

continuity, Italy drifted apart through west-dipping detachments (Lavecchia, 1988), leading to denudation of oceanic crust and peridotites in the Tyrrhenian (Kastens *et al.*, 1988). Meanwhile, the eastern Mediterranean underwent a slower subduction rate, which resulted in a roll-back/sinking of the subducted slab allowing the opening of the Aegean back-arc basin, and the extensional disruption of western Turkey (Angelier *et al.*, 1982; Lister *et al.*, 1984). This extension has been interpreted in terms of low-angle detachments, ultimately leading to the unroofing of metamorphic core complexes and emplacement of volcanics (Lister *et al.*, 1984).

References

Angelier, J.; Lyberis, N.; Le Pichon, X, Barrier, E., and Huchon, P. (1982): *Tectonophysics*, 86, 159-196.

Araña, V.; and Vegas, R. (1974): *Tectonophysics*, 24, 197-211.
 Balanya, J. C. and Garcia Dueñas, V. (1986): *Geogaceta*, 1, 19-21.
 Bellon, H. and Brousse, R. (1977): *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 19, 469-480.
 Berry, M. J. and Knoppof, L. (1967): *Jour. Geoph. Res.*, 72, 3.613-3.626.
 Burrus, J. (1984): *Mar. Geol.*, 55, 247-269.
 Dañobeitia, J. J.; Alonso, B., and Maldonado, A. (1990): *Mar. Geol.*, 95., 265-287.
 Dewey, J. F. Pitman, W. C., Ryan W. B. F. (1973): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3.137-3.180.
 Doblás, M. and Oyarzun, R. (1989 a): *Geology*, 17, 430-433.
 Doblás, M. and Oyarzun, R. (1989 b): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, 76-84.
 Doblás, M. and Oyarzun, R. (1990): *Mar. Geol.*, 94, 155-163.
 García Dueñas, V.; Martínez Martínez, J. M.; Navarro-Villa, F. (1986): *Geogaceta*, 1, 17-19.

Gealy, W. K. (1988): *Tectonophysics*, 155, 285-306.
 Kastens, K., *et al.* (1988): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1.140-1.156.
 Lavecchia, G. (1988): *Tectonophysics*, 147, 263-296.
 Lister, G. S.; Banga, G. and Feenstra, A. (1984): *Geology*, 12, 221-225.
 Lort, J. M. (1977), IN, *The ocean basins and margins*, volume 4 A, The eastern Mediterranean, Plenum Press (Edit.), 151-214.
 Moullade, M. (1977), IN, *The oceans basins and margins*, volume 4 B, The western Mediterranean, Plenum Press (Edit.), 67-148.
 Platt, J. P. and Vissers, R. L. M. (1989): *Geology*, 17, 540-543.
 Torne, M. and Banda, E. (1988), *II Congr. Geol. Esp. Granada*, 2, 231-234.
 Vegas, R. (1988), in Fifth EGT Workshop.
 Vegas, R. (in press): The Iberian Peninsula, Estoril, 77-89. *Tectonophysics*.

Recibido el 31 de enero de 1991
 Aceptado el 1 de marzo de 1991

La ventana tectónica de Morcín (Unidad estructural del Aramo, zona cantábrica, Asturias)

The Morcin tectonic window (Aramo structural Unit. Cantabrian Zone, Asturias)

J. A. Ortiz Elrio (*), C. Luque (*) y M. Gutiérrez Claverol (**)

(*) Servicio de Geología. HUNOSA. Ujo (Asturias)
 (**) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo

ABSTRACT

The existence of a tectonic window in the northern area of the Aramo-Morcín anticlinorium is demonstrated. The thrust sheet is formed of an early Devonian detritical and calcareous succession called the Raneces Group, whereas the autochthon is made up by a Carboniferous succession of shales and sandstones belonging to the Riosa Unit (upper Westphalian). The occurrence of such a window can be interpreted as the result of superposed folding related to front and lateral ramps and allows the interpretation for this area of a shallower basal thrust plane than the one previously proposed.

Key words: Tectonic window. Thrusts. Superposed folding. Ramps. Cantabrian Zone

Geogaceta, 10 (1991), 112-115.

Introducción

La zona objeto de estudio forma parte de la Unidad del Aramo (fig. 1A), estructura alóctona compleja constituida por materiales del Devónico y Carbonífero fuertemente plegados siguiendo la directriz del Arco o Rodilla Astur. Esta unidad cabalga so-

bre la Cuenca Carbonífera Central de Asturias, que la limita hacia el E. Tanto la estructura interna como el frente de cabalgamiento presentan un fuerte arqueamiento, con inflexiones muy marcadas, consecuencia de un plegamiento transversal de gran radio de curvatura.

La transmisión oral, así como algu-

nos informes mineros antiguos, ya sugerían la posible existencia de carbón en la región comprendida entre Riosa y Trubia, es decir, fuera de la propia Cuenca Carbonífera Central. En base a estos hechos se procedió a un reconocimiento detallado de la zona, centrándose la investigación en la zona que parecía reunir las condiciones idó-

neas, la parte norte del anticlinorio de Aramo-Morcín, y concretamente en el vasto antiforme del Devónico inferior, ya que con una simple visualización cartográfica (fig. 1B), se observan figuras fungiformes de interferencia de pliegues, representativas del tipo 2 de Ramsay (Julivert y Marcos, 1973).

Los trabajos geológicos sobre esta zona no son copiosos, sobresaliendo los de Almela *et al.* (1956). Llopis Lladó (1960) y Pello (1976), que definen los principales rasgos geológicos y tectónicos, así como los de Pol (1976) y Vera (1988), que se centran en aspectos estratigráficos y sedimentológicos del Devónico.

Consideraciones estratigráficas

Los materiales más antiguos que afloran en esta Unidad corresponden al denominada Grupo Rañeces (Vera, 1988). Se trata de una sucesión, con amplia extensión de afloramiento, caracterizada, a diferencia de lo que

ocurre en otras áreas vecinas, por un neto predominio de materiales terrígenos sobre los carbonatados. El carácter comprensivo que muestra aquí el Devónico no permite diferenciar las cuatro unidades litoestratigráficas que se encuentran en regiones próximas.

Fundamentalmente, la serie está constituida por areniscas, cuarcarenitas y lutitas, con intercalaciones de dolomías, margas dolomíticas y calizas (Poll, 1976 y Vera, 1988), siendo los niveles carbonatados más abundantes hacia el techo. Son frecuentes los contactos mecanizados.

Al sur de la localidad de La Piñera (unos 12 kms al SW de Oviedo), donde se centraron las observaciones, la sucesión está compuesta por una alternancia de areniscas dolomíticas de grano fino (algunos granos de cuarzo se encuentran eolizados), margas, arenas y lutitas, seguida de un nivel de dolomía, areniscas dolomíticas y silíceas, similares a las precedentes, y pizarras. Asimismo, se encuentra una caliza bioclástica muy característica,

con un espesor de más de metros, que es el mejor nivel de referencia cartográfico de la zona, coronado por cuarcitas y areniscas, también de grano fino, con estratificaciones cruzadas.

La ausencia de restos fósiles clasificables no permite afinar la edad de estos materiales que, junto con la incertidumbre de su espesor real y límites estratigráficos, es un problema aún por resolver. Sin embargo, no debe diferir mucho del Gedinense-Emsiense superior, edad atribuida a este grupo litoestratigráfico en zonas cercanas, en las que es mejor conocido.

En la ladera septentrional del arroyo de La Colina, en el valle de Cortiniella (fig. 2), afloran areniscas, pizarras y nivelillos carbonosos, que muestran unos rasgos petrográficos dispares a los de la serie devónica. Las areniscas, que constituyen la litología aflorante más frecuente, poseen unas características texturales y de composición similares a las de algunos niveles de la Formación Canales

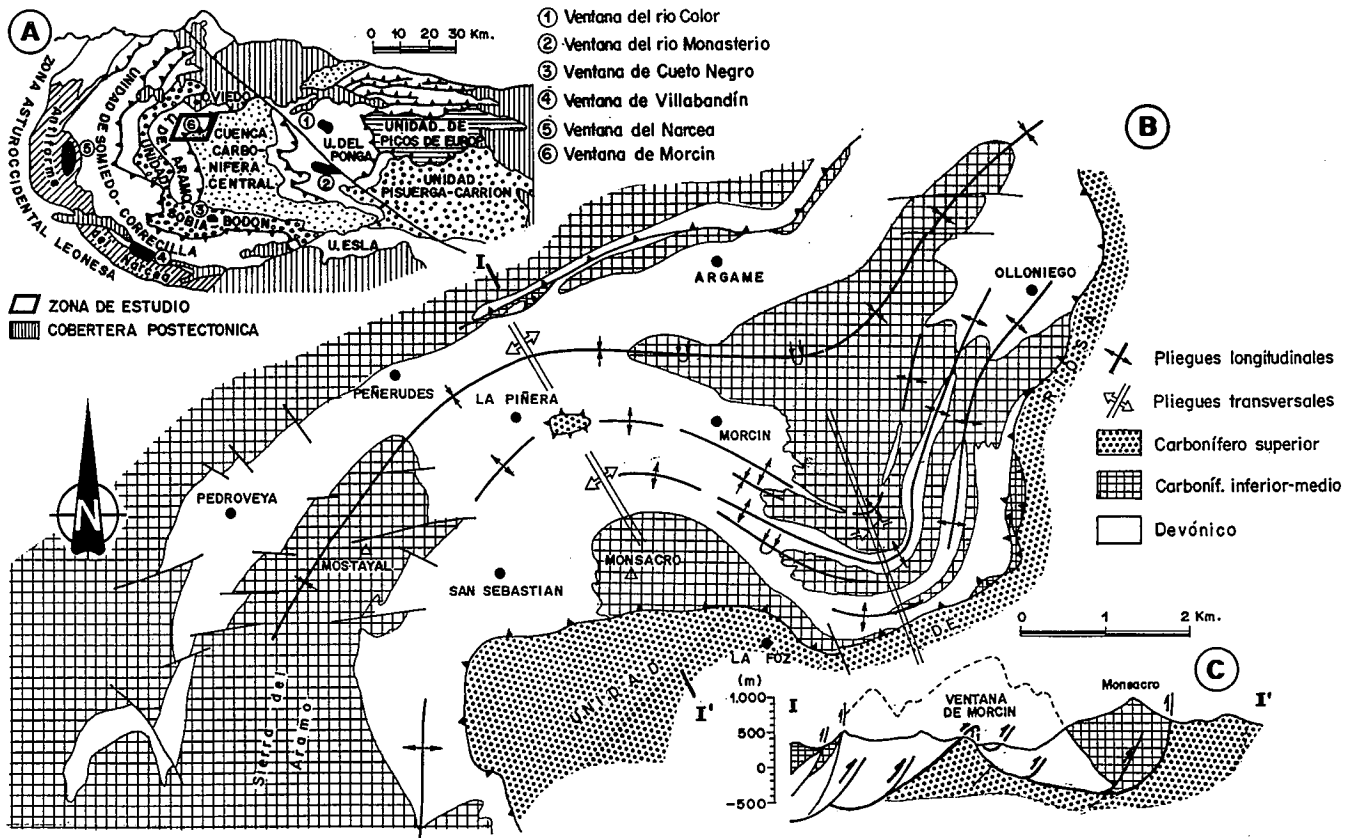


Fig. 1.—A) Situación tectónica de la zona estudiada. B) Esquema estructural de la región septentrional de la Unidad del Aramo (basado fundamentalmente en Caride *et al.*, 1975 y Pello, 1976). C) Corte geológico idealizado a través del anticlinorio de Aramo-Morcín.

Fig. 1.—A) Tectonic situation of the select area. B) Structural sketch of northern Aramo Unit (revised from Caride *et al.*, 1975 and Pello, 1976). C) Idealized geologic section through the Aramo-Morcín anticlinorium.

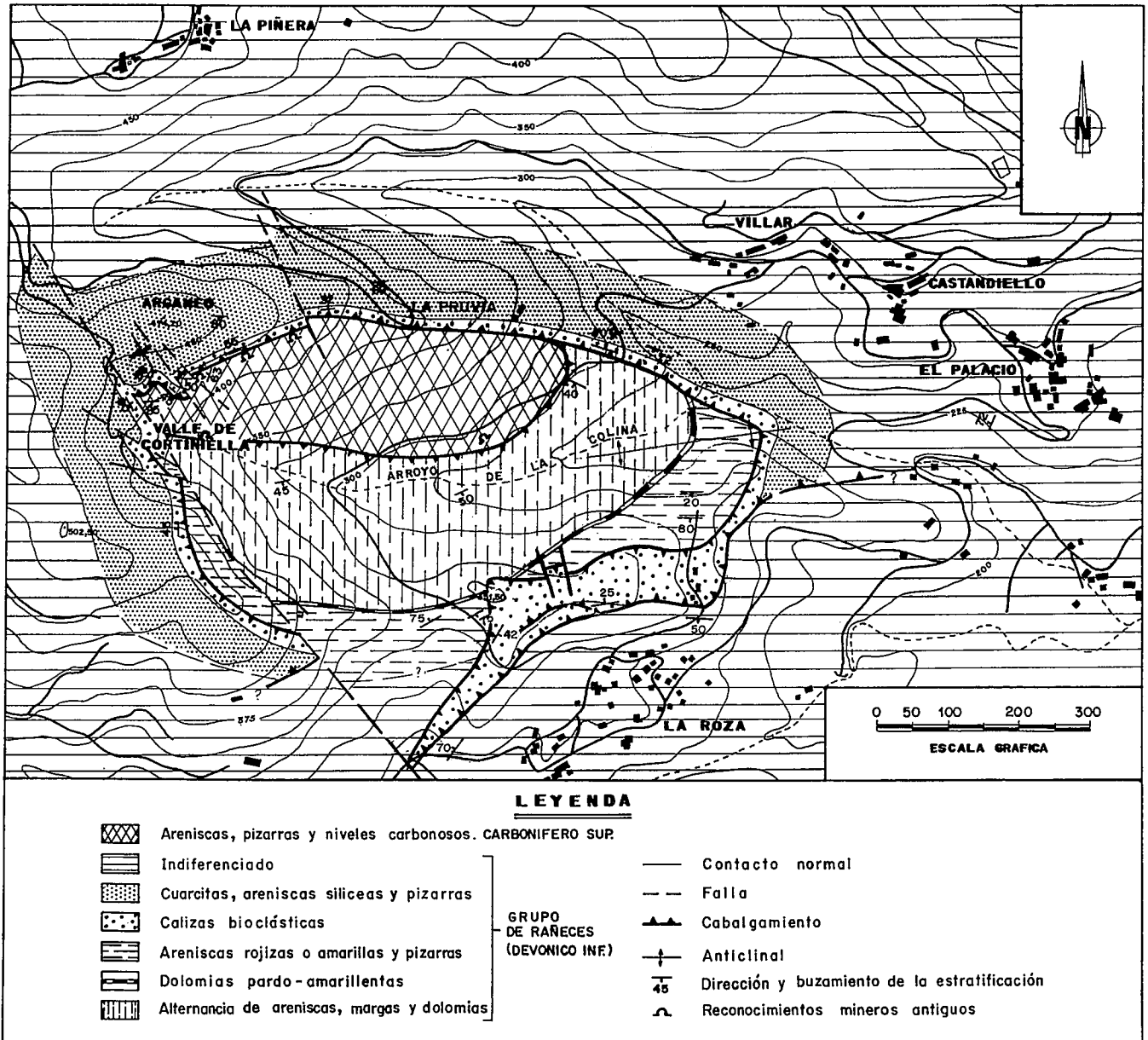


Fig. 2.—Mapa geológico de la ventana de Morcín.

Fig. 2.—Geological map of the Morcin tectonic window.

(Pello, 1976) de la Unidad de Riosa. Presentan color grisáceo y granulometría media a gruesa, a veces microconglomerática, con abundantes gránulos carbonosos de fragmentos de roca y feldespáticos. Aunque no se puede precisar su posición estratigráfica concreta, recuerdan a las areniscas situadas a muro de la capa 14 de la susodicha formación. Las pizarras son grises oscuras, arcillosas, y contienen abundantes restos vegetales, tan alterados que desafortunadamente impide su clasificación. También se ha reconocido un delgado nivel de carbón de 2-3 cms de potencia (aunque se han

mencionado otros de varios centímetros).

Los caracteres anteriores permiten considerar a esta serie como perteneciente al Carbonífero de la Unidad de Riosa (Cuenca Carbonífera Central) y, por tanto, su edad alcanzaría el Westfaliense C superior.

Características estructurales

En la fig. 2 puede observarse la disposición ovalada, en sentido E-W que dibujan los materiales del Grupo Rañeces y muy concretamente el nivel

de calizas bioclásticas. Dentro de esta estructura dómica alforan, formando una figura geométrica más o menos elíptica (con ejes de dimensiones de 700 y 200 m), las areniscas y pizarras atribuidas al Carbonífero superior.

El contacto septentrional se verifica con la caliza devónica que es perfectamente seguible sobre el terreno, ya que a su muro se encuentran señales de horadamiento producidas por las abundantes labores mineras de reconocimiento (galerías, hundimientos) que lo jalonan. En la zona de contacto se ha desarrollado una apreciable deformación cataclástica, y se inclina al-

rededor de 55° hacia el N, observándose diferencias, tanto en dirección como en buzamiento, con la serie carbonífera infrayacente. Por el contrario, el contacto Devónico-Carbonífero en el resto del ojal se matiza con mayor dificultad debido a un recubrimiento coluvionar, aunque se puede cartografiar con bastante aproximación.

Las observaciones precedentes conducen a interpretar esta estructura como una ventana tectónica, en la que la erosión ha permitido aflorar el autóctono del cabalgamiento del Aramo, formado por materiales correspondientes a la prolongación septentrional de la Cuenca Carbonífera Central. Posee un carácter disimétrico, puesto que en su parte meridional se desarrolla una escama (Escama de La Roza), donde cabalga el nivel calcáreo, aquí muy potente, sobre areniscas dolomíticas y silíceas, arenas y margas del Devónico (figs. 2 y 3).

En el borde NW de la ventana se localizan un conjunto de pequeños pliegues, de plano axial subvertical, formando sus trazas axiales ángulos altos con el frente de cabalgamiento (fig. 2), compatibles con los que curvan el frente del Aramo en la zona de La Foz. Características similares han sido puestas de manifiesto, asimismo, en otras ventanas de la Zona Cantábrica (Julivert, 1967; Martínez Alvarez *et al.*, 1968; Marcos, 1968).

Con posterioridad a los despegues se produce un conjunto de fallas que presentan un trazado NW-SE, subparalelas al sistema transversal y que probablemente representan una respuesta al apretamiento que ocasiona la acusada flexión que se observa en el arco (con orientación N-S, en la Sierra del Aramo y E-W, en el Monsacro).

La existencia de esta ventana permite deducir el valor del desplazamiento de esta unidad alóctona que, medido sobre el mapa, puede ser cifrado en 3 kms, pero si se tiene en cuenta la amplitud de la lámina cabalgante, puede sobrepasar los 8 kms, algo inferior al estimado en las otras ventanas de la zona.

Discusión

El descubrimiento de esta nueva ventana tectónica obliga a revisar la

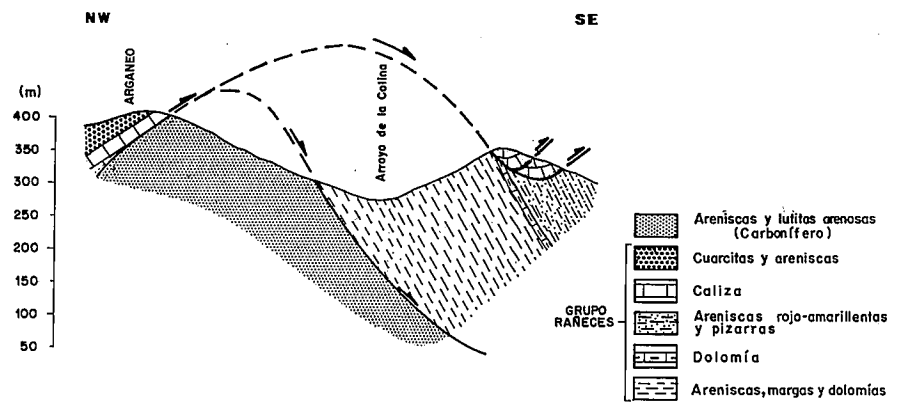


Fig. 3.—Corte geológico a través de la ventana.

Fig. 3.—Geological section across the tectonic window.

interpretación estructural que se hacía de esta unidad alóctona, en la que se verticalizaba en exceso el trazado del cabalgamiento basal. La ventana evidencia una horizontalización en profundidad de las superficies cabalgantes, que además se compatibiliza mejor con la presencia de frecuentes pliegues en esta unidad. El nivel de despegue asciende desde el Devónico inferior hasta el Carbonífero inferior.

La estructura que da lugar a la ventana, y a la que debe su forma cartográfica, es el resultado de la interferencia de un pliegue longitudinal al arco E-W y vergencia al S, con otros transversales de orientación NW-SE (fig. 1B). De todas maneras, parece evidente que la presencia de rampas frontales (zona del Monsacro) y laterales (terminaciones bruscas de los pliegues del denominado sistema longitudinal) hayan podido favorecer el plegamiento y consecuentemente el desarrollo de la misma.

Teniendo en cuenta la existencia de la escama de La Roza, así como la gran superficie aflorante de los materiales devónicos y los frecuentes contactos mecánicos que se encuentran en ellos, no parece ilógico admitir el que existan otras escamas en el alóctono, pero los múltiples interrogantes estratigráficos que aún presenta esta sucesión hacen muy difícil precisarlas. En la fig. 1C se ha interpretado la estructura general como un sistema imbricado, con algunas escamas no aflorantes que justificarían la presencia de los pliegues aludidos.

Las características geométricas de la ventana de Morcín son muy simila-

res a las de otras ventanas conocidas en la región, tales como las de río Color y río Monasterio (Julivert, 1967), en el manto del Ponga, la de Cueto Negro (Martínez Alvarez *et al.*, 1968 y Marcos, 1968), en la unidad de La Sobia-Bodón, y la de Villabandin (Pérez-Estaún, 1971), en el antiformal del Narcea.

Referencias

- Almela, A., García Fuente, S. y Ríos, J. M. (1956): Hoja nº 52 (Proaza, Asturias): *Inst. Geol. Min. Esp.* 264, 77 pp.
- Caride, C.; Gervilla, M.; Ortuño, G. y Vellando, F. (1975): Hoja 53 (13-5) «Mieres»: *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- Julivert, M. (1967): *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 1, 1-26, Oviedo.
- Julivert, M. (1967): *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 1, 59-76, Oviedo.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973): *Am. J. Sc.* 273, 353-375.
- Llopis Lladó, N. (1960): *Brev. Geol. Astur.*, nº 3-4, 3-132, Oviedo.
- Marcos, A. (1968): *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 2, 59-87, Oviedo.
- Martínez Alvarez, J. A.; Carpio, V.; Gutiérrez Claverol, M. Marcos, A. y Vargas, I. (1968): *Acta Geol. Hisp.* III (2), 25-28, Barcelona.
- Pello, J. (1976): Hoja 52 (12-5) «Proaza». *Inst. Geol. Min. Esp.* 53 pp., Madrid.
- Pérez-Estaún, A. (1971): *Brev. Geol. Astur.*, XV (1), 7-13, Oviedo.
- Pol. C. (1976): *Tesis de Licenciatura*, Univ. de Oviedo (inérita).
- Vera, C. (1988): *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo (inérita).

Recibido el 21 de enero de 1991
Aceptado el 1 de marzo de 1991