

# Deformación neotectónica relacionada con anticlinales de núcleo salino (NE de la cuenca del Ebro, Barcelona)

*Neotectonic deformation related to salt cored anticlines (NE Ebro basin, Barcelona)*

E. Masana y M. Sans

Dept. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Zona Universitària de Pedralbes 08071 Barcelona.

## ABSTRACT

*Interest on areas of low seismicity but with neotectonic deformation has increased related to the existence of catastrophic earthquakes in areas far away of the active plate margins. In the Ebro basin neotectonic deformation linked to salt cored anticlines has been known for many years but its relation to an active tectonic regime or to the halokinetic movement of salt remains still obscure. The neotectonic deformation described here evidences compressive and extensional processes in distinct areas along the folds. Compressive structures are located in the eastern area and have been related to the growth of the folds whereas extensional structures gather in the western area and are interpreted as an initiation of their collapse. Therefore, the described deformation is related to the evolution of the salt cored anticlines and not to a regional deformation.*

**Key words:** Ebro basin, Plioquaternary, neotectonics, evaporites.

*Geogaceta*, 20 (4) (1996), 846-849  
ISSN: 0213683X

## Introducción

El estudio de la deformación neotectónica y de la tectónica activa se ha centrado clásicamente en las zonas de límite de placa activo y/o de elevada sismicidad. Sin embargo recientemente han acontecido terremotos catastróficos en zonas cratónicas donde el registro sísmico no indicaba tales acontecimientos en el pasado. Estos sismos han puesto en evidencia que existe tectónica activa en algunas zonas alejadas de los límites de placas y, que el tiempo que abarca el registro sísmico es demasiado corto para ser representativo de estas zonas, caracterizadas por sismos con período de retorno elevado. Ello pone de relieve la necesidad y la utilidad de realizar estudios neotectónicos y de tectónica activa en este tipo de contextos.

En este trabajo describimos diversos tipos de deformación neotectónica detectada en la cuenca del Ebro, al NE de la Península Ibérica, una área considerada estable, alejada del límite activo entre las placas eurasiática y africana, y donde, al mismo tiempo, la sismicidad se puede considerar inexistente (Roca y Suriñach, 1982). Para ello hemos realizado una síntesis de los indicios bibliográficos refe-

rentes a neotectónica en el área y un reconocimiento de campo de estos indicios y de nuevos indicios detectados. El estudio de estas estructuras muestra el control de las estructuras paleógenas (pliegues con núcleo salino) en la orientación y en el tipo de deformación reciente.

## Situación geológica

La mitad oriental de la depresión del Ebro limita al N con los Pirineos y al SE con la Cadena Costera Catalana. Constituye la cuenca de antepaís de estas dos cordilleras que se edificaron durante el Paleógeno bajo una compresión N-S. En la Cadena Costera Catalana las fallas de zócalo invirtieron su movimiento bajo un contexto extensivo a principios del Mioceno (Fontboté, 1954; Guimerá, 1983). Esto dió lugar a la formación de diversas semifosas de orientación NE-SW y a la disposición orográfica actual. Entre estas dos cordilleras, la deformación producida en la cuenca del Ebro durante el Paleógeno es asimétrica. Por un lado, la deformación debida a la Cadena Costera Catalana es escasa mientras que los pliegues más frontales del antepaís deformado del Pirineo se hallan 40 km al sur del cabalga-

miento principal surpirenaico gracias a la existencia de diversas formaciones evaporíticas que actúan como nivel de despegue (Vergés *et al.*, 1992; Sans *et al.*, 1996). Se trata de pliegues con núcleo salino, sin vergencia dominante y asociados a cabalgamientos que en la zona de estudio tienen su nivel de despegue en la formación sales de Cardona. Los límites deposicionales de esta formación y la irregularidad del frente de cabalgamientos pirenaicos condicionan la orientación de los pliegues en este sector (Sans *et al.*, 1996). Así se observa un conjunto de pliegues de dirección NE-SW (El Guix, Súria, Cardona, Vilanova de l' Aguda) paralelos al límite sur de la formación sales de Cardona que al oeste entroncan con el anticlinal de Sanauja de dirección NW-SE y paralelo al límite oeste de esta formación salina (fig. 1a).

En la cuenca del Ebro, sobre una potente serie marina eocena se dispone la formación sales de Cardona formada por intercalaciones de halita, arcilla y sales potásicas en su parte superior. Su potencia total en el centro de la cuenca ha sido estimada en 300 m (Pueyo, 1975). Sobre esta formación se hallan 60 m de lutitas grises (Sáez, 1987) con intercala-

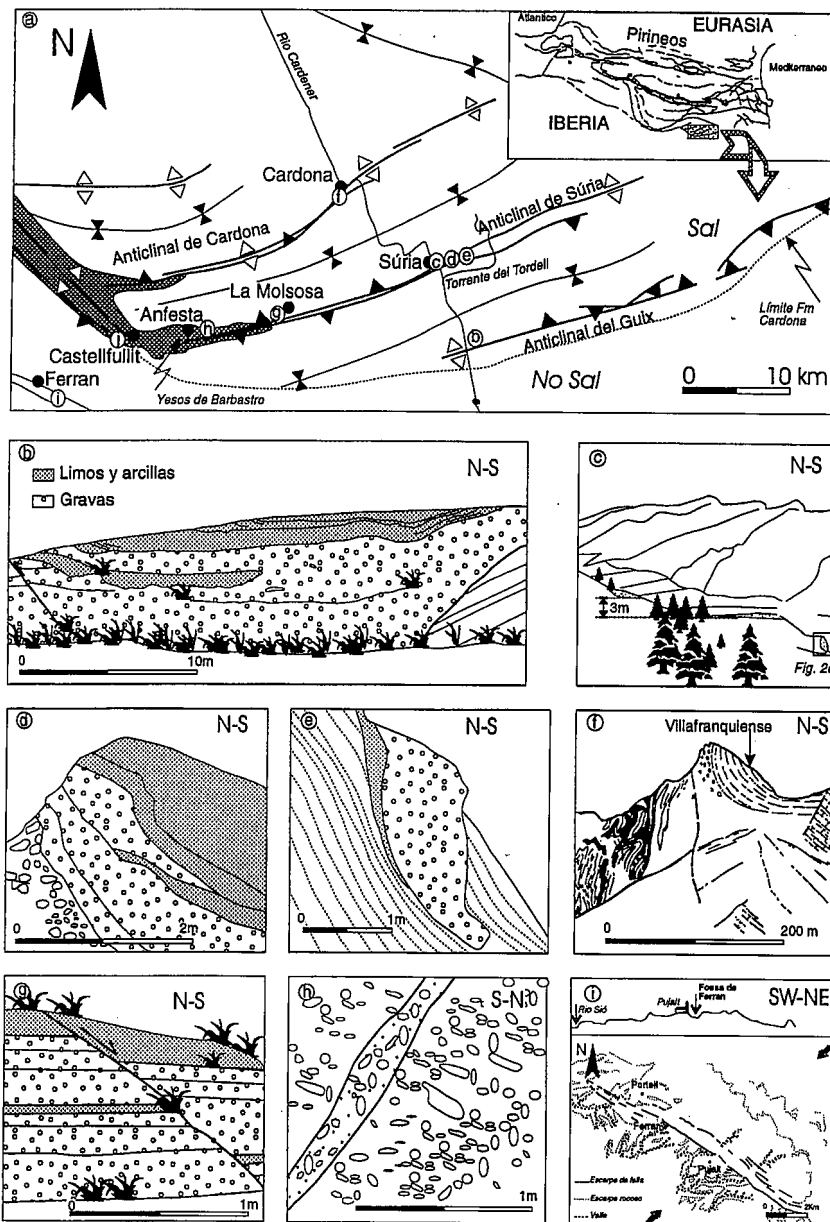


Figura 1. 1a) Esquema estructural de los pliegues y cabalgamientos paleógenos de la zona estudiada y situación de los indicios descritos. 1b) Flanco norte del anticlinal del Guix (25°N) en la transversal del río Cardener. La terraza está fallada y plegada cerca de la cresta anticlinal. Las tramas son iguales para el resto de las figuras. 1c) Terraza de 20 m fallada en Súrria. Vista desde Juncarets hacia el este 1d) Terraza deformada (60°S) a la salida de Súrria en la carretera de Balsareny. 1e) Bloques de gravas englobados dentro del substrato: Nótese la costra de circulación de fluidos en su contacto con el substrato y su disposición discordante. 1f) Corte del afloramiento de la «muntanya de sal» del diapiro de Cardona según Wagner *et al.* (1971). Los sedimentos Villafranquienses depositados en los flancos presentan una elevada flexión y llegan a estar verticales. 1g) Falla normal en la zona de confluencia entre los anticlinales de Súrria y Sanaiija (la Molsosa). 1h) Corte vertical de un dique clásico en gravas en una terraza de Anfesta. 1i) Esquema geomorfológico de las fosas de Ferran (modificado de Calvet, 1977) y corte topográfico regional (escala vertical 4 veces la horizontal). Las fosas tienen una anchura de 500 m, una longitud de 4 km y un relieve desde el fondo hasta la parte alta de su escarpe de 50 m. Las flechas indican situación del corte topográfico.

Figure 1. 1a) Structural map of the Paleocene folds and thrusts, and location of the neotectonic deformation described in this paper. 1b) Northern limb of the el Guix anticline. The 20 m terrace is faulted and folded near the anticline crest. The hatches will be the same for the rest of the figures. 1c) Faulted 20 m terrace in Súrria. View from Juncarets to the east 1d) Tilted terrace in Súrria, the dip can be up to 60°S. 1e) Blocs of terrace pebbles are embedded in the substratum marls. Note the fluid circulation crust around it and the uncomfortable relationship with the substratum layering. 1f) Cross section of the «muntanya de sal» Wagner *et al.* (1971). The villafranquian sediments are deformed and indicated the upward movement of the salt. 1g) Normal fault in a terrace in the Súrria and Sanaiija anticlines convergence (La Molsosa). 1h) vertical section of a pebble clastic dikes in a terrace (Anfesta). 1i) Geomorphologic map of the Ferran grabens (modified from Calvet, 1977) and regional topographic section (vertical scale 4 times horizontal scale). They are two elongated depressions 4 km long, 500 m wide and 50 m of topographic relief between the bottom and top of the escarpment. arrows indicate location of the topographic section.

ciones de yesos, limos y niveles milimétricos de areniscas. Los materiales que se depositaron sobre estas lutitas pertenecen al sistema lacustre de la Noguera (Anadón *et al.*, 1989) y comprenden las formaciones lacustres yesos de Barbastro, limolitas de Torà y calizas de Castelltallat y sus formaciones aluviales asociadas como la formación Artés al sur y la formación Solsona al norte.

El estudio de la tectónica reciente en el NE de la Península Ibérica se ha centrado en el Pirineo y la Cadena Costera Catalana. En el Pirineo oriental se han descrito indicios de actividad neotectónica sin que se haya llegado a una interpretación única. Mientras que algunos autores consideran una compresión N-S durante el Cuaternario (Philip *et al.*, 1992) otros

concluyen una extensión NW-SE (Brais *et al.*, 1990). En la parte axial del Pirineo central se han descrito fallas normales de orientación E-W y NW-SE (Bordonau y Vilaplana, 1986; Moya y Vilaplana, 1992). En la Cadena Costera Catalana se ha mostrado la existencia de neotectónica y tectónica activa -aunque poco intensa- bajo un contexto extensivo E-W, en continuación con la extensión neógena (Masana 1995, en prensa). En la cuenca del Ebro, en cambio, sólo algunos trabajos citan deformaciones esporádicas en sedimentos recientes (Masachs, 1952; Calvet, 1977; Gallart *et al.*, 1984).

Por otra parte, la sismicidad del NE de la Península Ibérica se halla claramente concentrada en el Pirineo y la Cadena Costera Catalana, con evidencias en los

dos casos de algunos terremotos históricos catastróficos (intensidades VI, IX, X), aunque la sismicidad instrumental no supera, en general, M 4.5. Entre estas dos áreas, la cuenca del Ebro muestra una sismicidad, tanto instrumental como histórica, que puede considerarse nula.

Las observaciones realizadas se han llevado a cabo en los anticlinales de El Guix, Súria, Cardona y Sanauja en las fosas de Ferran situadas al sudoeste del anticlinal de Sanauja (fig. 1a).

## Las estructuras

### 1) Estructuras en la transversal del río Cardener

Están asociadas a anticlinales de núcleo evaporítico que de sur a norte son el anticlinal del Guix, el de Súria y el de Cardona.

#### Anticlinal del Guix

En el extremo occidental del anticlinal del Guix, en su afloramiento en la carretera comarcal 1410, cerca de Callús, se observa una terraza fluvial situada a una altura de 20 m sobre el Cardener y encajada en materiales de la formación Artés que consisten en una alternancia de areniscas y lutitas rojas en bancos de 10 a 40 cm con calizas de 5 a 10 cm de potencia. Está situada en el flanco norte del anticlinal del Guix (N076E) y está afectada por fallas inversas de orientación 080/50S de salto decimétrico y plegada en las proximidades de la cresta anticlinal (fig. 1b).

#### Anticlinal de Súria

En las proximidades de Súria, en la confluencia del río Cardener y el torrente del Tordell se han observado 3 niveles de terrazas situadas a 80, 20 y 2-4 m sobre el río. Su correlación con las terrazas del río Llobregat con el cual confluye el Cardener hacia el sur en la ciudad de Manresa no es clara pero hemos asimilado la terraza de 80 m a la que se encuentra a la misma altura con respecto al Cardener en su paso por Manresa, ya que está compuesta por cantos poligénicos de origen claramente pirenaico y por lo tanto es una terraza mixta Cardener-Tordell y no una terraza local como la terraza de 20 m. La terraza de 80 m del Cardener ha sido dataada por *Elephas meridionalis* L. como Villafranquiense (Masachs, 1952. Además en Manresa se han descrito terrazas a 60, 30 y 10 m sobre el Cardener (Solé Sabaris y Masachs, 1940).

Las estructuras de deformación observadas en las terrazas son: 1) fallas 2) basculamientos y 3) existencia de bloques lenticulares de terraza englobadas en las lutitas grises eocenas. Los afloramientos se encuentran en la confluencia

entre el torrente del Tordell y el río Cardener, en el bloque superior del cabalgamiento principal dirigido hacia el norte y en una franja orientada este-oeste en la que afloran las lutitas grises. Las terrazas están siempre excavadas en las lutitas grises que son de gran plasticidad y la deformación afecta a las terrazas de 20 y 80 m, no habiéndose encontrado deformación en el lecho actual del río. Algunos de estos afloramientos fueron ya observados por Masachs (1952). 1) Fallas en la terraza fluvial de 20 m. En la carretera de Súria a Balsareny se observa como la terraza de 20 m compuesta por cantos locales se encuentra verticalmente fallada en diversos afloramientos siguiendo una dirección N60E (fig. 1c). El salto vertical estimado es de 3 a 5 m. 2) Basculamientos de la terrazas. En un afloramiento perpendicular a la carretera de Balsareny, a la salida de Súria, se observa una terraza fluvial basculada (052/64S). Esta terraza está formada por grandes bloques de origen local en la base, muy poco rodados y cantos poligénicos redondeados de origen pirenaico en la parte superior (fig. 1d). Según la correlación de terrazas realizada podría tratarse de la terraza de 4 m que correspondería a la terraza baja mixta Tordell-Cardener de Masachs (1952) 3) Unidades lenticulares de conglomerados y gravas de origen fluvial englobadas en materiales del substrato (lutitas grises). Se han observado bloques de distintos tamaños englobados dentro del sustrato. Las gravas que forman estos bloques son redondeadas y poligénicas y por tanto de origen pirenaico. Su correspondencia con alguna terraza concreta está por determinar. La estructura interna de las gravas así como el techo y la base de dichos bloques se muestran a menudo discordantes respecto a los materiales del substrato. Su geometría puede ser desde oval (fig. 1e) hasta tabular e incluso pueden estar plegadas. Frecuentemente presentan costras de circulación de fluidos en sus contactos con el substrato. Localmente se observa como estos bloques están alineados este-oeste paralelos a las grandes estructuras paleógenas y cortadas por pequeños cabalgamientos de salto decimétrico (082/35N).

#### Anticlinal de Cardona

En la transversal del río Cardener el anticlinal de Cardona muestra el afloramiento clásico del diapiro de la «muntanya de sal» (Wagner *et al.*, 1971). En este afloramiento las arenas y limos de edad mínima villafranquiense que afloran a ambos lados de «la muntanya de sal» se

encuentran flexionados indicando un ascenso de los materiales diapíricos (fig. 1f). La tasa actual de levantamiento de estos materiales registrada en las explotaciones es de varios mm o incluso varios cm al año (Pueyo y Sáez, 1986).

### 2) Estructuras en la confluencia de los anticlinales de Súria y Sanauja

#### Anticlinal de Súria

En la zona de la Molsosa, en la parte occidental del anticlinal de Súria, hemos observado fracturación y basculamientos en sedimentos de ladera recientes formados por cantos locales muy angulosos. Las fallas observadas (fig. 1g) son normales con saltos que varían entre los pocos milímetros y los 4 m (120/80SW). También hemos observado en la zona algún dique clástico aislado de orientación 150/60SW, 12 cm de anchura y varios m de longitud. La estratificación de las gravas cuaternarias se encuentra en algún caso casi subvertical, mientras que en otros muestra una variación gradual entre la estratificación horizontal en los niveles superiores (y por tanto más jóvenes y menos deformados) y los inferiores y sucesivamente más basculados (050/30NW, 080/08 N respectivamente).

Más al oeste, cerca de Anfešta, se encuentran fallas normales de orientación E-W (N95E y N138E) y de salto entre 20 y 70 cm así como una concentración de diques clásticos en las terrazas, de dimensiones iguales que los de la Molsosa, que se distribuyen en dos familias de orientación N025E y N060E. Estos diques ponen en evidencia la existencia de procesos de licuefacción que tienen lugar a menudo debido a la transmisión de las ondas sísmicas (fig. 1h) y por lo tanto podrían ser evidencias de paleosismos.

#### Anticlinal de Sanauja

Se han encontrado ejemplos de colapsos estratigráficos de dimensiones decimétricas que pueden ser debidos a la migración de material estratigráfico hacia niveles superiores causada por licuefacción (localidad j en la fig. 1a).

#### Fosas de Ferran

Al oeste del anticlinal de Sanauja se encuentran las fosas de Ferran (Calvet, 1977) (fig. 1a). Se trata de dos depresiones orientadas WNW-ESE limitadas por fallas normales. Topográficamente su fondo se halla más bajo que la elevación regional y más bajo que los ríos que drenan hacia el SW y tienen su cabecera en los bordes de la fosa. El salto vertical mínimo (no se ha considerado la posible acumulación en la fosa ni la erosión de los bloques elevados) es de 50 m (fig.

1i). Las depresiones de Ferran decapitan el curso alto de algunos afluentes del río Sió que drenaban hacia el SW. Esto permite afirmar que se trata de un rasgo muy reciente, como corrobora la baja sinuosidad de los dos límites de la depresión.

### Discusión y conclusiones

La edad de las estructuras descritas no puede determinarse en la mayoría de los casos si no es relativamente. En los afloramientos del Cardener se observan diversos niveles de terraza deformados, aunque no se ha podido demostrar la existencia de deformación en la red fluvial actual. La elevación máxima de estas terrazas es de 80 m sobre el Cardener, es decir que pueden relacionarse con la terraza de 80 m descrita por Solé Sabarís y Masachs (1940) y Masachs (1952). La edad máxima de estas terrazas es Villafranesca según Masachs (1952). Las deformaciones son, por tanto, posteriores al Plioceno (edad máxima del Villafranesca), pero probablemente cuaternarias. La deformación observada en el anticlinal de Sanaüja se ha desarrollado en sedimentos discordantes sobre los materiales de edad eocena y oligocena. Se trata de depósitos ligados a la topografía actual (terrazas fluviales, depósitos de vertiente en vertientes actuales, etc) por lo que deben considerarse posteriores al Mioceno superior, momento en el que el agua recogida en la cuenca del Ebro desemboca hacia el Mediterráneo y se instala la red fluvial actual. En el caso de las fosas de Ferran, la deformación es claramente posterior a la instalación de la red fluvial e indica una actividad tectónica elevada. Así se puede considerar que las estructuras descritas son posteriores al Mioceno superior, siendo la mayoría de ellas Pliocuaternarias.

Los indicios detectados en la transversal del río Cardener han sido interpretados como compresivos ya que muestran principalmente fallas inversas y estructu-

ras relacionadas con ellas. En cambio, los indicios estudiados en la zona oeste están representados básicamente por fallas normales y reflejan procesos extensionales. La orientación de todas las deformaciones recientes, tanto extensivas como compresivas, descritas es paralela a las estructuras paleógenas, es decir ENE-WSW en el Cardener y E-W a ESE-WNW en la zona donde los pliegues paleógenos (NE-SW) virgan para enraizarse con el anticlinal de Sanaüja (NW-SE). Estas direcciones contrastan con la dirección de las estructuras extensivas recientes que se encuentran en la Cadena Costera Catalana donde tienen dirección NNE-SSW y subraya el control estructural de las estructuras paleógenas en la deformación posterior al Mioceno medio de esta zona. Por otro lado cabe también destacar que la distribución de los diversos tipos de estructuras indica que la tectónica compresiva que dió lugar a los pliegues durante el Paleógeno continúa activa en parte en la zona del Cardener mientras que en la parte occidental las estructuras muestran evidencia de un colapso y por tanto la componente compresiva ha cesado posteriormente al Mioceno medio. Así pues, las estructuras de deformación reciente reflejan la evolución de los pliegues de núcleo salino de la cuenca del Ebro.

### Agradecimientos

A Pere Santamarch por la revisión del manuscrito. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Comissionat per Universitats de la Generalitat de Catalunya, Grup de Qualitat GRQ94-1048

### Bibliografía

- Anadón, P.; Cabrera, L.; Colldeforns, B. & Sáez, A. (1989): *Acta Geol. Hisp.*, 24, 205-230.
- Briasis, A.; Armijo, R.; Winter, T.; Taponnier, P. & Herbecq, A. (1990): *Anales Tectonicae*, 4, 19-42.
- Bordonau, J. & Vilaplana, J.M. (1986): *Rev. de Geol. Dyn. et de Géogr. Ph.*, 27, 303-310.
- Calvet, J. (1977): *Tesis doctoral*, Universidad de Barcelona, 331p.
- Gallart, F.; Calvet, J.; Clotet, N. (1984): *Act. Geol. Hisp.*, 19, 75-80.
- Fontboté, J.M. (1954): *Homenaje al Prof. E. Hernández Pacheco. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 281-310.
- Guimerà, J. (1983): *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, 425-430.
- Masana, E. (1995): *Tesis doctoral*, Universidad de Barcelona, 447 p.
- Masana, E. (en prensa): *Annali di Geofisica*. Publ. esp. de paleosismicidad.
- Masachs, V. (1952): *Mem y Com. Inst. Geol. Barcelona*, IX, 51-65.
- Moya, J. & Vilaplana, J.M. (1992): *In: Cearreta, A & Ugarte, M. (Eds.). The late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, Paris, 385-403.
- Philip, H.; Bousquet, J.C.; Escuer, J.; Fleta, J. & Goula, X. (1992): *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314, 1239-1245.
- Pueyo, J.J. (1975): *Tesis Doctoral*, Universidad de Barcelona, 351p.
- Pueyo, J.J. & Sáez, A. (1986): *Ier Symposium sobre l'ensenyament de les ciències naturals*. EUMO. 37-49.
- Roca, A. & Suriñach, E. (1982): *In: Roca, A. & Suriñach, E. (Eds.). La sismicidad en la zona comprendida entre 40N-44N y 3W-3E. NE Península Ibérica*. Pub. Geofísica. Univ. Complutense. Madrid. 9-106.
- Sáez, A. (1987): *Tesis Doctoral*, Universidad de Barcelona, 351p.
- Sans, M.; Muñoz, J.A. & Vergés, J. (1996): *Jour. Canadian Pet. Geol.*
- Solé Sabarís, L. & Masachs, V. (1940): *As. Est. Geomorfológicos de la Península Ibérica*, VI, 3-6.
- Vergés, J.; Muñoz, J.A. Martínez, A. (1992): *In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, 255-264.
- Wagner, G.; Mauthe, F. & Mensink, H. (1971): *Geol. Rundsch.*, 60, 970-996.