

Determinación de la deformación finita en la vertiente sur del Pirineo oriental a lo largo de la transversal del río Ter

Finite strain determination along the Ter section in the southern Pyrenees

J.M. Casas (*), D. Durney (**), J. Ferret (*) y J.A. Muñoz (**)

(*) Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Zona Universitària de Pedralbes, 08071, Barcelona.

(**) School of Earth Sciences, Macquarie University, New South Wales, 2109, Australia.

Abstract

Strain determinations in the Paleogene rocks of the Ter-Freser section give values $1,1 < Y/Z < 1,95$ assuming plane strain conditions. Subhorizontal materials of the southern part of the Ebro basin exhibit a remarkable degree of internal deformation, about 35 % shortening. Strain integration all along this section has to be considered in order to obtain a more reliable value of the shortening related to the Alpine deformation.

Key words: strain, Pyrenees, Ebro basin.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 803-805
ISSN: 0213683X

Introducción

En las partes frontales de los orógenos, los cabalgamientos y los pliegues asociados suelen ser las estructuras de deformación predominantes. En estas zonas, los cálculos del acortamiento orogénico, se basan fundamentalmente en la restitución de las estructuras de dimensiones cartográficas. A menudo, la formación de estas macroestructuras está acompañada por un grado no despreciable de deformación interna, que también hay que considerar para determinar con más precisión el acortamiento total experimentado por una cadena en una determinada transversal o bien las variaciones de potencia resultado de la deformación interna (Hossack, 1978; Reks y Gray, 1983; Woodward, *et al.*, 1986).

En este trabajo presentamos una serie de datos sobre la deformación interna experimentada por los materiales del Pirineo y de la Cuenca del Ebro. Los datos se han recolectado a lo largo de una transversal N-S que sigue el curso alto del río Ter y el curso del río Freser (Fig. 1). Esta recopilación constituye el primer paso para un trabajo posterior de restitución de la deformación interna en esta zona.

Marco geológico

En la transversal estudiada afloran las unidades estructurales inferiores del Pirineo oriental, constituídas por materiales

paleógenos que reposan directamente encima del zócalo hercínico (Fig. 2). Estos materiales paleógenos forman la parte septentrional de la cuenca de antepaís surpirenaica, posteriormente desplazada hacia el sur durante el Eoceno medio-Oligoceno inferior (Muñoz *et al.*, 1986; Puigdefábregas *et al.*, 1986; Vergés, 1993). En esta zona, el cabalgamiento de Vallfogona constituye el límite meridional entre las unidades alóctonas pirenaicas y el antepaís deformado (Figs. 1 y 2). Al norte de este cabalgamiento las rocas paleógenas conjuntamente con los materiales del Paleozoico constituyen el manto del Cadí (Muñoz, 1985), que presenta una gran estructura sinclinal, el sinclinal de Ripoll, que se extiende en dirección E-W a lo largo de todo el Pirineo oriental (Figs. 1 y 2). Al sur de este cabalgamiento la estructura está caracterizada por cabalgamientos y pliegues asociados de dirección E-W a ENE-WSW. El desplazamiento de los cabalgamientos principales de este sistema disminuye progresivamente hacia el sur. De todas estas estructuras la más meridional es el anticlinal de Bellmunt. Su geometría sugiere la existencia de un nivel de despegue en profundidad, en continuidad con el despegue basal del sistema de cabalgamientos localizado en la formación evaporítica de Beuda (Muñoz, 1985).

A nivel mesoestructural en esta zona se observa un clivaje presente tanto en los materiales paleógenos del manto del Cadí

como en los materiales subhorizontales de la cuenca del Ebro. Esta mesoestructura se habría formado durante los primeros estadios de la deformación, precediendo al desarrollo de las macroestructuras, aunque su formación continuaría durante la propagación de los cabalgamientos (Casas y Muñoz, 1987).

Método.

La determinación de la deformación interna se ha realizado utilizando diversos elementos marcadores. Por su abundancia, así como porque inicialmente presentan una sección circular, se ha trabajado sobretodo con galerías de bioturbación normales a la estratificación. Se han utilizado también pistas, manchas de reducción, gotas de lluvia, granos, estrellas de mar, púas de equinodermos y unas estructuras reticuladas regulares de dimensiones milimétricas, que corresponderían a celdas de supuestos briozoos o algas. Las determinaciones se han realizado a partir de muestras o de fotografías perpendiculares a la estratificación. Se ha utilizado el método $Rf/\phi f$ (R/f en la Figura 2), aplicado según la proyección propuesta por Elliot (1970), para determinar los cambios de forma y el centro a centro para el análisis de distribuciones de elementos. En un caso se ha realizado un análisis de la distribución angular de densidades y en otro una restitución de imagen. Los

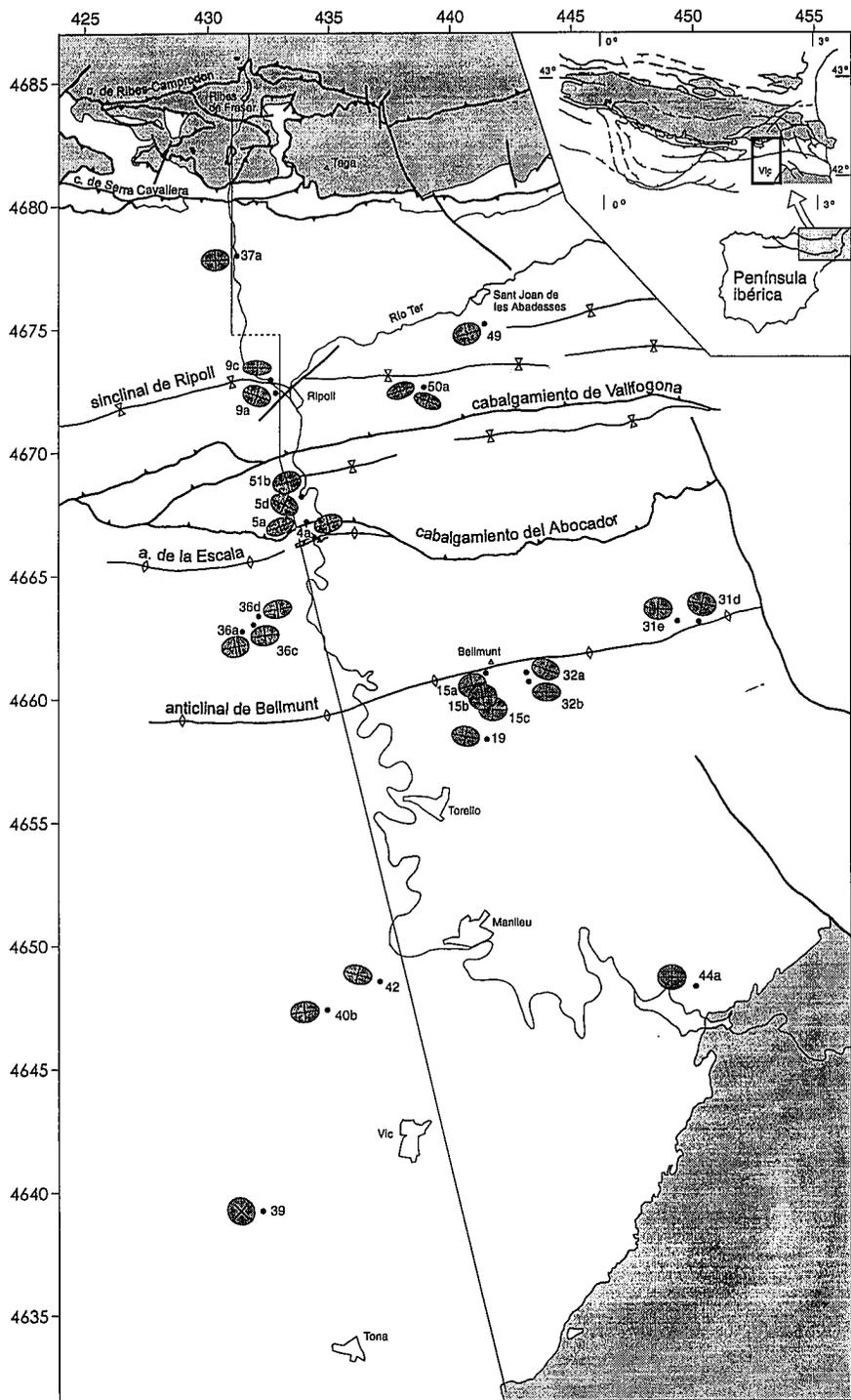


Fig. 1.- Esquema geológico de la zona estudiada con la situación de las principales estructuras, la representación de las secciones Y/Z de los elipsoides de deformación finita y la localización del corte de la figura 2. Ver la tabla de la figura 2 y el texto para los detalles sobre los valores de la deformación y los métodos utilizados. En gris se representan las rocas del zócalo hercínico.

Fig. 1.- Geological sketch of the studied area. The main geological structures have been located as well as the Y/Z sections of the finite strain ellipsoids and the cross-section of figure 2. See table of figure 2 and text for details and explanation. Grey pattern represents the Hercynian basement rocks.

taban buzamientos elevados. Con ello se obtiene una buena representación de las dimensiones de la elipse en cada caso, pero no de su orientación inicial, a no ser que se dispusiera de datos sobre la trayectoria seguida por la estratificación durante el plegamiento.

No se han detectado indicios de un alargamiento importante paralelo a la estratificación. Ello permite calcular posteriormente la sección X/Z asumiendo que la deformación es plana ($Y=1$). Esta sección se ha representado en un corte geológico esquemático (fig. 2), en el que se han proyectado los datos disponibles de toda la zona. En total se presentan 25 determinaciones realizadas en lutitas y areniscas de grano fino a medio.

Conclusiones

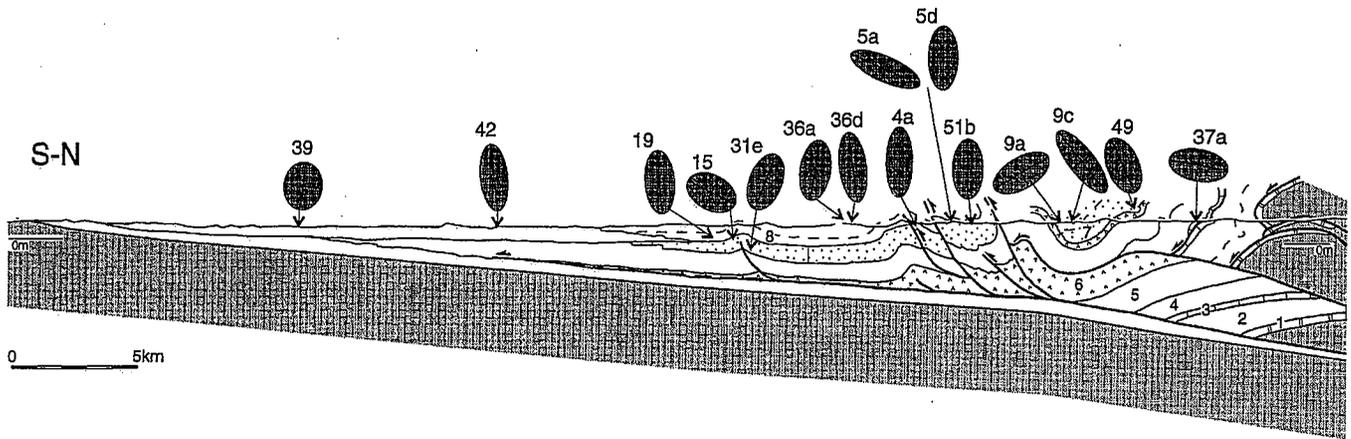
Los valores de la deformación interna determinados varían entre $1,1 < Y/Z < 1,95$. Este grado de deformación se traduce en un porcentaje de acortamiento subhorizontal que varía entre el 13 y el 48 %.

La deformación interna se extiende hasta el borde sur de la Cuenca del Ebro, donde se observan valores de hasta el 35 % de acortamiento en las capas horizontales diez Kilómetros al sur del pliegue de Bellmunt, que es la macroestructura más meridional. Valores comparables han sido estimados a lo largo de todo el corte, hasta las localidades más septentrionales (Fig. 2). Debido a que una parte importante de esta deformación habría sido adquirida con anterioridad al desarrollo de las macroestructuras, estos valores tienen que ser integrados en el cálculo del acortamiento total para esta transversal y añadidos a los deducidos a partir de las macroestructuras. Como una primera aproximación, un valor medio del

datos obtenidos han sido tratados automáticamente mediante los programas desarrollados por D.Durney.

La superficie de referencia utilizada ha sido la estratificación. Cuando ésta es subhorizontal o tiene buzamientos suaves, las galerías de bioturbación presentan sobre las capas una sección elíptica. Además hay que destacar que el clivaje es perpendicular, o forma un ángulo elevado con las capas. Todo ello permite deducir que una parte importante de la deformación ha sido adquiri-

rida con anterioridad al plegamiento de las capas y que, aproximadamente, la dirección principal de acortamiento (Z) está contenida en la estratificación. Así pues, podemos asumir que sobre los planos de estratificación se determina la sección Y/Z del elipsoide de deformación. La dirección de alargamiento (X) en consecuencia, sería perpendicular a las capas. Esta sección Y/Z es la esquematizada en la Figura 1. Se ha representado esta sección en la horizontal, abatiendo las capas si éstas presen-



L	39	44a	40b	42	31d	31e	32b	32a	19	15c	15b	15a	36a	36c	36d	4a	5a	5d	51b	50a1	50a	49	9a	9c	37a5	
Y/Z	1,09	1,16	1,37	1,53	1,26	1,30	1,60	1,46	1,45	1,24	1,18	1,25	1,38	1,43	1,60	1,63	1,75	1,45	1,36	1,95	1,81	1,34	1,42	1,73	1,38	
X/Z	1,19	1,35	1,88	2,34	1,59	1,69	2,56	2,13	2,10	1,54	1,39	1,56	1,90	2,04	2,56	2,66	3,06	2,10	1,85	3,80	3,28	1,80	2,02	2,99	1,90	
n	1308	261	755	22	563	280	91	18	2	151	128	92	235	79	65	5	56	2	70	31	84	78	233	9	77	
M.	g	b	ps	c	b	b	p	e	b	b	b	r	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b
Mé.	c/c	R/f	a	c/c	c/c	c/c	c/c	R/f	I	R/F	R/f															

Fig. 2.- Corte geológico esquemático de la transversal estudiada (ver figura 1 para su situación) en el que se han situado las secciones X/Z de los elipsoides de la deformación finita. En gris se ha representado el zócalo hercínico. Por encima las principales formaciones paleógenas se han numerado de más antiguas a más modernas: 1, Garumniense; 2, margas de la Fm. Sagnari (Eoceno inferior); 3, calizas de la Fm. Coronas; 4, margas de la Fm. Armàncies; 5, turbiditas de la Fm. CampdevànoI; 6, yesos de la Fm. Beuda (Eoceno medio); 7, materiales transicionales y fluviales de las Fms. Couhet y Bellmunt; 8, areniscas y margas de las Fms. Puigsacalm y Vidrà (Eoceno superior). Los principales datos del cálculo de la deformación se han incluido en la tabla inferior. L, localidad; n, número de determinaciones en la muestra; M, elemento marcador (b, galerías de bioturbación; g, gotas de lluvia; r, manchas de reducción; e, estrellas de mar; p, pistas; c, retícula; ps, púas; g, granos); Mé, método utilizado (I, restitución de imagen; a, densidad angular; c/c, centro a centro).

Fig. 2.- Schematic geological cross-section through the studied area (see fig 1 for location) with X/Z sections of the analysed finite strain ellipsoids. Hercynian basement rocks have been represented in grey pattern. Paleogene formations from bottom to top are: 1, Garumnian (Palaeocene); 2, marls of the Sagnari Fm. (Early Eocene); 3, limestones of the Coronas Fm.; 4, marls of the Armàncies Fm.; 5, turbidites of the CampdevànoI Fm.; 6, evaporites of the Beuda Fm. (Middle Eocene); 7, transitional and fluvial facies of the Couhet and Bellmunt Fms. and 8, sandstones and marls of the Puigsacalm and Vidrà Fms. (Late Eocene). Main characteristics of the strain determinations have been included in the enclosed table. L; sample location; n, number of measurements; M, strain marker (b, burrows; g, rain prints; r, reduction spots; e, starfish prints; p, tracks, c, fronds; ps, spines; g, grains); Mé, strain measurement method (I, image restoration; a, angular density; c/c, centre-centre).

acortamiento del orden del 30 % implica que habría que añadir del orden de 15 Kilómetros al acortamiento deducido para esta transversal.

La distribución tan hacia el sur de la deformación interna podría relacionarse con la existencia de un nivel de despegue en profundidad. Esto podría sugerir la continuidad de las evaporitas de Beuda hacia el sur por debajo de las capas subhorizontales de la Cuenca del Ebro.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Comissionat per Universitats i recerca de la Generalitat de Catalunya, Grup de Qualitat GRQ94-

1084 y por el proyecto DGICYT PB 91-0252. Agradecemos los comentarios de F. Sàbat y P. Santanach a una primera versión del manuscrito.

Referencias

Casas, J.M y Muñoz, J.A. (1987): *Tectonophysics*, 135, 67-75.
 Elliot, D. (1970): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 2221-2236.
 Hossack, J.R. (1978): *Jour. Geol. Soc. (London)*, 135, 229-241.
 Muñoz, J.A. (1985): *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 227 pp.
 Muñoz, J.A., Martínez, A. y Vergés, J.

(1986): *Jour. Struct. Geol.*, 8, 399-405.

Puigdefàbregas, C.; Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): In: *Foreland Basins* (ed. P.A. Allen & P. Homewood), *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, 8: 229-245.
 Reks, I.J. y Gray, D.R. (1983): *Tectonophysics*, 93, 99-128.
 Vergés, J. (1993): *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 203 pp.
 Woodward, N.B.; Gray, D.R. y Spears, D.B. (1986): *Jour. Struct. Geol.*, 8, 313-324.