

## Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica

### Mesozoic extension and Alpine compression in the western border of the Vasco-Cantabrian basin

ESPINA, R. G.

Geological cross-section through the western border of the Vasco-Cantabrian Basin show the existence of the extensional faults active during Permo-Mesozoic sedimentation, as well as the tectonic inversion of these faults and generation of open folds during Alpine deformation. The hercynian basement of the Cantabrian Zone was deformed together with the Meso-Cenozoic cover during the extension and subsequent compression without the existence of detachments between them. Cross-sections restorations allow to reconstruct the sedimentary basins from Permian to Upper Cretaceous times. The calculated extension during this time and this section (75 Km long) is of about 6 Km and the alpine shortening of 20 Km.

**Key words:** Basement, Cover, Vasco-Cantabrian Basin, Extension, Tectonic inversion.

INTRODUCCION

La Cuenca Vasco-Cantábrica se encuentra situada (Fig. 1) entre los afloramientos paleozoicos de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), por el oeste, y los Pirineos por el este. Estructuralmente constituye la prolongación occidental del orógeno pirenaico, originado en respuesta a la convergencia de las placas Europea e Ibérica durante el Terciario (BOILLOT y MALOD, 1988). La Cuenca

Vasco-Cantábrica es la consecuencia de la formación del margen nortatlántico y la apertura del Golfo de Vizcaya durante el Mesozoico (GARCÍA-MONDEJAR, 1989).

El borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica es el lugar idóneo para observar las implicaciones del basamento herciniano de la Zona Cantábrica tanto en los procesos distensivos que han controlado la sedimentación mesozoica como en las estructuras compresionales generadas durante el acor-

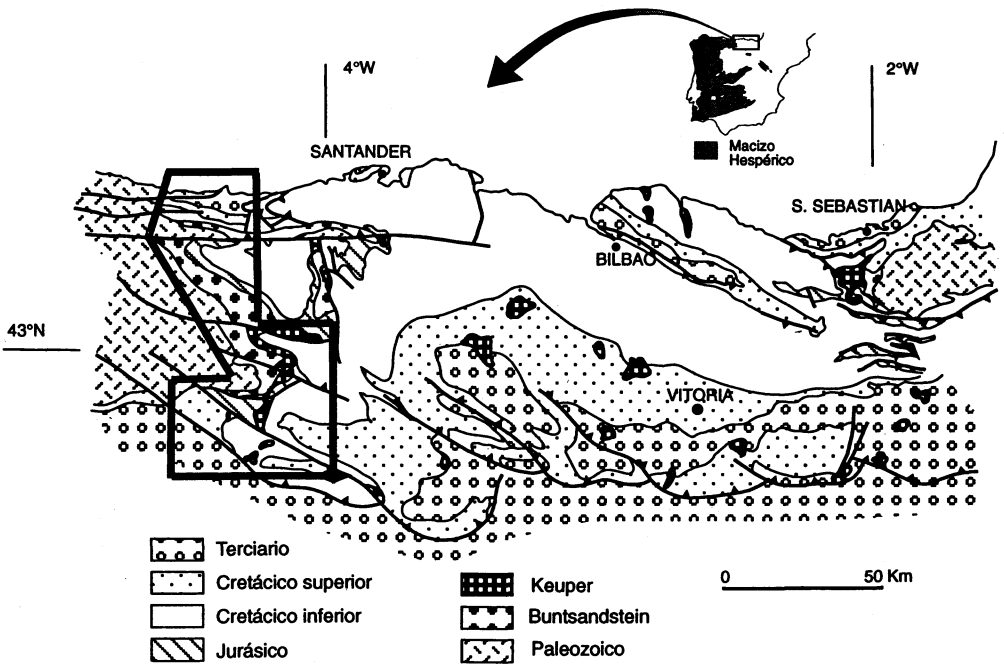


Fig. 1. Esquema general de la Cuenca Vasco-Cantábrica indicando la situación del área estudiada. Geological Sketch of the Vasco-Cantabrian Basin with the location of the study area

tamiento alpino. Asimismo, la cuantificación del acortamiento alpino en los sedimentos mesozoico-terciarios proporciona una referencia importante para evaluar la cantidad de acortamiento alpino que presenta el basamento paleozoico de la Zona Cantábrica situado más hacia el oeste (ALONSO et al., in Litt.).

## ESTRATIGRAFIA

Los materiales paleozoicos que constituyen el basamento de la zona estudiada pertenecen a tres unidades tectonoestratigráficas diferentes (JULIVERT, 1971): la Región del Pisuerga-Carrión, en la parte sur, constituida principalmente por litologías pizarrosas, y las Regiones de los Picos de Europa y el Ponga caracterizadas por la presencia de cuarcitas ordovícicas y calizas carboníferas.

Los primeros materiales posthercinianos son sedimentos detríticos y tufitas pérmicas, sobre las que se ha depositado el Trías germánico: en la parte baja, un Buntsandstein siliciclástico y en la parte alta arcillas y evaporitas del Keuper.

La sedimentación continental triásica finalizó con la transgresión marina generalizada del Jurásico inferior que dio lugar a depósitos carbonatados de plataforma, que llegan hasta el Calloviense inferior (DAHM, 1957). Por encima, se sitúa un conjunto estratigráfico de naturaleza y espesor variable denominado Grupo Cabuérniga (PUJALTE, 1976). Sus condiciones de depósito corresponden a medios lacustres, fluviales y marino salobres (GARCÍA DE CORTAZAR y PUJALTE, 1982).

Sobre el Grupo Cabuérniga se ha depositado el Grupo Pas (PUJALTE, 1976), localmente discordante, llegando a apoyarse

directamente sobre los términos más bajos del Jurásico marino. Presenta en general facies detríticas fluviales.

Al norte de la falla de Cabuérniga (Figs. 2 y 3), sobre sedimentos del Grupo Pas existen una serie de calizas marinas aptienses pertenecientes al Complejo Urgoniano (RAT, 1959). Al sur del Embalse del Ebro, han sido incluidas en este una serie de depósitos detríticos de grano grueso que contienen niveles de margocalizas aptienses (GARCÍA-MONDEJAR, 1979a).

El depósito de la Formación Utrillas en el sector meridional, caracterizado por sedimentos detríticos de carácter continental, tiene ya lugar con posterioridad a la etapa extensional. Sin embargo, en la zona costera los sedimentos supraurgonianos, excepto la parte basal, son de plataforma, manteniéndose estas condiciones ininterrumpidamente hasta el final del Eoceno medio (HINES, 1985). A partir de este momento comienza la sedimentación sinorogénica asociada al orógeno pirenaico. En la parte norte está caracterizada por depósitos turbidíticos y olistostrómicos, mientras que en la Cuenca del Duero la sedimentación de plataforma del Cretácico superior fue remplazada por avenidas de abanicos aluviales con discordancias sintectónicas que se relacionan con estructuras compresionales alpinas.

## TECTONICA

Una transversal N-S de la zona estudiada muestra que la mayor deformación alpina se concentra en los extremos norte y sur del mapa. Estas zonas corresponden a la Banda Plegada del Nansa y de Ubierna respectivamente. La primera de ellas se sitúa entre la costa cantábrica y la Falla de Cabuérniga (Fig. 3) y la segunda entre la Falla de Ubierna

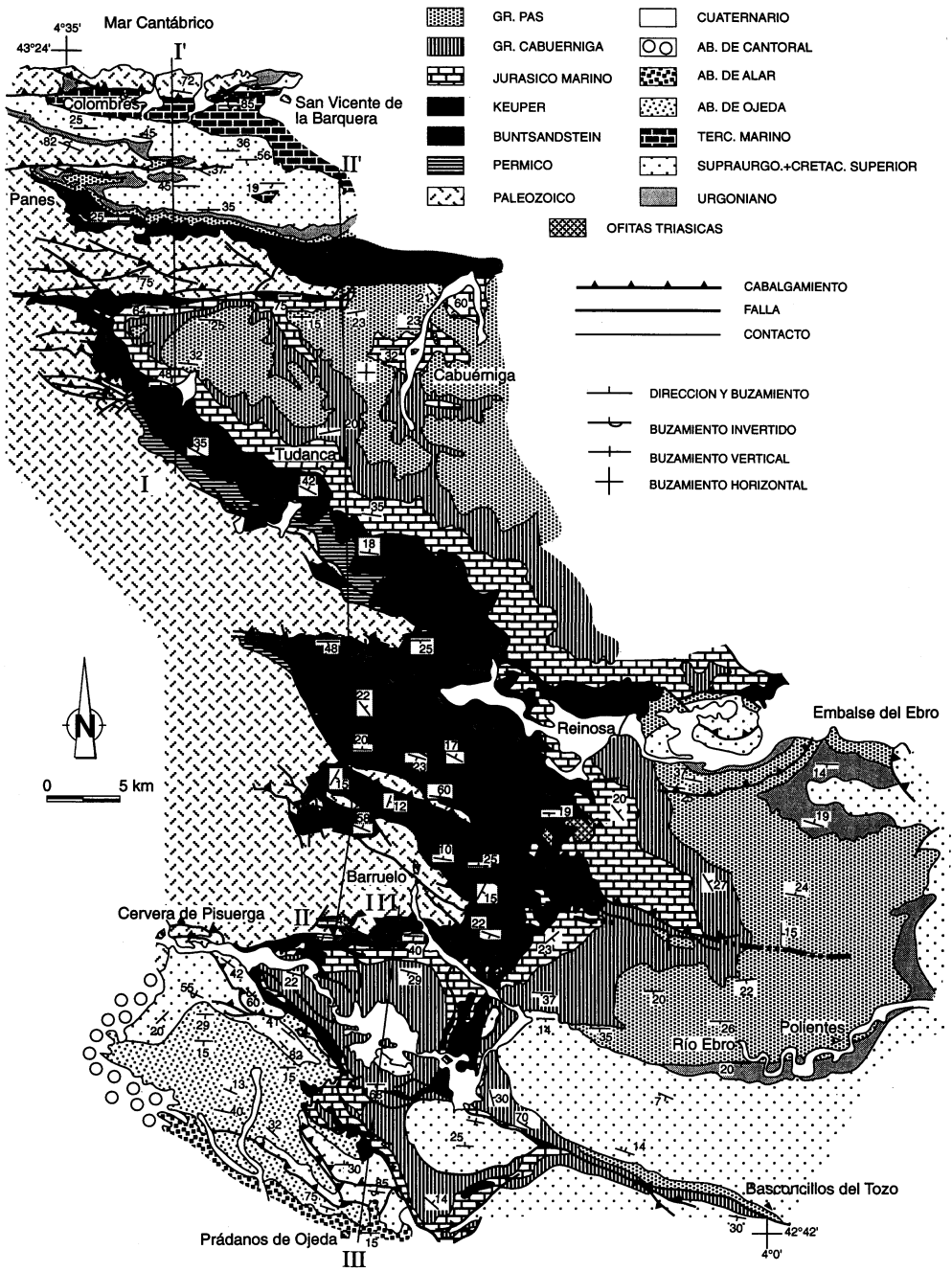
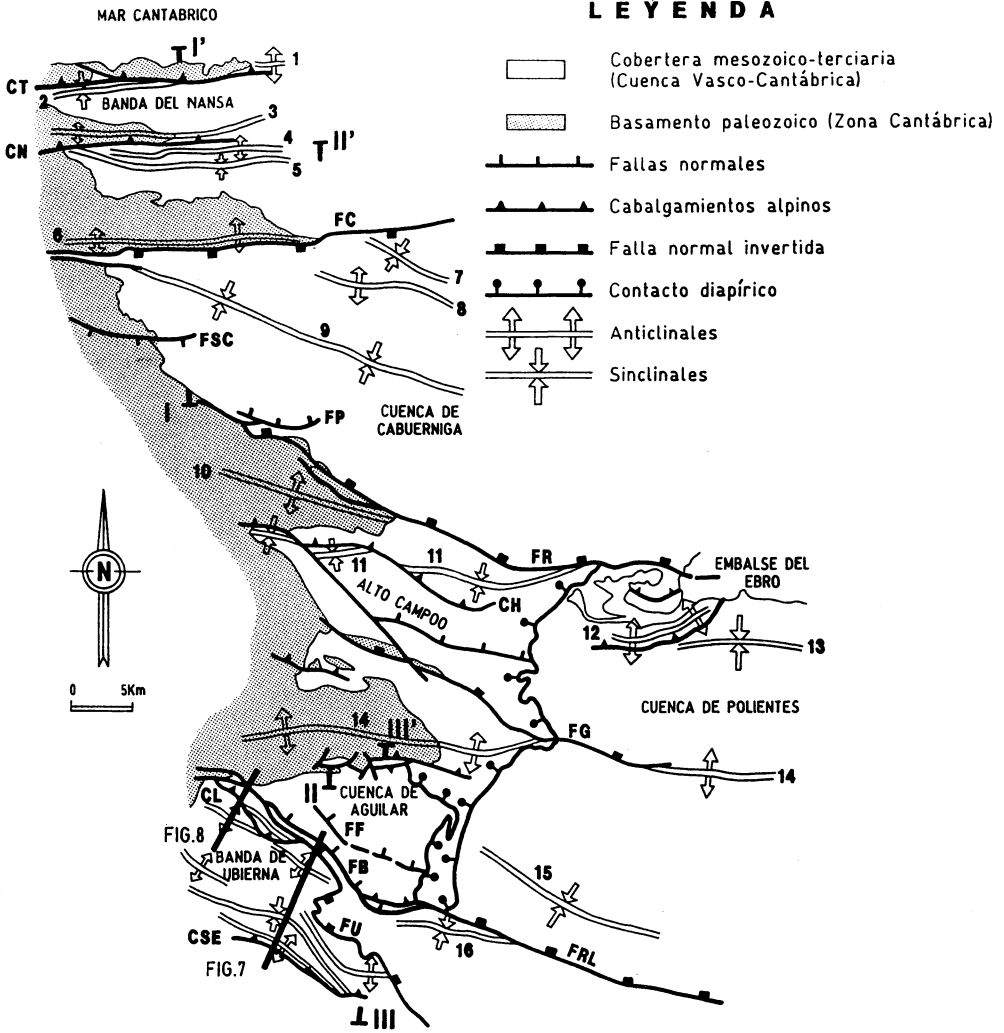


Fig. 2. Mapa Geológico esquemático del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Geological map of the western border of the Vasco-Cantabrian Basin.



**LEYENDA**

- Cobertera mesozoico-terciaria (Cuenca Vasco-Cantábrica)
- Basamento paleozoico (Zona Cantábrica)
- Fallas normales
- Cabalgamientos alpinos
- Falla normal invertida
- Contacto diapírico
- Anticinales
- Sinclinales



**FALLAS Y CABALGAMIENTOS**

- CT - C. de Tresgrandas
- CN - C. de Narganes
- FC - F. de Cabuerniga
- FSC - F. de San Carlos
- FP - F. de Pantrieme
- FR - F. de Rumaceo
- CH - C. del Híjar
- FG - F. de Golobar
- FRL - F. de Río Lucio
- FF - F. de Frontada
- FB - F. de Barcenilla
- FU - F. de Ubierna
- CL - C. de Liguérezana
- CSE - C. de Santibañez de Ecla

**PLIEGUES**

- 1 - A. de Santillán
- 2 - S. de Colombres
- 3 - A. de Abanillas
- 4 - A. de Mazo
- 5 - S. de Merodio
- 6 - A. de Cabuerniga
- 7 - S. de Ucieda
- 8 - A. de Renedo
- 9 - S. de Tudanca
- 10 - A. de Polaciones
- 11 - S. de Alto Campoo
- 12 - A. de Las Rozas
- 13 - S. de Santa Gadea
- 14 - A. de Barruelo
- 15 - S. de Valdivia
- 16 - S. de Las Tuerces

Fig. 3. Esquema estructural del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Denominación y localización de las estructuras principales.  
Structural Sketch of the western border of the Vasco-Cantabrian Basin. Names and location of the main structures.

(fig. 3) y la Cuenca del Duero. Entre ambas bandas existen una serie de pliegues de gran radio con trazas axiales E-W y ejes cuya ligera inclinación hacia el este, menos de  $15^\circ$ , condiciona la distribución de los afloramientos paleozoicos. Estos pliegues son, de norte a sur, el Anticlinal de Cabuérniga, el Sinclinal de Tudanca, el Anticlinal de Polaciones, el Sinclinal de Alto Campóo y el Anticlinal de Barruelo (Fig. 3). Todos ellos están afectados por una serie de fracturas con rumbos predominantes E-W, NW-SE, que involucran al zócalo y que o bien reflejan siempre un juego inverso, como las de Ubierna o Golobar (Figs. 2 y 3), o experimentan variaciones de juego normal a inverso a lo largo de su trazado, como la de Rumaceo (Figs. 2 y 3).

### Descripción de los Cortes Geológicos

Si se hace una descripción desde la costa cantábrica hasta la Cuenca del Duero, en el corte I-I' (Fig. 4 A) se observan una serie de cabalgamientos de rumbo E-W que involucran al zócalo y que llegan a superponer las rocas del Ordovícico sobre los sedimentos sinorogénicos marinos del Oligoceno (Fig. 2). Estas fracturas se encuentran situadas en la Banda del Nansa, destacando por su importancia el Cabalgamiento de Tresgrandas y el de Narganes (Figs. 3 y 4 A). Se trata en ambos casos de antiguas superficies de cabalgamiento hercínicas que se han reactivado posteriormente durante el acortamiento alpino (TOSAL, 1968). Esto ha representado para la cobertera mesozoico-terciaria la actuación de una tectónica de «thick skinned» que condiciona los pliegues de revestimiento formados por encima de las superficies de cabalgamiento (Fig. 4 A). El hecho de que el desplazamiento de dichos

cabalgamientos se amortigüe e incluso llegue a desaparecer hacia arriba (Cabalgamiento de Narganes; Fig. 4 A) a la vez que aumenta el acortamiento de los pliegues situados por encima, supone que el cabalgamiento se ha propagado simultáneamente al desarrollo del pliegue. Por este motivo los pliegues de la Banda del Nansa (Fig. 3) pueden ser considerados como pliegues de propagación de falla («fault-propagation folds»; Suppe y Medwedeff, 1984). En el Cabalgamiento de Tresgrandas, el desplazamiento no sólo se amortigua mediante el desarrollo del Anticlinal de Santillán (Figs. 3 y 4 A) sino que también lo hace mediante el desarrollo hacia arriba de cabalgamientos imbricados (Fig. 4 A). Estos, al inclinarse menos que el flanco ligeramente invertido del anticlinal omiten parte de la sucesión estratigráfica.

Continuando el corte I-I' hacia el sur, puede observarse un gran afloramiento de Paleozoico (Fig. 2) constituido principalmente por repeticiones hercinianas de calizas carboníferas (HEREDIA et al., 1990) pertenecientes a la Región de los Picos de Europa. Estos materiales se ponen en contacto con la sucesión mesozoica mediante la Falla de Cabuérniga (Figs. 2 y 3). Esta falla actuó durante la sedimentación del Complejo Urgoniano (GARCÍA-MONDEJAR, 1979a) con hundimiento del bloque sur. La posible existencia de un juego alpino para la Falla de Cabuérniga es difícil de determinar debido, tanto a su disposición subvertical que impide clarificar su actual vergencia, como a la falta de sedimentos postextensionales afectados por la falla (Cretácico superior y Terciario); además el supuesto juego alpino coincidiría con el extensional mesozoico, implicando, en este caso, una rotación de la falla durante la

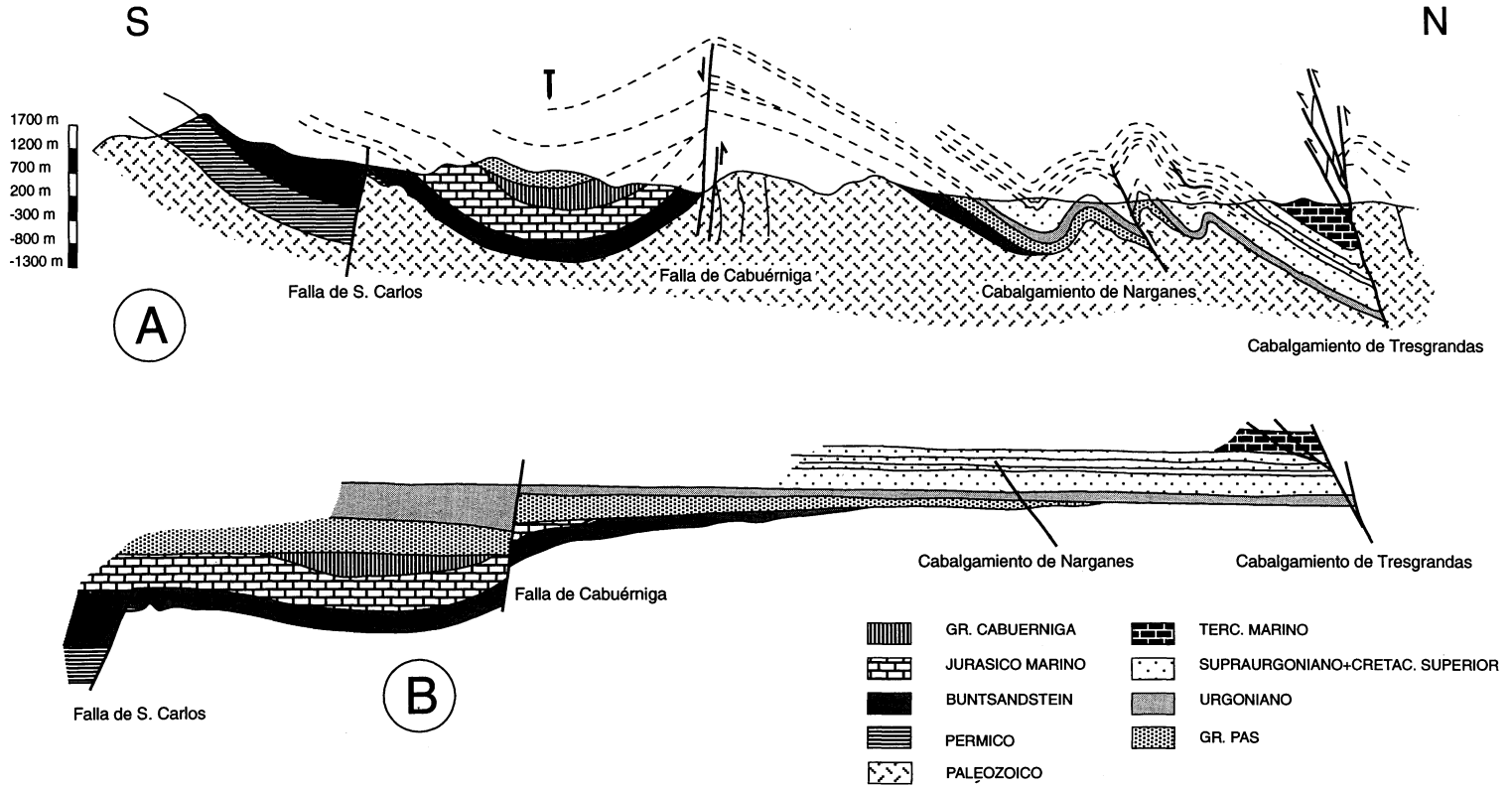


Fig. 4. A: Corte geológico I-I'. B: Restauración pre-alpina del corte I-I'.  
A: Geological cross-section I-I'. B: Pre-Alpine restoration of the cross-section I-I'.

deformación alpina. En los cortes de las figuras 4 A y 5 A se ha optado por inclinarla fuertemente hacia el sur (85°) en función de las medidas realizadas en las proximidades del Collado de Ozalba (Cantabria). Esta inclinación no descarta su actividad alpina, ya que sobre esta falla se ha nucleado el Anticlinal de Cabuérniga (Figs. 3, 4 A y 5 A). Esta geometría puede relacionarse con un tipo de inversión tectónica experimentada por fallas extensionales muy verticalizadas que requieren grandes esfuerzos para vencer su resistencia a la fractura; además, en este caso, la falla se inclina desfavorablemente respecto a la vergencia de las estructuras alpinas. Al no alcanzarse estos esfuerzos la falla no se reactiva como inversa sino que actúa como contrafuerte, plegándose la cobertera contra ella («buttressing structure»; BUTLER, 1989). Este efecto de contrafuerte sería el responsable de los fuertes buzamientos que tienen el Triásico y el Jurásico en las proximidades de la falla (Figs. 2, 4 A y 5 A).

Inmediatamente al sur de la Falla de Cabuérniga el Grupo Pas se dispone discordantemente tanto sobre el Grupo Cabuérniga como sobre el Jurásico marino (Figs. 2, 4 A y 5 A). Esta discordancia puede relacionarse con un basculamiento hacia el sur de las unidades estratigráficas anteriores al Grupo Pas, como consecuencia de la actividad extensional de la Falla de Rumaceo (Figs. 3 y 5). Dicha actividad originó probablemente la movilización de las sales del Keuper que dio lugar a pliegues de tipo halocinético de escasa continuidad lateral, como por ejemplo el Anticlinal de Renedo (Fig. 3), en cuyo núcleo llega a extruir el Keuper, y que ha sido fosilizado por el depósito del Grupo Pas (Fig. 2). Algunos de estos pliegues al presentar una orientación

adecuada fueron reapretados posteriormente durante el acortamiento alpino, como por ejemplo el Sinclinal de Tudanca (Figs. 3 y 4 A).

Al sur de este sinclinal se observa la Falla de San Carlos (Figs. 3 y 4 A) que ha controlado el espesor de las series pérmicas y triásicas y que ha sido fosilizada por el depósito del Jurásico marino. Esta fractura se introduce hacia el oeste en la Región de los Picos de Europa, cortando al imbricado de cabalgamientos hercinianos (MARQUÍNEZ, 1978).

En el corte II-II' (Fig. 5 A) además de las ya referidas Fallas de Cabuérniga y San Carlos, se observa un poco más al sur otra falla extensional fosilizada por el Jurásico, la Falla de Pantrieme. La Falla de Rumaceo, situada más al sur, experimenta variaciones de juego a lo largo de su trazado. Así, respecto del Pérmico y el Triásico, la falla mantiene su juego extensional responsable de las diferencias de espesor a ambos lados de ella y de la inexistencia de materiales pérmicos en el labio norte de la falla (Fig. 5 A). A partir de los horizontes correspondientes a los materiales del Keuper el juego de la falla es inverso, llegando a estar el Jurásico marino sobre el Grupo Pas e incluso sobre la Formación Utrillas, tal como se puede observar en la orilla norte del Embalse de Ebro (Fig. 2). La geometría de la Falla de Rumaceo puede interpretarse mediante la inversión tectónica positiva de una antigua falla extensional. Dicha inversión sería en gran parte responsable de la formación del Anticlinal de Polaciones (Figs. 3 y 5 A) y tendría el punto de no desplazamiento relativo («null point»; WILLIAMS et al., 1989) a la altura de las facies Keuper, donde resulta imposible cartografiarla (Fig. 2, área de Reinosa). Algo similar se puede observar en la Falla de Golobar (Figs. 3 y 5 A), que da



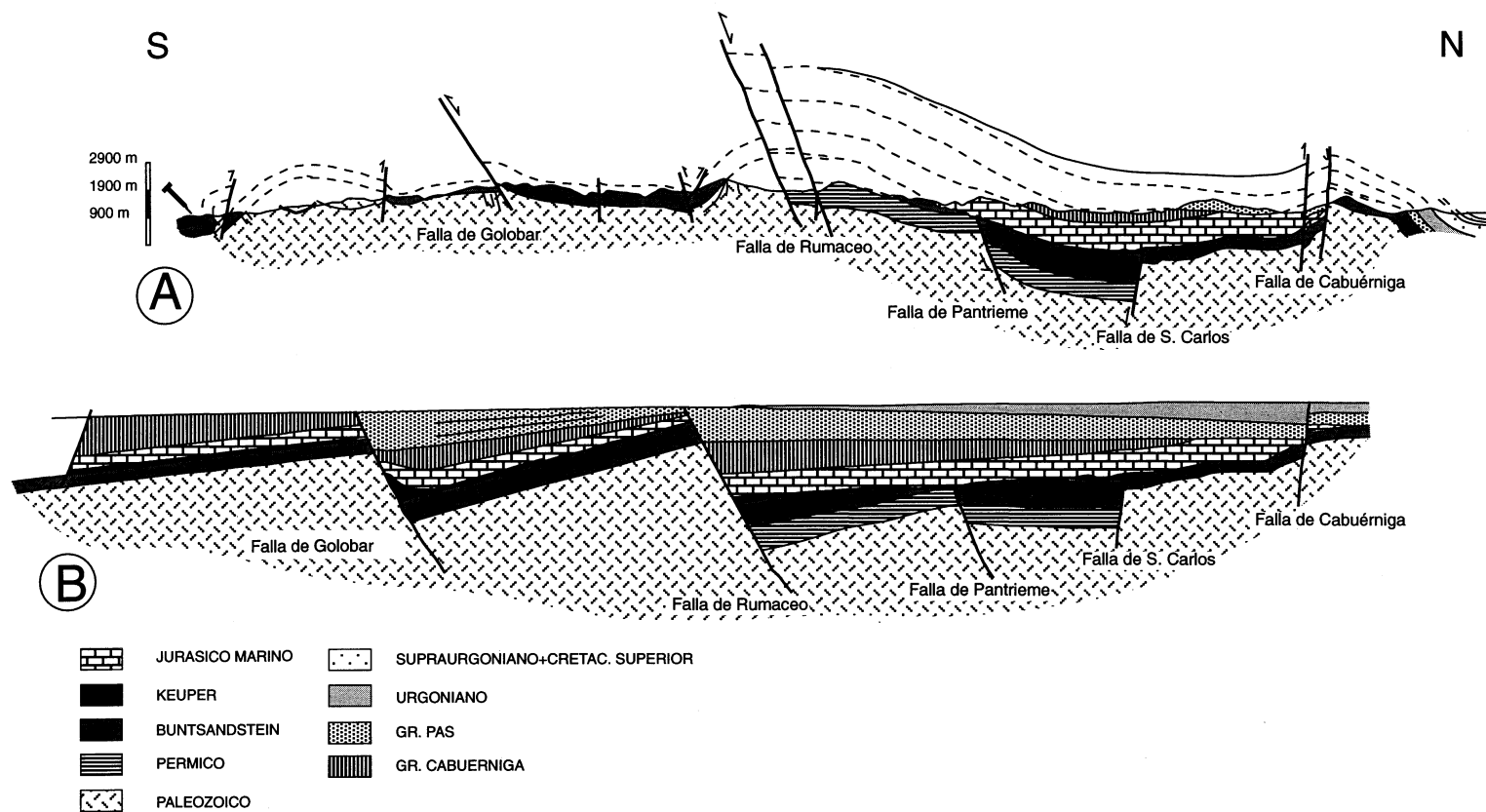


Fig. 5. A: Corte geológico II-II'. Restauración pre-alpina del corte II-II'.  
 A: Geological cross-section II-II'. B: Pre-Alpine restoration of the cross-section II-II'.

lugar a una importante variación de espesor en las facies Buntsanstein, aunque en este caso el movimiento relativo es siempre inverso ya que la inversión alpina de la antigua falla extensional ha sido completa (Figs. 2 y 5 A). Al sur de la Falla de Golobar se desarrolla el Anticlinal de Barruelo (Fig. 3) con una amplia zona de charnela subhorizontal y un flanco meridional que llega a estar ligeramente invertido y afectado por fallas inversas vergentes al sur (Figs. 2 y 5 A).

En el corte III-III' (Fig. 6 A) la mayor deformación se concentra en la Banda de Ubierna (Fig. 3), caracterizada por pliegues de rumbo NO-SE con flancos meridionales invertidos y cortados por cabalgamientos que omiten serie y que pueden llegar a cobijar un espesor importante de materiales sinorogénicos terciarios (Cabalgamiento de Santibañez de Ecla; Figs. 3 y 6 A). La Falla de Ubierna, superpone materiales jurásicos, triásicos e incluso paleozoicos sobre el Cretácico superior y el Terciario (Fig. 2). Esta falla también ha tenido un papel importante durante la sedimentación del Mesozoico, habiendo experimentado durante la Orogenia Pirenaica una inversión tectónica positiva completa (Fig. 6 A). Al norte de esta falla existen otras fallas extensionales menores que han controlado el depósito del Grupo Cabuérniga.

Para completar el cálculo del acortamiento alpino en la Banda de Ubierna se han utilizado algunos cortes de detalle. En el flanco norte del Anticlinal de Barrio de Santa María (Fig. 7) puede observarse un cabalgamiento alpino cobijado por la Falla de Ubierna, que superpone el Cretácico superior y la Formación Utrillas sobre la sucesión sinorogénica terciaria. Este cabalgamiento enraizaría al norte de la Falla

de Ubierna y sería previo a la inversión tectónica de esta. Representa un acortamiento mínimo de unos 3 Km. También en la Banda de Ubierna existen cabalgamientos menores relacionados con despegues situados en los niveles calcáreos del Cretácico superior. Uno de estos puede observarse en el flanco invertido del anticlinal de Cadéramo (Fig. 8) y suponen aproximadamente un acortamiento de 1 Km.

### **Reconstrucción paleogeográfica de las cuencas mesozoicas**

La restauración de los cortes geológicos (Figs. 4B, 5B y 6B) ha permitido conocer la geometría y la evolución temporal de las cuencas mesozoicas. En la sección restaurada II-II' (Fig. 5 B), se ha tomado como referencia la cuenca de Polientes (Fig. 3) para reconstruir la cuenca mesozoica en la zona de Alto Campoo, donde afloran únicamente materiales del Triás. La interpretación propuesta en este trabajo asume que la Falla de Río Lucio experimentaría un relevo hacia el oeste, siendo la de Golobar la que controlaría el espesor de los sedimentos wealdenses. En la zona de relevo existiría un alto sinsedimentario responsable de la no sedimentación del Grupo Pas en la Cuenca de Aguilar (GARCÍA DE CORTAZAR y PUJALTE, 1982)

En las distintas secciones restauradas pueden observarse una serie de fallas normales fuertemente inclinadas que han controlado el espesor de los sedimentos permomesozoicos. Algunas de ellas han actuado únicamente durante el depósito del Pérmico y el Triásico ya que han sido fosilizadas por el Jurásico marino (Fallas de Pantrieme y San Carlos, Fig. 5B). Otras fallas sin embargo, han continuado jugando durante la sedi-

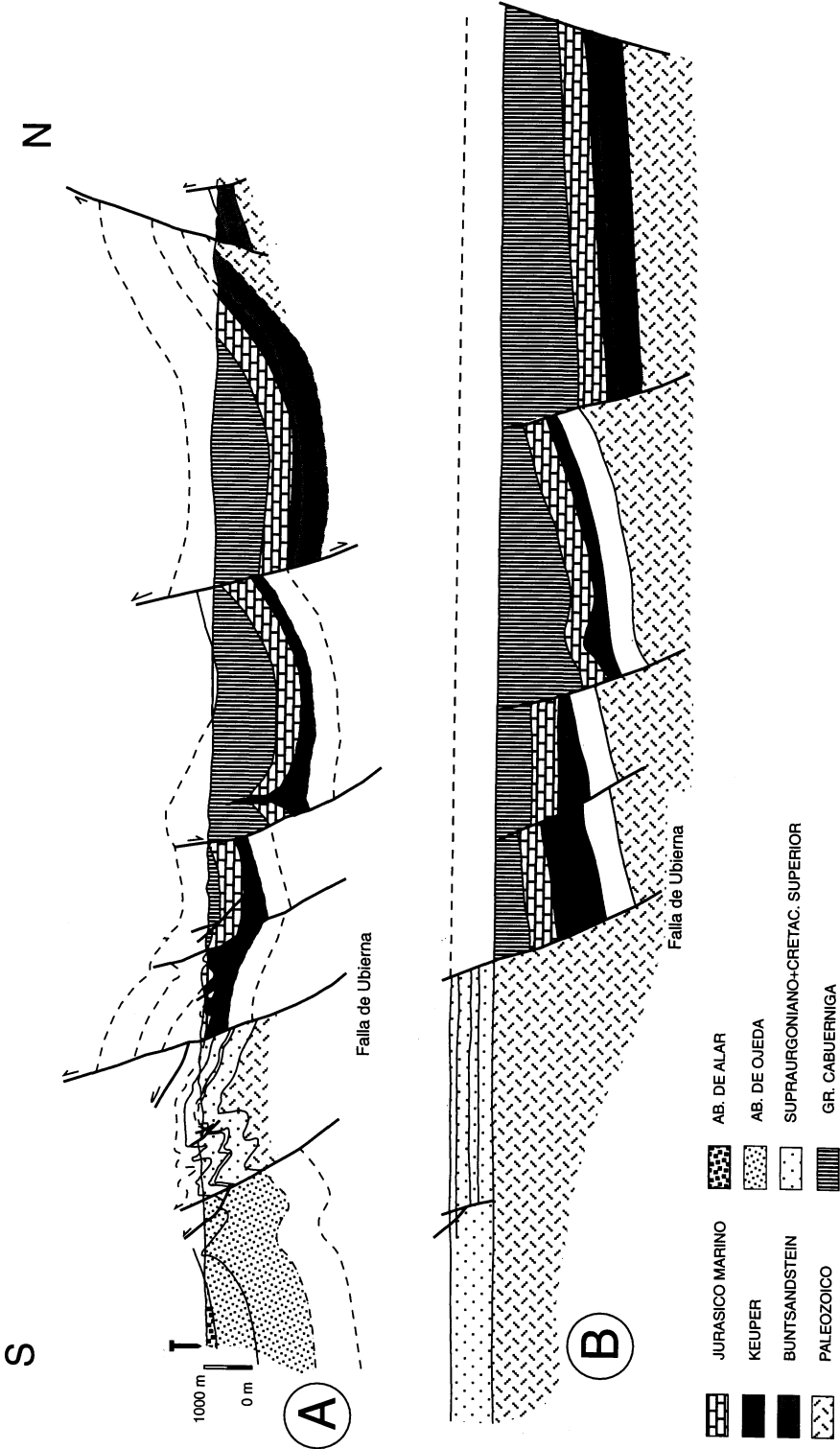


Fig. 6. A: Corte geológico III-III'. Restauración pre-alpina del corte III-III'.  
 A: Geological cross-section III-III'. B: Pre-Alpine restoration of the cross-section III-III'.

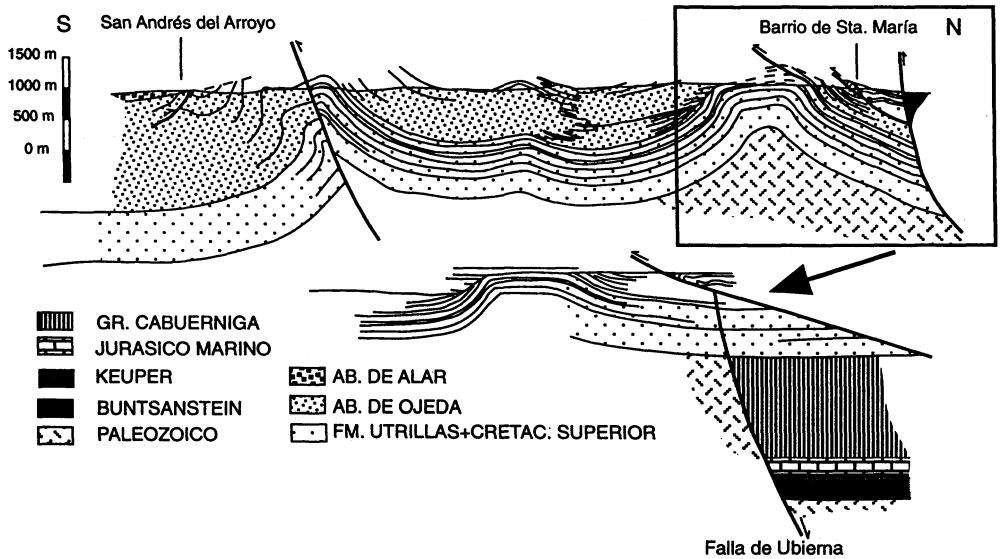


Fig. 7. Corte geológico y restauración parcial del Anticlinal de Barrio de Sta. María (Palencia). Localización en Fig. 3  
Geological cross-section and partial restoration of the Barrio de Sta. María Anticline. Location in figure 3.

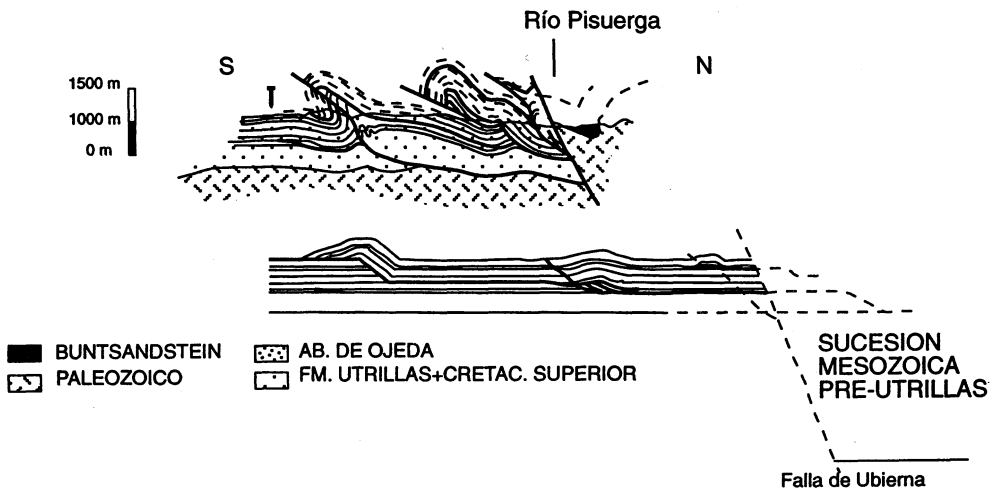


Fig. 8. Corte geológico del Anticlinal de Cadéramo y restauración parcial de los despegues involucrados en el plegamiento. Localización en figura 3  
Geological cross-section of the Cadéramo Anticline and partial restoration of small detachments related with folding. Location in figure 3.

mentación del Jurásico y Cretácico inferior. Así, la Falla de Ubierna (Fig. 6B) supone una diferencia de 2500 m de espesor entre la sucesión mesozoica situada al sur, que comienza con la Formación Utrillas, y la situada al norte, que incluye al Triásico, Jurásico y Cretácico inferior. Otras fallas de este tipo son las de Golobar (ESPINA, 1992) y Rumaceo, esta última responsable de la formación de la Cuenca de Cabuérniga (Fig. 3). El basculamiento hacia el sur de los materiales sin-extensionales como consecuencia del movimiento de la falla de Rumaceo ha originado una serie de discordancias que reflejan los distintos episodios distensivos. Por ejemplo, el Jurásico marino se apoya progresivamente hacia el norte sobre unidades estratigráficas más antiguas llegando a reposar directamente sobre el Pérmico en la Falla de Pantrieme (Figs. 2 y 5). Lo mismo le ocurre al G. Pas que se apoya discordantemente tanto sobre el G. Cabuérniga, el Jurásico marino e incluso el Trías, ya al norte de la Falla de Cabuérniga. Este basculamiento también sería responsable de que en la zona costera (Fig. 4B), el Complejo Urganiano se haya depositado directamente sobre el paleozoico.

La actividad más tardía se observa en la Falla de Cabuérniga que ejerció un importante papel sinsedimentario durante el depósito del Complejo Urganiano (GARCÍA-MONDEJAR, 1979a). Por ello se ha supuesto un basculamiento de este hacia el norte (Fig. 5 B) a partir de las observaciones realizadas por GARCÍA-MONDEJAR (1979a) más al este, donde la Fm. Utrillas llega a reposar directamente sobre el Grupo Pas inmediatamente el norte del Embalse del Ebro. Este basculamiento sería el responsable del acuñaamiento que sufren las formaciones urgonianas de norte a sur.

## Cuantificación de las deformaciones

Las secciones restauradas han permitido el cálculo tanto de la distensión acumulada durante todo el Mesozoico como del acortamiento alpino a lo largo de la transecta. Así, en la sección restaurada completa N-S del borde occidental de la cuenca Vasco-cantábrica se han obtenido unos valores mínimos de extensión horizontal de más de 6 Km, con un control del espesor de las series anteriores al Cretácico superior que oscila entre 0 m en el bloque sur de la Falla de Ubierna y 7000 m en la cuenca de Polientes. La compresión alpina que ha supuesto la inversión tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas representa un acortamiento mínimo de algo más de 20 Kms.

## CONCLUSIONES

La realización de un corte geológico norte-sur a lo largo del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica ha revelado la existencia de procesos extensionales que han controlado la sucesión permo-mesozoica mediante fallas normales inclinadas generalmente hacia el N o NE. Algunas de estas fallas han actuado durante la mayor parte del Mesozoico (Fallas de Ubierna, Golobar o Rumaceo), mientras que otras han sido fosilizadas por el Jurásico marino (Fallas de San Carlos y Pantrieme). Los procesos extensionales han supuesto diferencias de espesor de hasta 7000 m con valores de extensión horizontal a lo largo de la transecta N-S de al menos 6 Km. Posteriormente la deformación alpina ha supuesto la inversión tectónica positiva de antiguas fallas extensionales (Fallas de Ubierna, Golobar o Rumaceo), la reactivación de antiguos ca-

balgamientos hercinianos no activos durante el Mesozoico (cabalgamientos de Tresgrandas y Narganes) y la generación de nuevas fallas inversas y pliegues de rumbo E-W (Anticlinales de Cabuérniga, Polaciones y Barruelo, Sinclinales de Tudanca, Alto Campóo y Pliegues de la

Banda de Ubierna). Estas estructuras han supuesto un acortamiento aproximado de 20 Km.

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CICYT GEO91-1086 y DGICYT PB92-1013.

## BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L.; PULGAR, J. A.; GARCIA-RAMOS, J. C. and BARBA, P. (in Litt.).- Tertiary Basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Tertiary Basins of Spain*. Friend, P. and Dabrió, C. (Eds.) Cambridge University Press.
- BOILLLOT, G. and MALOD, J. (1988).- The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (3-4), p. 295-316.
- BUTLER, R. W. H. (1989).- The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. In: Cooper, M. A. and Williams, G. D. (Eds.): *Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication*, 44, pp. 105-122.
- DHAM, H. (1957).- Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien). Tesis Univ. Bonn. *Beih. Geol. Jb.*, 44, 13-54.
- ESPINA, R. G. (1992).- La estructura del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el área de Campóo (Cantabria-Palencia). *Actas de las Sesiones Científicas del III Congreso Geológico de España*. Tomo 1, pp. 294-298.
- GARCIA DE CORTAZAR, A. y PUJALTE, V. (1982).- Litoestratigrafía y Facies del Grupo Cabuérniga (Malm-Valanginiense Inferior?) al S de Cantabria-NE de Palencia. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 5-21.
- GARCIA-MONDEJAR, J. (1979a).- El Complejo Urgoniano del sur de Santander. Tesis Doctoral. Universidad de Bilbao, 673 p.
- GARCIA-MONDEJAR, J. (1989).- Strike-Slip Subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of Northern Spain and Its Relationship to Aptian-Albian Opening of Bay of Biscay. In: Tankard, A.J. and Balkwill, H.R. (eds.): *Extensional tectonics a Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, AAPG Mem., 46, 395-409.
- HEREDIA, N.; ROBADOR, J.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y MARQUINEZ GARCIA, J. (1990).- Mapa Geológico-Minero de Cantabria E. 1:100.000. ITGE.
- HINES, F. M. (1985).- Sedimentation and Tectonics in North-West Santander. In: Milá, M.D. and Rosell, J. (Eds.): *6th European Regional Meeting, Excursion Guidebook*. Institut d'Estudis Ilerdencs.
- JULIVERT, M. (1971b).- Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera or north-west Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270, 1-29.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas. *Geol. Fors.*, 6, 78-92.
- MARQUINEZ, J. (1978).- Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 295-315.
- PUJALTE, V. (1976).- Posibilidad de una nueva subdivisión estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la provincia de Santander. *Bol. Geol. Minero*, LXXXVII-II, 101-118.
- RAT, P. (1959).- Les pays crétacés basque-cantabriques (Espagne). *Publ. Univ. Dijon*, 18, 525 pp.
- SUPPE, J. and MEDWEDEFF, D. A. (1984).- Fault-propagation folding. *Geol. Soc. Am. 1984 Ann. Mtg. Prog. with Abs.* 16, 670 pp.
- TOSAL, J. M. (1968).- Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Breviora Geol. Astúrica*, año XII (1968), número 1.
- WILLIAMS, G. D., POWELL, C. M., COOPER, M. A. (1989).- Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, M. A. and Williams, G. D. (Eds.): *Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication*, 44, pp. 3-15.

Recibido: 29-III-94  
Aceptado: 10-VII-94