad por diversos autores en zonas próximas usando diversos tipos de superficies de referencia (e.g. Simón, 1984, 1989b; Soriano, 1986; Gracia Prieto *et al.*, 1990; Arlegui, 1996).

Descripción Geológica

La Cuenca de Almazán constituye una depresión sedimentaria de geometría sinclinal generada en régimen compresivo. Tanto la estructuración de la cuenca como la sedimentación sintectónica en la misma estuvieron condicionadas por la existencia de grandes pliegues y estructuras cabalgantes en sus bordes norte y noreste. La etapa principal de estructuración de la Cuenca de Almazán, al igual que en los sectores de la Cordillera Ibérica que la limitan, tuvo lugar durante el Paleógeno, encontrándose depósitos asociados a las grandes estructuras hasta el Mioceno inferior. Durante el resto del Neógeno la sedimentación continuó en un régimen de relativa calma tec-

tónica, sin formación de grandes estructuras a escala de cuenca, pero con una importante deformación de tipo frágil a menor escala que dio lugar a la aparición de numerosos sistemas de fracturas en los materiales correspondientes a ese período.

Los materiales terciarios, depositados en ambientes de abanicos aluviales y sistemas lacustres, han sido divididos en nueve Unidades Tectosedimentarias (UTS de Carballeira y Pol, 1989; Armenteros, 1991; Lendínez, 1991), en el sentido de Garrido Megías (1982). En la medida en que este trabajo se ha centrado en el análisis de la deformación en los materiales más recientes, sólo describiremos las características principales de las tres UTS superiores (VII, VIII y IX). En este sentido, existen diversos trabajos donde estas unidades o parte de las mismas aparecen estudiadas aisladamente en distintos sectores de la cuenca, lo que ha dado lugar a un gran número de nombres específicos para denominar cada una como Unidades Litoestratigráficas (e.g. Hoyos *et al.*, 1973; Guisado, 1987; Guisado *et al.*, 1988; Sánchez de la Vega, 1988; Armenteros *et al.*, 1989; Ramos Martín, 1989). La correlación entre las distintas Unidades Tectosedimentarias y Litoestratigráficas definidas no siempre es directa y frecuentemente los límites no ocupan posiciones

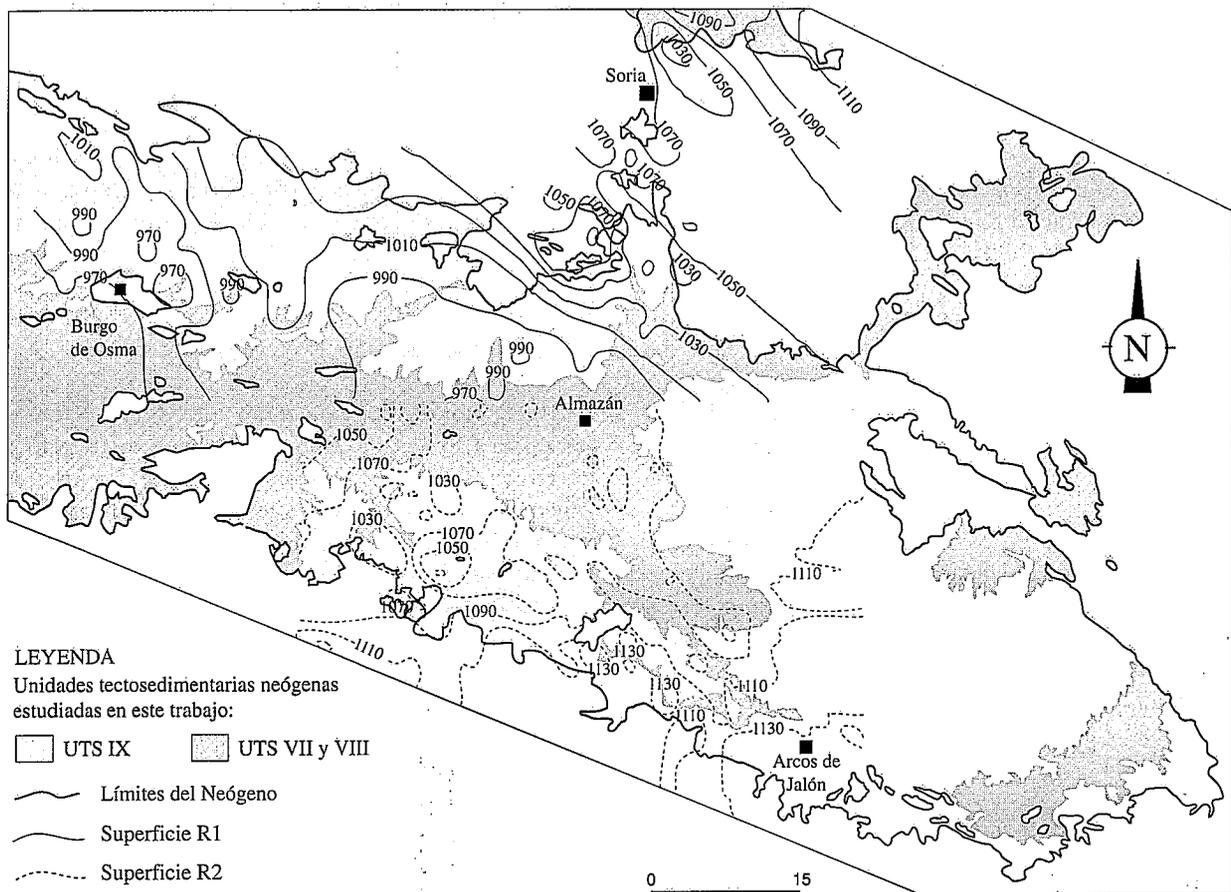


Figura 2.- Mapa de isohipsas de las superficies de referencia (R1 y R2) utilizadas en los sectores norte y sur de la Cuenca de Almazán.

estratigráficas equivalentes.

Las UTS VII y VIII tienen una edad Mioceno superior-Plioceno inferior y se extienden a lo largo del curso del río Duero al sur y suroeste de Soria, apareciendo también afloramientos en el sector oriental de la cuenca. El espesor total de estas unidades es de unos 150-160 m. En general, corresponden a sedimentos de llanura aluvial y canales conglomeráticos que cambian lateralmente a depósitos finos y materiales carbonatados de ambientes lacustres o pálustres.

La UTS IX, de edad Plioceno, tiene una amplia representación en los sectores central y occidental de la Cuenca de Almazán y se dispone en paraconformidad sobre las unidades anteriores. Su potencia es de unos 170 m. En el sector norte, los materiales de esta unidad corresponden a depósitos detríticos de carácter fluvial que enlazan con materiales carbonatados de ambientes lacustres con mayor representación en el centro y borde sur de la cuenca.

Análisis macroestructural

A escala macroestructural, la zona estudiada se caracteriza por la existencia en sus bordes de pliegues y estructuras cabalgantes de dimensiones kilométricas

formadas durante la mayor parte del Paleógeno y comienzos del Neógeno (Fig. 1). Al norte destaca la presencia de un cabalgamiento de vergencia SE, que coincide aproximadamente con el borde meridional de la Sierra de Cameros. Al este, en la Rama Aragonesa, las estructuras presentan dirección NW-SE, con vergencia al SW en la zona de contacto con la cuenca. Al sur, los materiales que constituyen este límite se orientan preferentemente según una directriz E-W, tratándose, en general, de estructuras laxas. Los materiales paleógenos que rellenan la cuenca se encuentran deformados al norte y este de la misma; apareciendo pliegues de longitud kilométrica que se inflexionan de oeste a este, pasando de tener orientación NE-SW a presentar dirección NW-SE.

Como ya se ha citado anteriormente, la escasa deformación de los depósitos neógenos, concretamente los de edad comprendida entre el Mioceno superior y el Pleistoceno, ha hecho imprescindible la reconstrucción de las deformaciones de gran radio a partir de superficies de referencia. Para la selección de estas superficies se han seguido los siguientes criterios: 1) que posean una amplia continuidad cartográfica; 2) que queden representadas en la mayor extensión posible; y 3) que su identificación sea sencilla. Las superficies de referen-

cia utilizadas en este estudio son dos, y ambas son de carácter estratigráfico.

La primera de ellas se ha denominado R1 y ha sido definida para la mitad norte de la Cuenca de Almazán. Corresponde aproximadamente con el límite entre las UTS VIII y IX de Armenteros (1991) y Lendínez (1991), y su edad probable es Plioceno inferior (Hoyos *et al.*, 1973; Armenteros, 1986; Lendínez, 1991). La segunda superficie, definida para la mitad sur de la cuenca, se denomina R2. Corresponde al límite entre las unidades Rojo 1 (arcillas) y Páramo 1 (calizas), de edad Plioceno, incluidas dentro de la UTS IX (Lendínez, 1991).

El reconocimiento de estas superficies, a partir de la cartografía de las unidades estratigráficas que las limitan, se basa en observaciones de campo y en la información obtenida de las hojas del Mapa Geológico Nacional correspondientes al sector estudiado (Adell Argiles *et al.*, 1982; Navarro, 1991; Ruiz Fernández, 1991; Lendínez, 1991). Partiendo de las cartografías a escala 1:50.000 existentes se recopilieron los puntos de intersección de estas superficies con las curvas de nivel, tomando tríos de valores X, Y, Z (longitud, latitud y cota) en cada punto. El mapa de isohipsas de las dos superficies (Fig. 2) se realizó mediante el programa *Surface Mapping System*, v.6.01 (Smith *et al.*, 1995).

El mapa de contornos estructurales de la superficie de referencia R1 muestra un sistema de antiformal y sinformal suaves de orientación NW-SE, aunque la tendencia general de la superficie presenta una disposición monoclinial con una pendiente media de 0,25° hacia el SW. La diferencia de cotas varía entre los 1.110 m al N, en las proximidades de Soria, y los 970 m al S, en los afloramientos cercanos a Burgo de Osma. El mapa de contornos de la superficie R2, presenta una pendiente media en torno a 0,30° hacia el N-NW. La cota máxima de esta superficie se sitúa en torno a los 1.130 m en las proximidades de Arcos de Jalón y sobre los 1.030 m hacia el centro de la cuenca. El escaso buzamiento de las superficies de referencia correspondería a la pendiente de depósito de los materiales, cuya área fuente se sitúa en los bordes de la cuenca neógena.

La orientación y localización de las zonas elevadas y deprimidas que se observan en la superficie de referencia R1 al N de la cuenca hacen suponer que se trate de irregularidades debidas al paleorrelevo infrayacente. Esto se ve apoyado por el hecho de que en esta zona los depósitos neógenos se apoyan directamente sobre los depósitos mesozoicos y paleógenos plegados. Esta circunstancia, junto a la morfología de sinclinal suave de la estructura general, cuyo eje coincide con la zona topográficamente más deprimida de la cuenca, permite llegar a la conclusión de que el campo de esfuerzos reciente (posterior al Plioceno) que ha actuado en la Cuenca de Almazán no ha tenido la intensidad suficiente para provocar deformaciones de escala cartográfica. Conclusiones similares son expuestas por Gracia Prieto *et al.* (1990) quienes estudian la deformación de la su-

perficie de erosión pliocena en el borde NW de la Cuenca de Almazán. Estos autores denominan dicha superficie de erosión como S2, la cual enlaza con las calizas de los páramos y es correlacionable con la «Superficie de Erosión Fundamental» de la Cordillera Ibérica (Solé Sabarís, 1978; Peña *et al.*, 1984). Estos autores indican que esta superficie presenta un suave descenso hacia el sur, es decir, hacia el centro de la cuenca, mostrando igualmente que en este borde de la cuenca no aparecen deformaciones a gran escala.

Metodología del análisis mesoestructural

Para caracterizar los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán se han analizado las estructuras frágiles a escala de afloramiento (mesoestructuras) observadas en los materiales correspondientes al intervalo Mioceno superior-Pleistoceno. De esta manera, consideramos deformaciones recientes aquéllas que afectan a los depósitos continentales de este período, que como hemos indicado anteriormente corresponden a las UTS VII, VIII y IX. Llama especialmente la atención en el estudio estructural de estos depósitos la existencia de una densa fracturación homogéneamente distribuida. Estas fracturas afectan por igual a los diferentes tipos litológicos que aparecen en la región estudiada, si bien se observa una menor densidad de fracturación en las rocas más modernas (UTS IX). A partir de los modelos que relacionan los estados de esfuerzos con los sistemas de fracturas y discontinuidades naturales, se dispone de una serie de métodos que permiten, partiendo de las observaciones de las mesoestructuras frágiles, inferir los estados de esfuerzo responsables de su génesis (análisis dinámico).

En este trabajo se han medido unos 150 planos de falla con estrías, 500 fracturas sin indicadores de movimiento y algunas grietas de extensión y picos estilolíticos, encontrados en 20 estaciones distribuidas por toda la cuenca. Los métodos empleados en el análisis de las diferentes estructuras aparecen reflejados ya en numerosos trabajos, por lo que únicamente los citaremos, sin describirlos en profundidad:

1) Fallas: aunque actualmente existen numerosos métodos para su análisis, en este trabajo se ha seguido el procedimiento analítico propuesto por Casas Sainz *et al.* (1990), utilizando el método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), el diagrama y-R (Simón, 1986) y el método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984). Estos dos últimos métodos permiten conocer la forma y orientación del elipsoide de esfuerzos mediante los parámetros $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ (Bott, 1959), y $Re = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (Etchecopar *et al.*, 1981).

2) Diaclasas: a partir del estudio estadístico de sus orientaciones y las relaciones geométricas entre las distintas familias determinadas (Hancock, 1985; Hancock y Engelder, 1989; Simón, 1989b; Arlegui, 1992;

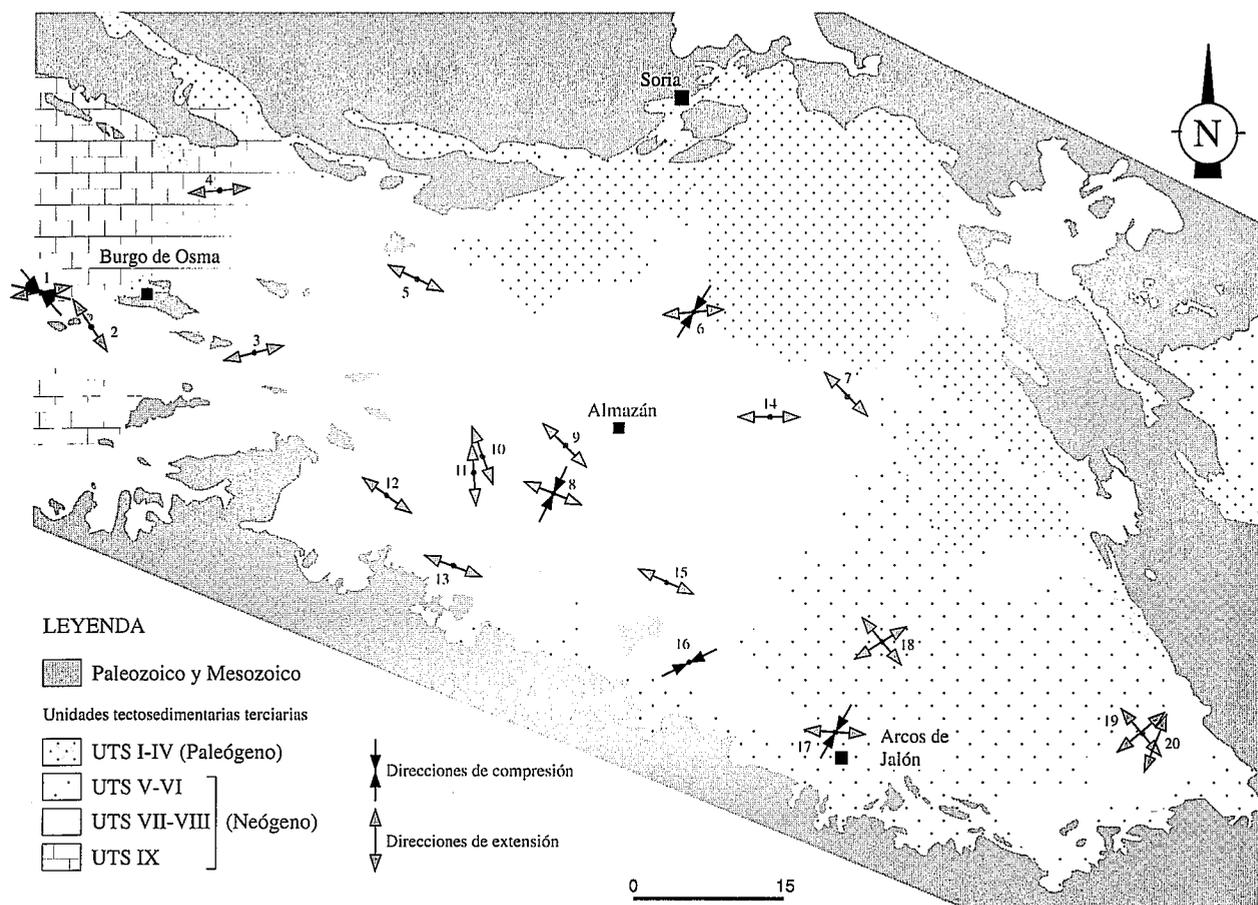


Figura 3.- Mapa geológico de la Cuenca de Almazán en el que se representan las direcciones de extensión y compresión obtenidas del análisis mesoestructural de las estaciones estudiadas.

Arlegui y Simón, 1993, Arlegui, 1996, etc.). En el caso de las fracturas tensionales (con el eje σ_1 vertical), se puede determinar la orientación del eje de máxima extensión (σ_3) y perpendicular a éste el eje ($\sigma_2 = \sigma_y$, ó esfuerzo máximo horizontal) que controla la dirección de las familias principales de fracturas.

3) Picos estilolíticos y grietas de extensión (Arthaud y Mattauer, 1969; Arthaud y Choukroune, 1972; Mattauer, 1976, etc.): aunque los datos son escasos, su existencia puede complementar los resultados obtenidos mediante el análisis poblacional de fallas.

Resultados del análisis mesoestructural

El estudio de los materiales del Mioceno superior-Pleistoceno de la Cuenca de Almazán ha permitido encontrar 20 estaciones con información sobre los estados de esfuerzos que han actuado durante ese período en la misma. La situación geográfica y geológica de estas estaciones y las direcciones de los esfuerzos obtenidos del análisis mesoestructural en cada una de ellas se muestran en la figura 3.

La mayor parte de las estructuras estudiadas corresponde a fracturas tensionales sin salto aparente y fallas de dimensiones centimétricas a métricas con escaso

desplazamiento (Fig. 4A). En ocasiones aparecen fallas normales de salto métrico (Fig. 4B) y grandes grietas de extensión rellenas de calcita, algunas de ellas reactivadas como fallas normales.

En la Tabla I aparecen los resultados del análisis mesoestructural que muestran, en general, una gran diversidad en las direcciones de σ_y (σ_1 ó σ_2 , esfuerzo horizontal máximo) y σ_3 (eje de máxima extensión). La mayor parte de los estados de esfuerzo obtenidos tienen un carácter distensivo, observándose un dominio de las direcciones NNE a NE para σ_y (Fig. 5A) y perpendicularmente a éstas, ESE a SE para σ_3 (Fig. 5B). El diagrama resumen de los estados de esfuerzos (Fig. 6) muestra la distribución (dirección del eje σ_y y valor de la relación R entre ejes de esfuerzo) de los resultados obtenidos, con una clara tendencia a la distensión triaxial a radial de la mayor parte de ellos a partir de fallas normales y diaclasas tensionales con *cross joints* asociadas (Simón *et al.*, 1988; Simón, 1989b; Arlegui, 1996). En cinco estaciones se han determinado, a partir de fallas direccionales fundamentalmente, estados de esfuerzos compresivos (σ_1 horizontal) en materiales del Mioceno superior y Plioceno, obteniendo direcciones de compresión en torno a NE (estaciones 6, 8, 16 y 17) y ESE a SE (estación 1). En ningún caso se ha podido

Estación	Edad	So	σ_y	σ_3	R	T.T.	Estructuras	n/N	n.e.	e. σ_y	e. σ_3	
1	MS	horizontal	138	048	0,93	C	fallas	28/40		15		
			284	185	0,52	C	fallas	6/40		15	15	
			338	080	1,42	D	fallas	5/40	1	1	1	
2	MS	137/04N	237	327	2,94	D	fallas	6/6	0	6	6	
			040	130		D	g.extensión	37				10
3	PL/Q	013/15W	350	256	$+\infty$	D	fallas	9/18				
			139	047	0,11	C	fallas	7/18	2	6	20	
4	PL/Q	horizontal	355	085		D	diaclasas	53				
5	PL	horizontal	025	115		D	diaclasas	54				
6	MS	150/14W	355	085		D	diaclasas	59				
			033	141	0,37	C	fallas	5/6	1	19	26	
7	PL	horizontal	045	135		D	diaclasas	53				
8	PL	horizontal	206	116	0,14	C	fallas	8/16		10	10	
			202	292	100	D	fallas	5/16	3	281	285	
9	MS	horizontal	045	135		D	diaclasas	53				
10	MS	horizontal	070	160		D	diaclasas	72				
11	PL	horizontal	086	356	$+\infty$	D	fallas	10/12	2	193	201	
12	MS	horizontal	040	130		D	diaclasas	51				
13	PL	horizontal	020	110		D	diaclasas	53				
14	PL	070/25N	180	090		D	diaclasas	20				
15	PL	horizontal	024	114	$+\infty$	D	fallas	5/5				
16	PL	horizontal	064	154	0,42	C	fallas	5/5	0	4		
17	MS	horizontal	030			C	estilolitos	19		20		
			004	094	6,25	D	fallas	8/11	3			
18	MS	horizontal	328	238	50	D	fallas	16/24		322	322	
			045	140	9,09	D	fallas	5/24	3	52	59	
19	MS	horizontal	140	050		D	diaclasas	49				
20	MS/PL	136/35E	292	201	6,25	D	fallas	5/5	0	70	65	

Tabla I.- Resultados del análisis de paleoesfuerzos a partir de las mesoestructuras medidas en los depósitos neógenos de la Cuenca de Almazán. Las estaciones se localizan en la figura 3. Edad de las rocas: MS: Mioceno superior; PL: Plioceno; Q: Cuaternario. So: orientación de la estratificación en la estación: dirección/buzamiento. El tensor de esfuerzos está definido por el azimuth de σ_y y σ_3 y el valor de $R = (\sigma_x - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$; sólo es definido por la orientación de σ_y en el caso de estilolitos y de σ_3 en el caso de grietas de extensión. T.T.: tipo de tensor de esfuerzos (C: compresivo, D: distensivo). n/N: número de datos utilizados para definir cada estado de esfuerzos / número total de fallas medidas en el campo para cada estación. n.e.: número de fallas no explicadas por ningún tensor en cada estación. El error en el azimuth de σ_y y σ_3 (e. σ_y / e. σ_3) ha sido estimado de los resultados obtenidos del Método de Etchecopar.

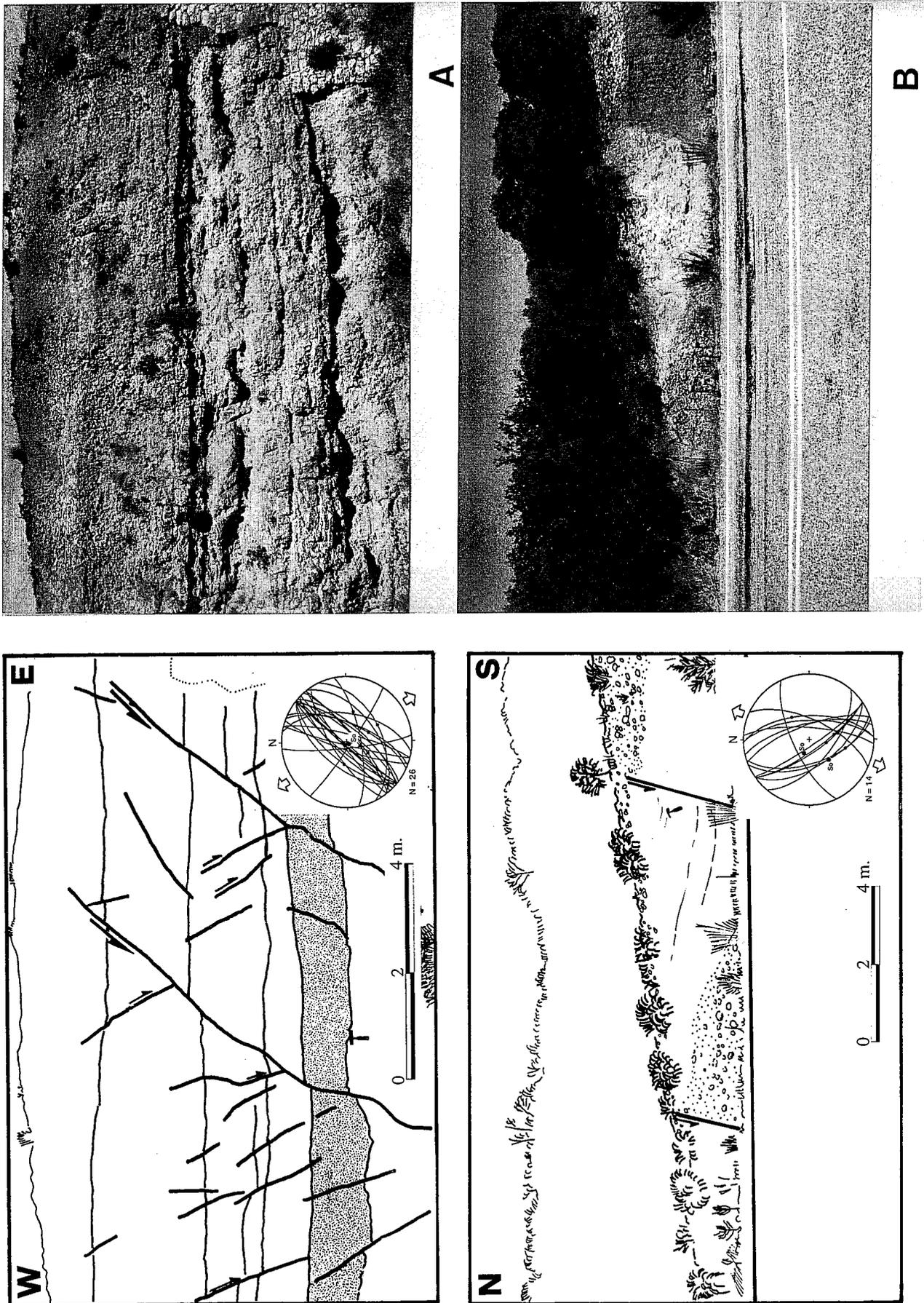


Figura 4.- Ejemplos de algunas de las estructuras estudiadas en este trabajo y su representación estereográfica (N: número de datos. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior). A: fallas de dimensiones métricas y desplazamiento decimétrico (estación 2, Mioceno superior). B: fallas de salto métrico y fracturas asociadas (estación 20, Mioceno superior-Plioceno).

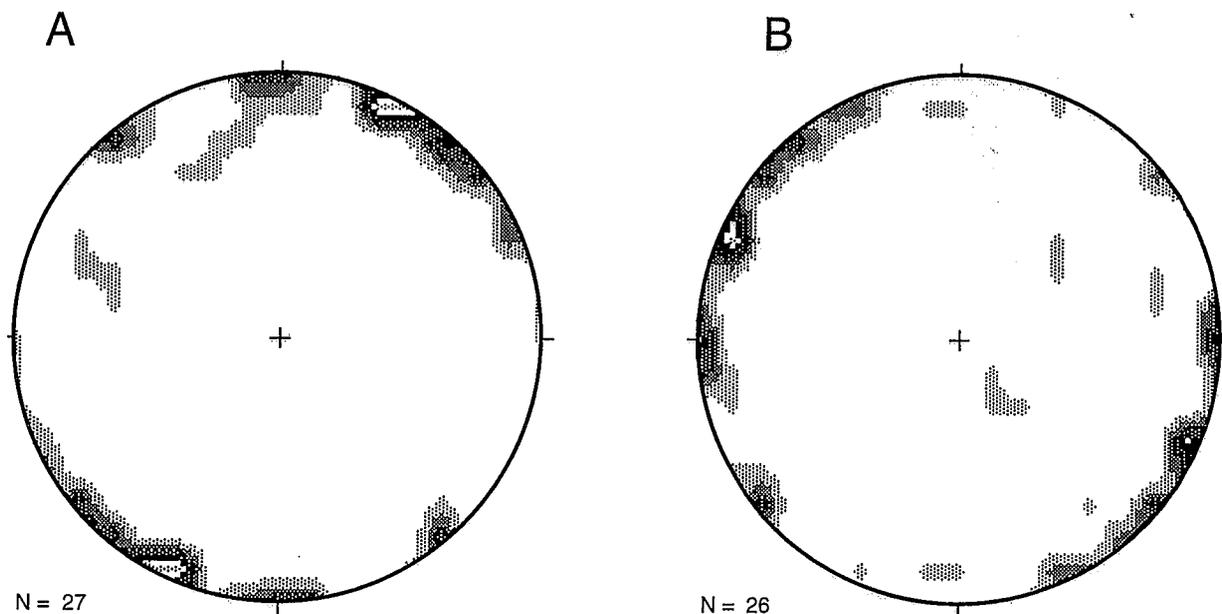


Figura 5.- Diagramas de densidad de la orientación de los ejes de esfuerzo. A: ejes de máximo esfuerzo horizontal (σ_1) y B: ejes de máxima extensión (σ_3), determinados a partir del análisis de las mesoestructuras. N: número de datos. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior. Intervalo de las isofleas: 3%.

establecer la cronología relativa entre los tensores compresivos y distensivos.

Como se puede observar a partir de los resultados mostrados, no existe una relación clara entre los distintos tipos de tensores de esfuerzo (compresivos o distensivos) y la edad de los materiales donde han sido determinados. Del mismo modo, las orientaciones de los ejes de esfuerzo tampoco parecen estar relacionadas con materiales de una edad concreta, apareciendo las mismas direcciones de σ_1/σ_2 y σ_3 en rocas del Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario indistintamente. Aunque el número de datos es pequeño, sí que parece, sin embargo, que las direcciones de σ_1 próximas a NW-SE aparecen restringidas a la mitad sur de la Cuenca de Almazán, cercanas a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Los tensores con σ_1 de dirección entre N-S y NE-SW, por el contrario, aparecen repartidos de forma más o menos homogénea por toda la superficie de la cuenca.

Independientemente del carácter distensivo o compresivo de los estados de esfuerzos obtenidos en este trabajo, las direcciones principales del esfuerzo horizontal máximo (σ_1) se pueden agrupar en dos tendencias dominantes: N-S a NE-SW y NW-SE. Estas dos tendencias coinciden a grandes rasgos con las modas obtenidas a partir del análisis poblacional de fallas, entre otros, por Maestro y Casas (1995) para el Oligoceno-Mioceno inferior de la Cuenca de Almazán, por Cortés *et al.* (1996) para el Neógeno (*s.l.*) del NE de la Península Ibérica, y por De Vicente *et al.* (1996a) y Giner *et al.* (1996a) para el Mioceno superior-

Cuaternario de la Cuenca de Madrid.

Modelo de campo de esfuerzos reciente en la Cuenca de Almazán

El conjunto de mesoestructuras existentes y los estados de esfuerzos obtenidos mediante su estudio muestran un régimen tectónico general de carácter distensivo a escala de cuenca, con estados compresivos menos frecuentes y de carácter local. En cualquier caso, el esfuerzo horizontal máximo (σ_1 en los estados compresivos y σ_2 en los distensivos) es relativamente homogéneo a gran escala y parece estar controlado por un campo de esfuerzos regional. A partir de los resultados del análisis de paleoesfuerzos se ha intentado establecer un modelo de campo de esfuerzos reciente para la Cuenca de Almazán. Con ello no se pretende mostrar el campo de esfuerzos que ha actuado en la misma en un momento determinado de su historia geológica, sino dar una visión global que permita relacionar de la manera más simple y coherente el conjunto de deformaciones a distintas escalas que aparecen desde el Mioceno superior a la actualidad.

Mediante la utilización del programa de interpolación LISSAGE (Lee y Angelier, 1994) se ha procedido a la construcción de un mapa de trayectorias del esfuerzo horizontal máximo (σ_1) para el campo de esfuerzos regional dominante durante el Mioceno superior-Cuaternario (Fig. 7). Este mapa, que explica la mayor parte de las direcciones obtenidas del análisis mesoestructural, muestra una clara tendencia NNE a

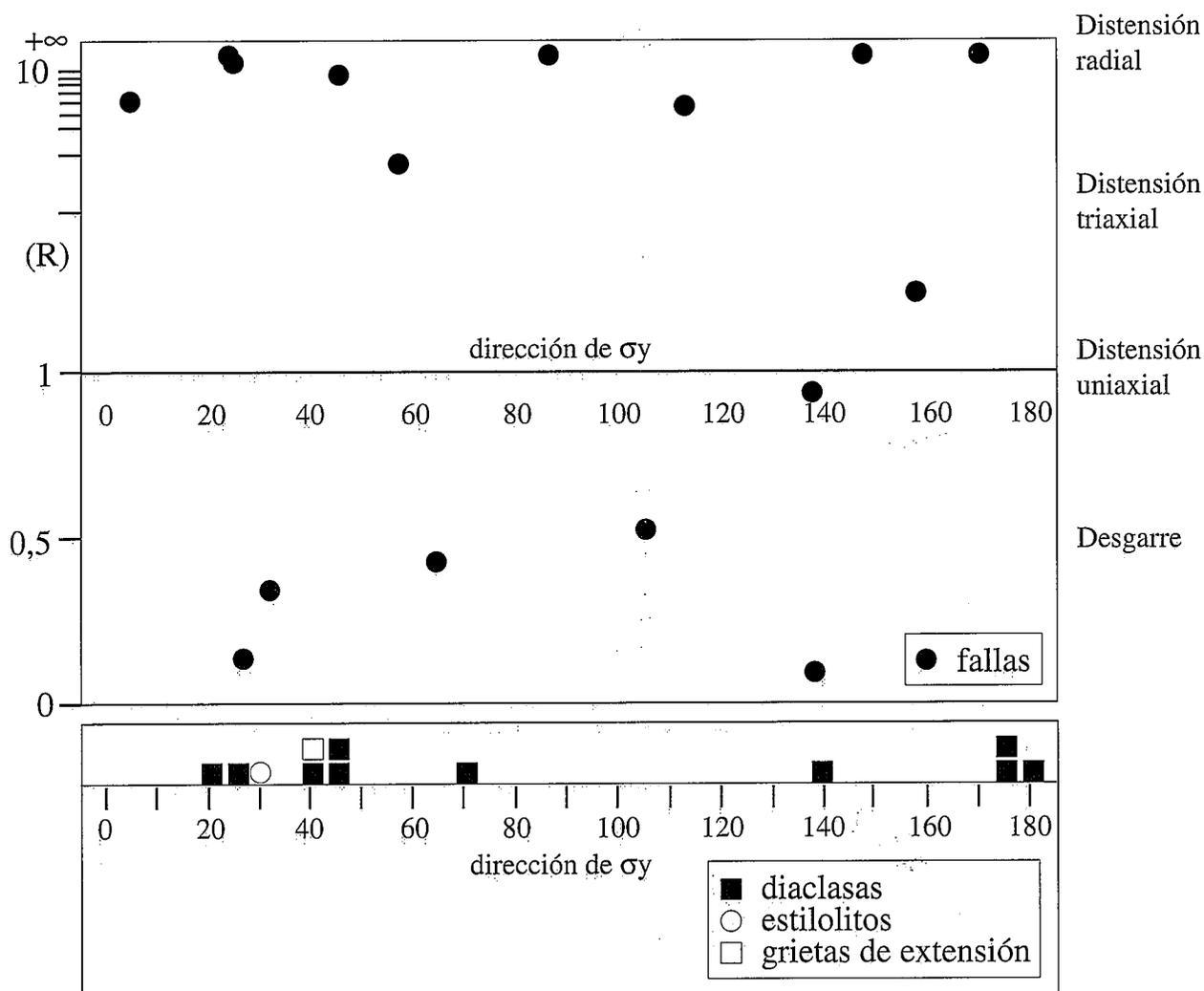


Figura 6.- Resumen de los estados de esfuerzo obtenidos en el conjunto de la Cuenca de Almazán. A: direcciones del esfuerzo horizontal máximo (σ_y) y valores de la relación $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ obtenidos a partir del análisis de poblaciones de fallas. B: direcciones de σ_y obtenidas a partir de diaclasas, estilolitos y grietas de extensión.

NE de las trayectorias de σ_y . Esta interpretación coincide con la propuesta anteriormente por Cortés *et al.* (1996) para el conjunto del NE peninsular. En ese modelo se observa cómo las trayectorias de máxima compresión N a NNE, muy homogéneas en la Cuenca del Ebro, se desvían en la Cordillera Ibérica y pasan a NE, para hacerse perpendiculares a las grandes estructuras de dirección NW-SE que forman la Rama Aragonesa de esta cordillera y el borde oriental de las Sierras de Cameros. Al igual que se describe en el último trabajo citado, en la Cuenca de Almazán existen también algunas direcciones (E-W a NW-SE) que no son explicadas por ese campo regional, por lo que deberíamos relacionarlas con la existencia de perturbaciones ligadas a estructuras mayores, intercambios o permutaciones en los ejes de esfuerzo o con la presencia de otro campo de esfuerzos primario perpendicular al anterior.

La presencia en la zona estudiada y en áreas adyacentes de dos direcciones de máximo acortamiento horizontal subperpendiculares (NE y NW) durante el

Neógeno y Cuaternario ha sido puesta de manifiesto anteriormente en diversos trabajos y explicada según diferentes modelos (Pérez Lorente, 1987; Giner, 1993; Cortés *et al.*, 1996; Giner *et al.*, 1996a,b; De Vicente *et al.*, 1996a; Rincón *et al.*, 1996). En estos trabajos, las modas NE y NW fueron obtenidas tanto a partir de datos mesoestructurales (análisis poblacional de fallas fundamentalmente) como del análisis y determinación de mecanismos focales de terremotos en el sector central y nororiental de la Península Ibérica.

Discusión

La existencia a partir del Mioceno superior-Plioceno de uno o más campos de esfuerzos primarios de carácter compresivo a escala de placa así como su interpretación geodinámica es objeto de controversia (Cortés *et al.*, 1996). Si a esto unimos el régimen de distensión casi generalizado que se observa en el NE de la Península Ibérica en el Plioceno-Cuaternario

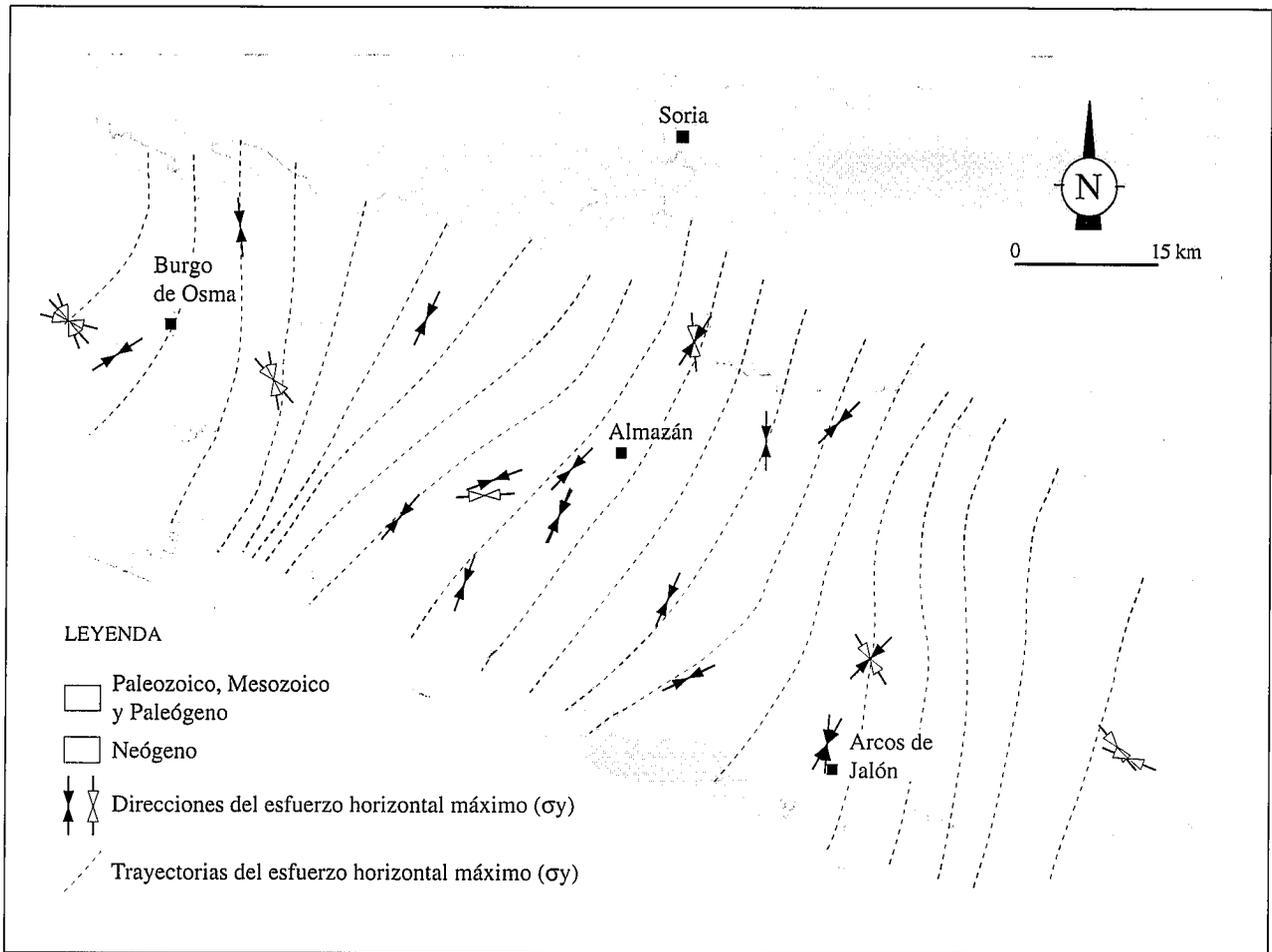


Figura 7.- Mapa de trayectorias del esfuerzo horizontal máximo (σ_y) para el campo de esfuerzos regional NNE-NE dominante en la Cuenca de Almazán durante el Mioceno superior-Cuaternario. Las flechas negras indican los datos compatibles con el campo NNE-NE. Las flechas huecas indican los datos no compatibles con este campo.

(Simón, 1989b, 1990; Sanz de Galdeano, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b) la interpretación se hace todavía más compleja. De esta manera, y para intentar explicar el origen de los estados de esfuerzos recientes en la zona estudiada en un contexto de deformaciones intraplaca, se debe incluir la existencia o no de actividad tectónica durante este período en los dos márgenes principales de la Placa Ibérica (pirenaico al norte y bético al sur). Así mismo, debe tenerse en cuenta la intensidad de los esfuerzos que se transmiten hacia el interior de la misma y la posibilidad de que presente variaciones al alejarse del margen activo. El contexto geodinámico en el que encuadrar la discusión se puede ampliar todavía más, ya que existen datos del Mapa de Esfuerzos del Mundo (*World Stress Map*, Zoback, 1992) que indican una dirección de compresión general en torno a NW para la Península Ibérica. Sin embargo, a partir de datos de ovalizaciones de sondeos (*borehole breakout*), Jurado y Mueller (1996) muestran una consistencia en la dirección NNE a ENE en el NE de la Península Ibérica, que difiere notablemente de la dirección NW típica de la placa Euroasiática en la actualidad.

En un intento de comparar el modelo propuesto para la Cuenca de Almazán y los existentes para sectores cercanos (Cuenca de Madrid, Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro) encontramos que los campos de esfuerzos regionales definidos para cada sector son notoriamente diferentes entre sí. Sin embargo, la explicación de muchos de los estados de esfuerzos locales obtenidos en cada una de estas zonas, que no se ajustan a las direcciones regionales, debe hacer referencia a los modelos propuestos en las zonas adyacentes, o explicarse mediante perturbaciones, permutaciones o efectos cualesquiera de carácter puntual que no siempre tienen fácil comprobación.

En la Cuenca de Madrid, al SSW de la zona estudiada, los tensores de esfuerzo obtenidos a partir del análisis poblacional de fallas en materiales del Mioceno superior y Cuaternario (De Vicente *et al.*, 1996 c), tanto de carácter distensivo como direccional, muestran una orientación relativamente constante del máximo acortamiento horizontal. Estos autores presentan modelos de campos de esfuerzos con $S_{Hm\acute{a}x}$ (esfuerzo horizontal máximo = σ_y) de dirección NW-SE. En la misma línea, Giner *et al.* (1996b) consideran que el estado de

esfuerzos actual en el centro peninsular está definido por un tensor regional principal de carácter direccional con una orientación NW-SE para el máximo esfuerzo horizontal. El tensor de esfuerzos principal coexiste con un tensor secundario de carácter normal-direccional con el máximo esfuerzo horizontal orientado según NE-SW, lo que implicaría una extensión subparalela a la compresión regional deducida. La coexistencia de dos direcciones ortogonales del esfuerzo horizontal máximo ha sido interpretada como una permutación de los ejes de esfuerzo debido a la presencia de una flexura cortical ligada a la compensación isostática del movimiento de la falla del borde sur del Sistema Central.

En la Cordillera Ibérica oriental (Simón, 1989b), la distensión multidireccional generalizada a partir del Mioceno superior ha sido relacionada con el desarrollo de sistemas extensionales en el este de la Península Ibérica (apertura de la Cuenca de Valencia y aparición de los domos de Gúdar y Javalambre). Esta distensión dio lugar al desarrollo y/o reactivación, en diferentes momentos, de fosas tectónicas (Alfambra-Teruel, Jiloca, Sarrión-Mijares, Maestrazgo), cuya orientación (debida a una anisotropía en la extensión) parece estar controlada por la dirección del esfuerzo horizontal máximo dominante durante su formación (Cortés *et al.*, 1996). El efecto de la distensión del Este peninsular se une en la Cuenca del Ebro a la flexión litosférica y compensación isostática ligada a la carga de las láminas cabalgantes surpirenaicas (Simón, 1989b; Arlegui, 1996). En ambos sectores, las direcciones de máximo acortamiento horizontal oscilan, en general, entre N y NE, apareciendo las direcciones SSE a SE coincidiendo con el desarrollo durante el Plioceno de las fosa del Jiloca y Sarrión-Mijares, con una extensión perpendicular a estas direcciones.

En el borde norte de la Sierra de Cameros el cabalgamiento sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro perdura hasta el Mioceno medio-superior. Pérez Lorente (1985, 1987) propone que posteriormente a la actividad cabalgante existe una fase compresiva de dirección N-S, probablemente durante el Plioceno-Cuaternario, que afecta a los depósitos de edad Ponticense. Según este autor, la actividad tectónica iría decreciendo en intensidad hasta el Villafranquiense. Para Casas Sainz (1992) la actividad compresiva se mantiene en esta región al menos hasta el Mioceno superior. Entre el Mioceno superior y el Cuaternario existen indicios de la actuación de esfuerzos distensivos, detectados fundamentalmente a partir de fallas y diaclasas. Durante el Mioceno superior-Plioceno el eje σ_3 se situaría en torno a E-W, mientras que durante el Cuaternario la fracturación parece indicar un σ_3 en dirección NNE.

En la Cuenca de Almazán, el estudio de las deformaciones a distintas escalas indica la existencia de un campo de esfuerzos regional de carácter distensivo, que sería resultado de la superposición espacio-temporal de un campo de esfuerzos distensivo (extensión de

dirección ESE a ENE) similar al que aparece al final del Neógeno en distintos puntos del NE de la Península Ibérica (e.g.: Simón, 1984, 1989b, 1990; Gracia Prieto y Simón Gómez, 1986; Moissenet, 1989) y dos campos primarios compresivos con direcciones de σ_1 según NNE a NE y NW a NNW, procedentes de los márgenes activos de la Placa Ibérica, que controlan las direcciones del esfuerzo horizontal máximo.

No existe un modelo geodinámico claro que explique la distensión en la Cuenca de Almazán dentro de un contexto compresivo complejo a escala de placa, que origina frecuentes mesoestructuras compresivas en áreas cercanas (Sistema Central, Cuenca de Madrid) y terremotos actuales con mecanismos focales que indican un régimen general de desgarre en el centro de la Península Ibérica. La existencia de una importante extensión en el margen oriental de la Península, que dio lugar a macroestructuras desde el Mioceno medio-superior hasta la actualidad (Catalánides, Maestrazgo-Cuenca de Valencia, fosas de Teruel, etc.), podría explicar, mediante un modelo semejante al de Tapponier y Molnar (1976), la aparición de mesoestructuras en la zona estudiada. Una disminución hacia el oeste de la intensidad del esfuerzo distensivo pudo hacer que éste no fuera capaz de producir grandes estructuras cartográficas, pero sí una importante fracturación a escala de afloramiento (fallas normales de escaso desplazamiento y fracturás tensionales).

Del mismo modo, la Cuenca de Almazán se encuentra relativamente alejada de los dos márgenes de placa activos desde el Mioceno superior a la actualidad: los Pirineos y las Béticas. La intensidad de los esfuerzos compresivos que éstos transmiten hacia el interior de la placa disminuye en el mismo sentido. Según el modelo de Tapponier y Molnar (1976), la variación espacial de intensidades se traduce en una zonación de los esfuerzos, pasando de regímenes de compresión triaxial a desgarre y distensión triaxial, a medida que nos alejamos del margen de placa, como consecuencia del intercambio de ejes (cambio en la posición relativa de los mismos al cambiar su magnitud, manteniéndose la coaxialidad). Esto da lugar a que la superposición de estos campos primarios de diferentes orígenes y características lleve a la aparición de un campo de esfuerzos regional distensivo con una orientación de los ejes principales controlada por el campo compresivo dominante en cada momento a escala de placa (NNE a NE procedente del Pirineo y NW a NNW procedente del margen bético). Un aumento de la intensidad del campo compresivo o una disminución de la intensidad del distensivo (de carácter temporal o espacial) implicaría la aparición de estados de esfuerzos compresivos locales.

Conclusiones

El análisis a escala macroestructural, realizado a partir de superficies de referencia en materiales

pliocenos, muestra que el campo de esfuerzos reciente que ha actuado en la Cuenca de Almazán no ha tenido la intensidad suficiente para provocar deformaciones de escala cartográfica.

El estudio de mesoestructuras frágiles en los materiales del Mioceno superior-Pleistoceno ha permitido caracterizar el campo de esfuerzos reciente en la Cuenca de Almazán. La mayor parte de los estados de esfuerzo obtenidos tienen un carácter distensivo, observándose un dominio de las direcciones de extensión ESE a SE (NNE a NE para el esfuerzo horizontal máximo σ_y) sobre las direcciones NE-SW (σ_y NW-SE). También se han determinado estados de esfuerzos compresivos con direcciones de σ_1 cercanas a NE-SW y NW-SE.

Las direcciones del esfuerzo horizontal máximo (σ_y) próximas a NW-SE aparecen restringidas a la mitad sur de la Cuenca de Almazán, cercanas a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Los tensores con σ_y de dirección entre N-S y NE-SW aparecen repartidos de forma más o menos homogénea por toda la superficie de la cuenca.

Los estados de esfuerzos obtenidos a partir del estudio de las mesoestructuras muestran un régimen tectónico general de carácter distensivo a escala de cuenca, con estados compresivos menos frecuentes y de carácter local. En cualquier caso, el esfuerzo horizontal máximo (σ_1 en los estados compresivos y σ_2 en los distensivos) es relativamente homogéneo a gran escala y parece estar controlado por un campo de esfuerzos regional. El modelo de campo de esfuerzos propuesto es la consecuencia de la superposición espacio-temporal de varios campos de esfuerzo primarios: un campo de esfuerzos distensivo (extensión ESE a ENE) y dos campos compresivos subperpendiculares en régimen de desgarre (NNE-SSW a NE-SW y NW-SE a NNW-SSE), que controlan la dirección del esfuerzo máximo horizontal.

Las direcciones NE del campo regional son debidas a la desviación en la Cordillera Ibérica de las trayectorias de máxima compresión N a NNE de procedencia pirenaica que se dispondrían perpendicularmente a las grandes estructuras de orientación NW-SE. Las direcciones de compresión entre NW-SE y E-W que no son explicadas por ese campo regional se relacionarían con la presencia de otro campo de esfuerzos primario perpendicular al anterior (compresión NW a NNW procedente del margen bético) o a la existencia de perturbaciones, intercambios o permutaciones en los ejes de esfuerzo ligadas a estructuras mayores.

Este trabajo ha sido elaborado en el marco de los proyectos de investigación PB93-1218 (DGICYT) y SHISTO2-SIGMA (CSN-ENRESA). Agradecemos a los Drs. C. Sanz de Galdeano, J.P. Calvo Sorando y a un revisor anónimo la revisión crítica del manuscrito original y sus aportaciones para la mejora del mismo. Queremos agradecer a A.M. Casas, J.L. Simón y C.L. Liesa sus sugerencias y discusiones mantenidas sobre distintos aspectos de este trabajo. Del mismo modo agradecemos la ayu-

da desinteresada durante la toma de datos de E. Tirado Robles, M.C. Satué Hernández y A. Soriano Jiménez.

Bibliografía

- Adell Argiles, F., Tena-Dávila y González Lodeiro, F. (1982): Mapa de la Hoja 434 (Barahona) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. I.G.M.E.
- 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 droits. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19 (6): 1309-1318.
- Arlegui, L.E. (1992): Métodos de investigación aplicables a diaclasas. Ejemplos de Los Monegros, Cuenca del Ebro. *III Cong. Geol. España / VIII Congr. Latinoam. Geol.*, Salamanca: 259-264.
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 308 p.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (1993): El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 115-122.
- Armenteros, I. (1986): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector noroccidental de la Depresión del Duero*. Publ. Diput. de Salamanca. Serie Castilla y León, 426 p.
- Armenteros, I. (1991): Informe complementario sobre la Sedimentología del Neógeno. Memoria explicativa de la Hoja 350 (Soria) y Hoja 377 (Burgo de Osma) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE.
- Armenteros, I., Dabrio, C.J., Guisado, R. y Sánchez de la Vega, A. (1989): Megasecuencias sedimentarias del terciario del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Studia Geologica Salmantica*, Vol. Esp. 5: 107-127.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972): Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 27 (5): 715-732.
- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969): Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (11): 738-744.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slips faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Carballeira, J. y Pol, C. (1989): Informe complementario sobre el Paleógeno de la Cuenca de Almazán. Memoria explicativa de la Hoja 406 (Almazán) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE, 49 p.
- Casas Sainz, A.M., Gil Peña, I. y Simón Gomez, J.L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geol.*, 42: 127-136.
- Casas, A.M. y Maestro, A. (1996): Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4): 806-809.
- De Vicente, G., Herraiz, M., Giner, J.L., Lindo, R., Cabañas, L. y Ramírez, M. (1996a): Características de los esfuerzos activos interplaca en la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20

- (4): 909-912.
- De Vicenté, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A. (1996b): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge: 268-271
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996c): Determination of the present-day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- Étchecopar, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L. Montpellier, 269 p.
- Étchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3 (1): 51-65.
- García del Cura, A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona Centro-Oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, 30: 579-597.
- Garrido Megías, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Cong. Latinoam. Geol.*, Buenos Aires, 1: 385-402.
- Giner, J.L. (1993): *Actividad tectónica reciente en el borde oriental de la Cuenca de Madrid*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense Madrid, 309 p.
- Giner, J.L., De Vicente, G., Pérez-González, A., Sánchez-Cabañero, J.G. y Pinilla, L. (1996a): Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4): 842-845.
- Giner, J.L., De Vicente, G. y Lindo, R. (1996b): Estado de esfuerzos actuales en el centro peninsular a partir del análisis conjunto de mecanismos focales de terremotos. *Geogaceta*, 20 (4): 996-999.
- Gracia Prieto, F.J., Nozal Martín, F., Pineda Velasco, A. y Wouters de Vries, F.F. (1990): Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7: 38-40.
- Gracia Prieto, F.J. y Simón Gómez, J.L. (1986): El campo de fallas miocenas en la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Bol. Geol. Min.*, 97: 693-703.
- Guisado, R. (1987): *Sedimentación continental paleógena en el extremo oriental de la Cuenca de Almazán (Soria: sector Almazul-Deza)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca, 82 p.
- Guisado, R., Armenteros, I. y Dabrio, C.J. (1988): Sedimentación continental paleocena entre Almazul y Deza (Cuenca de Almazán, Soria). *Studia Geologica Salmanticensis*, 25: 67-86.
- Hancock, P.L. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practice. *Jour. Struct. Geol.*, 7 (3/4): 437-457.
- Hancock, P.L. y Engelder, T. (1989): Neotectonic Joints. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 1197-1208.
- Hoyos, M.A., Leguey, S. y Rodríguez, J. (1973): Estudio mineralógico de las terrazas del río Duero en la provincia de Soria. *An. Edafol. Agrob.*, 32: 143-160.
- Jurado, M.J. y Mueller, B. (1996): Orientación de esfuerzos en el NE de la Península Ibérica: nuevos indicadores a partir del análisis de datos de sondeos. *Geogaceta*, 19: 27-30.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the «lissage» program. *Computers & Geosciences*, 20 (2): 161-191.
- Lendínez A. (1991). Memoria explicativa de las Hojas 378 (Quintana Redonda), 436 (Alhama de Aragón), 379 (Gómara), 406 (Almazán), 407 (Morón de Almazán), 435 (Arcos de Jalón), 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE.
- Maestro, A. (1994): *Las deformaciones alpinas en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 159 p.
- Maestro, A. y Casas, A.M. (1995): Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. de España*, 8 (3): 193-214.
- Maestro, A.; Casas, A.M. y Cortés A.L. (1994): El campo de esfuerzos terciario en la Cuenca de Almazán. *II Cong. Grupo Esp. del Terciario*: Jaca, 149-152.
- Maestro, A., Liésa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M. y Arlegui, L.E. (1997): Fracturación, plegamiento y campo de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 3-12.
- Martín Escorza, C. (1982): Análisis estructural de las fracturas fotodetectadas en el Alto Duero (Cuenca de Almazán). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (1): 391-411.
- Mattauer, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega, Barcelona, 524 pp.
- Moissenet, E. (1989): Les fossés néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (5): 919-926.
- Navarro, D. (1991): Mapa de la Hoja 350 (Soria) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE.
- 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 p.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón-Gómez, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel: 149 p.
- Pérez-Lorente, F. (1987): La estructura del borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Bol. Geol. Min.*, 98 (4): 484-492.
- Ramos Martín, A. (1989). *Geología del Paleógeno y Neógeno en el área de San Esteban de Gormaz (Soria)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca, 166 p.
- Rincón, P.J., Giner, J., Vegas, R. y De Vicente, G. (1996): Sismicidad en el antepaís de las Cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual. *Geogaceta*, 20 (4): 932-935.
- Ruiz Fernández, V. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 377 (Burgo de Osma) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE, 39 p.
- Saenz García, C. (1931): Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento y vaso. *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro*, 63: 31-110.
- Saenz García, C. (1957): Historia geológica del solar numantino. *Celtibérica*, 13: 21-42.
- Sánchez de la Vega, A. (1988): *Sedimentación continental terciaria del sector suroriental de la Cuenca de Almazán*. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca, 136 p.
- Sanz de Galdeano, C.M. (1996): Tertiary tectonic framework of the Iberian Peninsula. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge: 9-14.

- Simón, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 p.
- Simón, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón, J.L. (1989a): Tectónica del ciclo Alpino. Memoria explicativa de las Hojas de Burgo de Osma (377), Quintana Redonda (378), Berlanga de Duero (405), Almazán (406), Morón de Almazán (407), Torrijo de la Cañada (408), Arcos de Jalón (435) y Alhama de Aragón (436) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE.
- Simón, J.L. (1989b): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 11 (3): 285-294.
- Simón, J.L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-130.
- Simón, J.L. y Casas, A.M. (1989): Tectónica del ciclo Alpino. Memoria explicativa de las Hojas de Soria (350), Gómara (379), Borobia (380) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE.
- Simón, J.L., Serón, F.J. y Casas, A.M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field stress. *Ann. Tectonicae*, 2 (1): 21-32.
- Smith, D., Wall, W., Chen, Z., Barnes, R., Simons, B. y Keckler, D. (1995): *Surface Mapping System*, v. 6.01. Golden Software, Inc., Colorado.
- Solé Sabarís, L. (1978): La Meseta. En: *Geografía de España*, (M. De Terán, Ed.). Ariel, Madrid: 42-62.
- Soriano, M.A. (1986): *Geomorfología del piedemonte Ibérico en el sector central de la Depresión del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 359 p.
- Tapponier, P. y Molnar, P. (1976): Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319-324.
- Zoback, M.L. (1992): First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97: 11703-11728

Manuscrito recibido el 7 de Noviembre de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 20 de Mayo de 1997