

## Comentarios sobre "APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA COMPRESION TARDIA EN LA CORDILLERA IBERICA CENTRO-ORIENTAL: LA CUENCA NEOGENA INFERIOR DEL MIJARES (TERUEL-CASTELLON)", de J. Paricio Cardona y J.L. Simón Gómez

J. Guimerà (\*)

### Introducción

El artículo que se comenta y otros trabajos publicados anteriormente por J.L. Simón, individualmente o en colaboración, establecen una evolución de la deformación terciaria compresiva y distensiva en el ámbito de la Cadena Ibérica que, en mi opinión, tiene aspectos discutibles, ya que se basa, parcialmente, en algunos datos poco representativos y en una aplicación de los conceptos de compresión y de distensión a mi entender errónea. Esta es la razón de los presentes comentarios que se centrarán, principalmente, en la discusión de las edades del final de la compresión y del inicio de la distensión, en el uso de las estructuras frágiles a la escala del afloramiento y en los conceptos de compresión y de distensión.

### Comentarios sobre las localidades citadas como ejemplos de compresión intramiocena:

De las siete localidades citadas por los autores del artículo comentado (Paricio y Simón, 1986, Cuadro I), una —*Rubielos de Mora*— reconocen ya los propios autores que no es claramente atribuible "a un régimen de esfuerzos compresivo ( $\sigma_1$  horizontal)" (Paricio y Simón, 1986, p. 315). Por tanto la descartan e, implícitamente, reconocen que no existe ninguna falla inversa que limite por el sur la cubeta neógena de Rubielos de Mora, como había sido afirmado anteriormente por uno de ellos (Simón, 1983).

En la cubeta de *Ribesalbes*, los micropliegues citados por Simón (1981 y 1982) son claramente *slumps* producidos sinsedimentariamente, tal como reconocen Simón (1981 y 1982) y Anadón *et al.* (1983). Su tamaño es de decimétrico a métrico, de aspecto caótico en la mayoría de los casos y no se observan pliegues de tamaño ma-

yor; pueden llegar a tener morfologías complicadas, como "pliegues plegados" (Guimerà, 1987). El pliegue disarmónico reproducido por Simón (1981) corresponde a uno de los *slumps* de morfología más simple, y no a un pliegue de origen tectónico como interpreta dicho autor.

En cuanto a la localidad de *Bueña*, la posibilidad que el macropliegue que, según Paricio y Simón (1986) afecta a materiales estimados como de edad ageniense, sea de origen compresivo queda implícitamente descartada por esos mismos autores cuando, en la misma página, afirman: "Son raras, eso sí, las macroestructuras producidas bajo el influjo de esta compresión (quizá cabe citar sólo las de Cobatillas)..." (Paricio y Simón, 1986, p. 315).

Por lo que respecta a la localidad de *Cobatillas* (cubeta de Hinojosa de Jarque o de Aliaga), es necesario remarcar, de entrada, que las estructuras que afectan a los materiales terciarios de esta cubeta son de una naturaleza y de una escala totalmente diferente a las del resto de las localidades citadas por Paricio y Simón (1986). Dicha cubeta se encuentra en el interior de un haz de cabalgamientos —con pliegues asociados— que llegan, en varios casos, a tener flechas plurikilométricas (Robles, 1974 y Guimerà, 1983a) y que se extiende desde Portalrubio (prov. de Teruel) hasta el Mediterráneo en Vandellós (en el sur de Cataluña). Dicho haz tiene, *grosso modo*, una orientación E-W y constituye el frente norte de la Zona de Enlace entre la Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana (Guimerà, 1983a y b y 1984).

El borde sur de la cubeta terciaria de Hinojosa de Jarque está constituido por el flanco vertical o invertido de un pliegue monoclinal de escala kilométrica, vergente hacia el norte, en materiales mesozoicos. Dicho pliegue afecta también a los

(\*) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona. Gran Via, 585. 08007 Barcelona.

materiales terciarios del interior de la cubeta que, localmente, son cabalgados por los mesozoicos. La parte superior de la serie terciaria se encuentra progresivamente menos basculada hacia el norte por la acción del pliegue monoclinial, llega a disponerse en *onlap* sobre los materiales mesozoicos y pasa insensiblemente a los materiales posttectónicos.

La *Chara notata* citada por Adrover *et al.*, (1983), tal como afirman estos mismos autores en su trabajo, no se encuentra exclusivamente en el Aquitaniense, sino también en el Oligoceno terminal. Si dichos autores atribuyen al Aquitaniense los materiales en que la encontraron es porque suponen, erróneamente, que son ya posttectónicos —en este mismo trabajo sitúan el límite entre los materiales sin y posttectónicos en el tránsito Oligoceno-Mioceno—.

En el haz de cabalgamientos de Portalrubio a Vandellós es usual encontrar dispositivos en *onlap* en la parte alta de la serie terciaria (Anadon *et al.*, 1983, Guimerà, 1983a), ya descritos por Ashauer y Teichmüller (1935). Dichos dispositivos están relacionados con los cabalgamientos y pliegues *grosso modo* E-W, como en Cobatillas. En los lugares donde han podido ser datados con seguridad los materiales terciarios que los constituyen (cubeta de Aiguaviva: Anadon *et al.*, 1983 y Agustí *et al.*, 1983) tienen edades comprendidas entre el Oligoceno superior y el terminal; no hay en ningún lugar de la Zona de Enlace materiales datados paleontológicamente como miocenos que estén afectados por los cabalgamientos y pliegues *grosso modo* E-W que caracterizan la unidad (Guimerà, 1987).

Por tanto —aún sin excluir que los más modernos de los materiales terciarios afectados por las estructuras E-W puedan ser de edad miocena basal—, en función de los datos existentes, la posibilidad que la estructura que limita por el sur la cubeta de Hinojosa de Jarque se desarrollara todavía durante el Aragoniense —tal como suponen Paricio y Simón (1986)— no está demostrada. Siendo esta la única macroestructura que dichos autores citan realmente como producto de una comprensión tardía y no estando demostrada fehacientemente su edad aragoniense, no puede usarse como prueba de la existencia de una deformación compresiva intraaragoniense.

Resumiendo, de las siete localidades citadas por Paricio y Simón (1986), dos (Rubielos de Mora y Bueno) son, explícita o implícitamente, eliminadas por los mismos autores como ejemplos de materiales de edad francamente miocena afectados por estructuras compresivas. En Coba-

tillas no hay dataciones paleontológicas que muestren que los sedimentos terciarios afectados por macroestructuras compresivas sean de edad aragoniense, mientras que los datos regionales —basados en dataciones con micromamíferos— sobre la edad de cabalgamientos y pliegues de idéntica orientación en el interior de la misma unidad estructural (haz de cabalgamientos de Portalrubio a Vandellós) indica el final de la actuación de las estructuras E-W hacia el Oligoceno terminal o, como mucho, Mioceno basal. En Ribesalbes, los micropliegues citados son *slumps* sinsedimentarios. Por tanto quedan cuatro localidades (Mijares, Ribesalbes, Libros y Lechago) en que las estructuras observadas en materiales de edad miocena inferior son “microfallas direccionales”, algunas de ellas ligeramente inversas en el caso de la cubeta del Mijares.

### Significado de las mesoestructuras frágiles

La presencia —a nivel de afloramiento— de fallas direccionales que afecten a los materiales neógenos que rellenan las fosas y depresiones del noreste peninsular, no se limita a las localidades mencionadas por Paricio y Simón (1986), ni a materiales del Mioceno inferior. En la fosa del Vallés-Penedés las citan Julia y Santanach (1980) en materiales burdigalienses, yo mismo las he observado en las calizas arrecifales pertenecientes al Burdigaliense inferior-Langhiense en Pacs y Amigó (1983) en conglomerados pliocenos. En la cubeta de Calatayud, además de en Lechago —donde afectan a materiales del Aragoniense (Paricio y Simón, 1986)—, las he observado también en las proximidades de Daroca (carretera de Zaragoza a Teruel, Km. 79) en materiales que en el mapa geológico 1:50.000 de Daroca (I.G.M.E., 1983) se atribuyen al Tuoliense superior-Rusciense.

Respecto a la existencia de estas estructuras afectando a materiales de edad miocena y pliocena en las fosas y cubetas del noreste peninsular, cabe hacer varias consideraciones:

El número de ellas observadas en cada afloramiento suele ser muy reducido: 14 y 7, respectivamente, en el Burdigaliense y en el Plioceno del Penedés (Julia y Santanach, 1980 y Amigó, 1983) y un número no especificado en Ribesalbes, Libros y Lechago (Simón, 1983). En la cubeta del Mijares, los autores del artículo comentado han observado un total de 33 fallas —algunas de ellas de movimiento predominantemente normal— en los seis afloramientos situados en materiales miocenos (Paricio y Simón, 1986, fig. 3C), o sea, una media de menos de seis fallas por afloramiento.

Las fallas observadas en todas las localidades mencionadas son a escala del afloramiento —tamaño centimétrico a, como mucho, métrico—; a partir de estructuras a esta escala solo puede intentar definirse tensores de esfuerzo a la escala del afloramiento en que han sido observadas; mezclar en un mismo análisis datos procedentes de estaciones distantes —en el caso de la cubeta del Mijares, hasta cinco kilómetros— es un error metodológico, como lo sería, también, mezclar, en el análisis de un mismo afloramiento, fallas de escala centimétrica y hectométrica.

En estas condiciones es imposible definir un tensor de esfuerzos fiable en la mayoría de las estaciones citadas: aunque es teóricamente posible determinar un tensor con solamente cuatro planos estriados —siempre que tengan orientaciones suficientemente diferentes—, en la práctica esto no es así y el número de datos ideal “dépendra beaucoup de la dispersion des plans dans l'espace, cependant *une quinzaine de mesures bien dispersées* suffise généralement” (Étchécopar, 1984, p. 37); el subrayado es mío. Esta cifra no se refiere, claro está, al número de observaciones por estación, sino al número de superficies estriadas que entran en cada solución. En el caso de la cubeta del Mijares, la media de observaciones por estación —ya que Paricio y Simon (1986) no desglosan por estaciones el conjunto de los datos— es la tercera parte del número ideal recomendado —por el autor del método que utilizan— para definir un tensor; mucho menos se podrán definir dos tensores diferentes.

Por tanto, en las estaciones mencionadas, como mucho puede obtenerse una indicación aproximada de la orientación de los ejes de esfuerzo, pero, en ningún caso, puede llegar a definirse un tensor de esfuerzo.

En los casos en que el número de datos es suficiente puede llevarse a cabo un cálculo de los tensores de esfuerzo. Así, en la estación realizada en la fosa del Vallès-Penedès, en materiales calcáreos de edad Burdigaliense superior-Langhienense, he observado un total de 92 fallas de escala decimétrica a métrica. En esta estación se observa como, en fallas de orientación similar, las estrías se disponen en un continuo que varía desde estrías subhorizontales hasta subverticales, siendo las segundas posteriores a las primeras; esta disposición ha sido interpretada (Fontboté *et al.*, 1985 y Guimerà y Amigó, 1987) como el resultado de un cambio progresivo en el tensor de esfuerzos desde una situación inicial en que  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  se disponían horizontalmente con una orientación de N 030 E y N 120 E respectivamente, a una situación final en que era  $\sigma_2$  el que se disponía ho-

rizontalmente —orientado N 030 E—,  $\sigma_1$  era vertical y la posición de  $\sigma_3$  no variaba. Este cambio se produciría por una disminución del valor relativo de  $\sigma_1$  respecto a  $\sigma_2$ , hasta llegar a igualarse ambos y, con la continuación del proceso, ser  $\sigma_2$  horizontal y  $\sigma_1$  vertical, habiendo ambos intercambiado sus posiciones.

### Consideraciones sobre los conceptos de compresión y de distensión

A partir de los datos de fracturación mencionados puede intuirse que el campo de esfuerzos —a escala del afloramiento— ha variado en el tiempo y en el espacio durante el Neógeno: en un mismo afloramiento y sobre un mismo plano de falla se observan estrías que indican movimientos direccionales y otras que indican movimientos normales. A partir de las primeras puede deducirse la posición horizontal de  $\sigma_1$  y su orientación con una fiabilidad que depende del número de datos y del grado de certeza que permita la calidad del afloramiento. Aceptemos, a modo de hipótesis, que en todas las localidades mencionadas puede deducirse que, durante la totalidad o parte de la fracturación,  $\sigma_1$  se disponía horizontalmente; a partir de una tal situación, los autores del artículo comentado y, singularmente, uno de ellos (Simon, 1982, 1983 y 1986), deducen que “el régimen compresivo se mantuvo en toda la Cadena Ibérica centro-oriental hasta el límite Aragoniense-Vallesiense, aproximadamente”. (Paricio y Simon, 1986). En función de los datos que manejamos, la compresión debería extenderse también a la Cadena Costera Catalana y, en toda la región considerada, hasta el Plioceno, si no de una manera continuada, al menos sí intermitentemente.

La cuestión fundamental a discutir es, en mi opinión, qué entendemos por compresión y por distensión. Desde un punto de vista clásico, tradicional, se ha hablado de compresión y de distensión en un sentido y en un ámbito regional, haciendo referencia a unos tipos determinados de estructuras a gran escala. Se ha hablado de compresión donde y cuando se formaban pliegues, cabalgamientos, fallas inversas y fallas direccionales, normalmente asociadas formando zonas, bandas o cinturones deformados: por ejemplo las grandes cordilleras de plegamiento (Alpes, Pirineos, etc.) o las zonas de antepaís plegado (Jura, Cadena Ibérica, etc.). Se ha hablado de distensión en los lugares y en los momentos en que las estructuras formadas han sido fallas de movimiento fundamentalmente normal, generalmente asociadas produciendo fosas tectónicas y horsts:

por ejemplo, la fosa del Rhin, el *rift* del Africa oriental o las fosas de la costa oriental de la Península Ibérica.

En diversos campos de la Geología Estructural y de la Tectónica —por ejemplo en la tectónica de placas— compresión y distensión tienen unos significados diferentes en cada caso y diferentes del punto de vista tradicional expuesto anteriormente.

Esta situación de diferentes significados para términos iguales o similares, se repite en el campo de la deformación frágil, puesto que, sobre la base del modelo de fracturación de Anderson (1951), diversos autores franceses —por ejemplo Armijo, Carey y Cisternas (1982)— utilizan una nomenclatura en la que se habla de *regímenes tectónicos compresivos, direccionales* (de “*décrochement*”) y *distensivos*, según si el campo de esfuerzo deducido a partir de la fracturación estudiada posea, respectivamente,  $\sigma_3$ ,  $\sigma_2$  o  $\sigma_1$  en posición vertical. Esto no presupone que, en cada uno de éstos “regímenes tectónicos de la deformación frágil”, sólo puedan formarse fallas de un tipo, sino que lo pueden hacer cualquiera de los tres tipos (inversas, direccionales y normales).

Por una aplicación fuera de su contexto de ésta última nomenclatura se ha llegado a hablar de compresión —regímenes compresivo y direccional, ambos con  $\sigma_1$  horizontal— o de distensión —régimen distensivo— sin tener en cuenta en qué contexto regional se producen. Tanto en las cordilleras de plegamiento como en las zonas de *rift* pueden encontrarse estructuras a partir de las cuales se puede deducir cualquiera de los tres tipos de campos de esfuerzo —por ejemplo: Angelier y Bergerat (1983) y Angelier *et al.*, (1985) para mesoestructuras frágiles o Mitra (1979) para la deformación en mesoestructuras dúctiles— aunque es más usual deducir en el primer caso campos de esfuerzo compresivos y direccionales y en el segundo direccionales y distensivos. La similitud de los términos entre ésta última nomenclatura y la “tradicional” —a pesar a tratarse de conceptos diferentes a escalas, también, diferentes— es lo que ha llevado a confundirlos y a hablar de compresión a escala regional cuando se encontrarán estructuras frágiles a pequeña escala de las que se dedujeran no sólo campos de esfuerzo de tipo compresivo, sino incluso direccional, siendo éste último a menudo presente en el desarrollo de las fosas.

Como consecuencia de lo expuesto, opino que si “(a) casi siempre son depósitos de edad aproximada Ageniense los que fosilizan las grandes estructuras de plegamiento”; y “(b) materiales datados en el Ageniense-Aragoniense forman parte,

aparentemente, del relleno sedimentario de las fosas internas de la cadena, genéticamente relacionadas con el proceso de *rifting* del margen mediterráneo que origina asimismo la Cuenca de Valencia” (Paricio y Simón, 1986, p. 316), el primer punto expuesto por estos autores marca el fin de la compresión y el segundo el inicio de la distensión, tal como se ha entendido tradicionalmente: por ejemplo Fontboté (1954) para la Cordillera Costera Catalana y Álvaro *et al.*, (1979) para la Cordillera Ibérica.

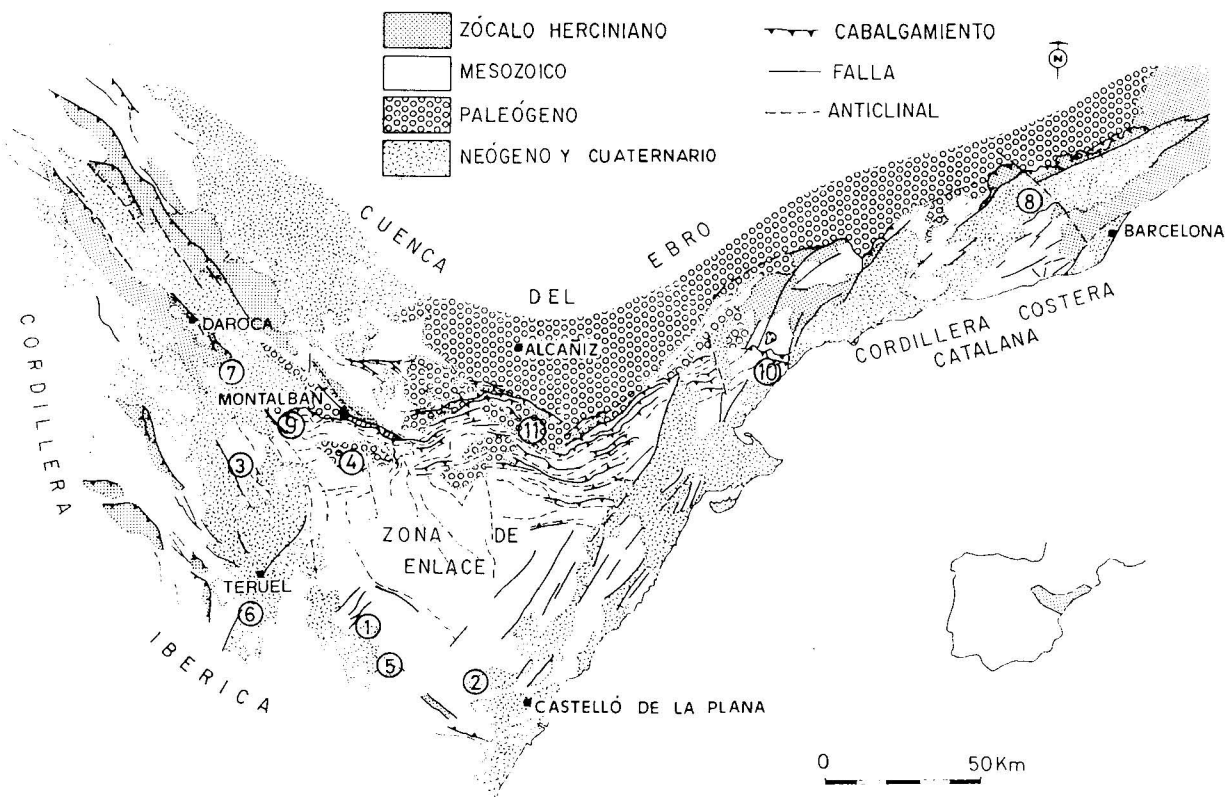
Además, en el área que nos ocupa, las macroestructuras distensivas se sobrepusieron a las compresivas, a menudo con directrices paralelas o, incluso, siendo los mismos accidentes de zócalo los que actúan de manera muy diferente o, incluso, opuesta. Por tanto, opino que es éste el cambio cualitativo importante que indica una transformación en las condiciones de deformación en el área considerada, y no lo es la posibilidad que, después del cese del plegamiento cerca del límite Oligoceno-Mioceno “pueda mantenerse un campo compresivo de magnitud moderada capaz de producir fallas inversas y direccionales a escala de afloramiento”. (Paricio y Simón, 1986, p. 317). En cuanto a la hipótesis de que “Basta concebir un régimen transtensivo en las fallas que las limitan para asegurar el hundimiento de las cubetas aún manteniéndose activa la compresión”. (Paricio y Simón, 1986, p. 317), mi opinión es que no basta concebirlo, sino que hay que aportar datos a escala macroestructural y criterios sedimentológicos, a partir de los materiales que rellenan las cubetas, que abonen dicha hipótesis; en el trabajo comentado no se aporta ninguno que apoye esa hipótesis para la cubeta del Mijares, y en el otro ejemplo mencionado por estos autores —en una falla NNE-SSW que limita una de las fosas costeras del “Maestrazgo oriental” (Simón, 1986)— los datos han sido recogidos sobre materiales mesozoicos y, por tanto, no se les puede atribuir una edad precisa por sí solos.

### Consideraciones finales

1) Es a partir de la finalización de la actuación de las macroestructuras compresivas que debería situarse el final de la compresión alpina en la Cadena Ibérica y en la Cadena Costera Catalana y, a partir del inicio del desarrollo de las fosas que se sobrepusieron, debería situarse el inicio de la distensión, sobretodo con la deposición de potencias importantes de sedimentos en su interior.

2) Las edades de estos acontecimientos no tienen porqué ser exactamente las mismas en toda la región:





(a) En la mayor parte de la Cadena Ibérica y de la Cadena Costera Catalana, el final de la actuación de las macroestructuras compresivas se sitúa cerca del límite Oligoceno-Mioceno o, como mucho, en el Mioceno basal (Ageniense); Riba *et al.*, 1971; Viillard, 1973; Canérot, 1974; Díaz Molina y López Martínez, 1979; Adrover *et al.*, 1983 y Pardo *et al.*, 1984.

(b) Las edades de los sedimentos más antiguos que rellenan buena parte de las fosas corresponde al Mioceno inferior. En la fosa del Vallès-Penedès (Cabrera, 1981 y Anadón *et al.*, 1983) es a partir del Burdigaliense inferior cuando se sedimentan grandes potencias de materiales de una manera generalizada. En la fosa de Teruel y en la cubeta de Rubielos de Mora (Anadón, 1983) y en cubeta de Ribesalbes (Anadón *et al.*, 1983) los sedimentos más antiguos corresponden al Aragoniense inferior. Finalmente, los datos existentes en las fosas costeras del Maestrazgo (Anadón *et al.*, 1983) apuntan hacia una edad miocena inferior para sus sedimentos más antiguos.

(c) En algunas áreas existen macroestructuras compresivas que afectan a materiales posteriores al Mioceno basal. En Daroca Julivert (1954) describió una alineación NW-SE de cabalgamientos

de materiales paleozoicos sobre materiales miocenos que, en la hoja 1:50.000 de Daroca (I.G.M.E., 1983), se datan como aragonienses. En el norte de la Sierra de la Demanda y de la Sierra de los Cameros se localizan unos cabalgamientos de orientación aproximada E-W que, en función de su gran continuidad lateral, deben tener una flecha plurikilométrica; según Riba (1964) y Colchen (1966) estos cabalgamientos llegan a afectar a materiales miocenos.

3) Que en la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costera Catalana las macroestructuras compresivas no dejaron de actuar simultáneamente en todos los sitios y que, mientras en algunas zonas ya se desarrollaban las fosas, en otras continuaban actuando los cabalgamientos y el inicio del desarrollo de las fosas se produjera con posterioridad propusimos explicarlo (Guimerà, 1983 a y b, 1984 y Fontboté *et al.*, 1985) mediante el modelo de Tapponier y Molnar (1976) que Tapponier (1977) aplicó a la colisión Africa-Eurasia. Propusimos que la atenuación de los esfuerzos hacia el interior de la subplaca ibérica podría explicar las diferencias en las estructuras que se desarrollaban simultáneamente, en sitios diferentes, durante el Mioceno.

4) El estudio de la fracturación a la escala del afloramiento, tanto en las áreas compresivas como en las distensivas, sirve para definir, si se tienen un número mínimo de datos y un buen grado de certeza en su observación, el estado de esfuerzos a la escala de los datos y en el punto en que éstos se han recogido. Es erróneo utilizarlos por sí solos para decidir si el área en que se han recogido estaba sometida a compresión o a distensión en el momento de su formación, ya que estructuras frágiles a partir de las cuales se pueda deducir campos de esfuerzo en regímenes compresivo, direccional o distensivo, se pueden encontrar en muy diferentes ámbitos regionales o geodinámicos.

## Referencias

- Adrover, R.; Feist, M.; Ginsburg, L.; Guerin, C.; Hugueney, M. y Moissenet, E. (1983): Les formations continentales de la Sierra Palomera (Prov. Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques orientales. *Bull. Soc. Géol. France*, 7ème sér., 25:421-431.
- Agusti, J.; Gibert, J. y Moya Sola, S. (1983): Biostratigrafía del Terciario. In: I.G.M.E. (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3. 189-225. (Inédito).
- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geologica Hispanica*, 14:172-181.
- Amigo i Mitjana, J. (1983): *Estructura del contacte entre la Serralada Prelitoral i la depressió del Penedès (Torrelles de Foix, Pontons, Font-rubí)*. Tesis de Licenciatura, Fac. Geología, Univ. Barcelona. 100 págs.
- Anadon, P. (1983): *Estudio sedimentológico del Terciario de la hoja de Teruel (escala 1/200.000)*, I.G.M.E. (Inédito).
- Anadon, P.; Cabrera, L.; Calvet, F.; Gallart, F.; Lopez, C.; Permanyer, A. y Serra, J. (1983): El Terciario. In: I.G.M.E. (ed.), *Estudio Geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3, 1-179.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting*. Oliver & Boyd, 206 p., 2.ª ed.
- Angelier, J. y Bergerat, F. (1983): Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7: 137-147.
- Angelier, J.; Coletta, B. y Anderson, R.E. (1985): Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geol. Soc. America Bull.*, 96:347-361.
- Armijo, R.; Carey, E. y Cisternas, A. (1982): The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82:145-160.
- Ashauer, H. y Teichmüller, R. (1935): Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Gessells Göttingen Math. Phys. Kl. Het.*, p. 16-98. Trad. castellana: Publ. Alemanas Geol. España, vol. 3.
- Cabrera Pérez, L. (1981): Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la Cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geologica Hispanica*, 13: 163-169.
- Canérot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*. Trabajos de Tesis, E.N.A.D.I.M.S.A., ser. 5, 4, 517 pp.
- Colchen, M., (1966): Sur la tectonique tertiaire du massif paleozoïque de la Sierra de la Demanda (Espagne) et sa couverture mésozoïque et cénozoïque. *Bull. Soc. Geol. France*, 7ème sér., 8:87-97.
- Díaz Molina, M. y López Martínez, N. (1979): El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Estudios Geol.*, 39:149-167.
- Étchécopar, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations des déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse Sciences, Univ. Sc. Tech. Langue-doc 269 págs.
- Fontboté, J.M. (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès con la Cordillera Prelitoral y con la Depresión del Ebro. *Tomo Homenaje Prof. E. Hernández Pacheco* R. Soc. Española Hist. Nat. 281-310.
- Fontboté, J.M.; Guimera, J. y Santanach, P. (1985): Stress regime changes during neogene rifting in the northeastern Iberian Peninsula. *Continental extensional tectonics*, T.S.G. Meeting. Univ. Durham, 18-20 abril 1985.
- Guimerà, J. (1983a): Estudio tectónico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides. In I.G.M.E. (ed.); *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, vol. 3. (Inédito).
- Guimerà, J. (1983b): Evolution de la deformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, 297: 425-430.
- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- Guimerà, J. (1987): Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castelló de la Plana). *Boletín Geológico y Minero*, en prensa.
- Guimerà, J. y Amigó, J. (1987): Two examples of a continuous and progressive variation of a stress field from fault striations analysis. *Paleostresses and fault systems*, T.S.G. Meeting, Univ. Swansea, 28 de febrero de 1987.
- I.G.M.E. (1983): *Mapa geológico de España, escala 1:50.000. 2a série, hoja núm. 465 (Daroca)*. Serv. Publ. Ministerio de Industria.
- Julià, R. y Santanach, P. (1980): Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. pp. 417-425 in P. Santanach, C. Sanz de Galdeano y J.C. Bousquet: Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero*, 91: 417-440.
- Julivert, M. (1954): Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. *Arrahona* (Publ. Mus. de Sabadell), 17 p.
- Mitra, G. (1979): Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geol. Soc. America Bull.*, 90:935-951.
- Pardo, G., Villena, A., Pérez, A. y González, A. (1984): El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sedimentación. *Publicaciones de Geología*, 20:355-363.
- Paricio Cardona, J. y Simón Gómez, J.L. (1986): Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geol.*, 42:307-319.
- Riba, O. (1964): Estructura sedimentario del terciario continental de la depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. *C.R. XXème Congr. Geograph. Intern.*, p. 127-138.
- Riba, O., Villena, J. y Maldonado, A. (1971): *Mapa geológico de España, escala 1:200.000, hoja núm. 40 (Daroca)*. I.G.M.E. Memoria. 53 p.
- Robles Orozco, S. (1974): *Estudio geológico del Mesozoico del Macizo del Cardó y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma Barcelona, 436 p. (Inédito).
- Simón Gómez, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 504 pp. Publicada en: Inst. Est. Turulenses, 269 pp., 1984.
- Simón Gómez, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69:21-97.

- Simón Gómez, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124:37-53.
- Tapponier, P. (1977): Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7ème. sér., 19:437-460.
- Tapponier, P. y Molnar, P. (1976): Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264:319-324.
- Viallard, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale*. Thèse Sciences, Univ. Paul Sabatier, 445 pp.

Recibido el 18 de marzo de 1987  
Aceptado el 22 de mayo de 1987