



La estructura del Antiforme del Narcea

The Narcea Antiform structure

GUTIERREZ ALONSO, G., VILLAR ALONSO, P., MARTIN PARRA, L. M.

El núcleo Precámbrico del Antiforme del Narcea ha sido considerado tradicionalmente como el límite entre la Zona Cantábrica (ZC) y la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL). El análisis detallado de la estructuras y de la deformación interna que afectan a estas rocas, permite afirmar que el límite entre la ZC y la ZAOL se sitúa en un frente de zona de cizalla, denominado Cabalgamiento del Narcea. Este accidente separa dos dominios, dentro de las rocas precámbricas. Al O. del Cabalgamiento del Narcea, existe una o más foliaciones y un grado metamórfico que alcanza la isograda de la biotita. Al E. sin embargo, la foliación está prácticamente ausente y la estructura está formada por dos secuencias de cabalgamientos con varias escamas y un grado metamórfico sensiblemente menor.

Palabras clave: cabalgamientos, Antiforme del Narcea, Hercínico, España.

The precambrian core of the Narcea Antiform has been classically considered as the limit between the Cantabrian Zone (ZC) and the Westasturian Leonese Zone (ZAOL). The detailed study of the structures and strain of these rocks locates this limit in the front of a shear band named Narcea thrust.

This accident separates two domains, inside the precambrian rocks, with different structural styles. In the west, the metamorphic grade reaches biotites and there are one or more foliations. To the east no generalised foliation is recognised, the metamorphic grade is lower, and the structure is formed by two thrust sequences.

Key words: thrust, Narcea Antiform, Hercynian, Spain.

INTRODUCCION

El Antiforme del Narcea (JULIVERT, 1971; MARCOS, 1975) (Fig. 1) es una estructura en cuyo núcleo afloran rocas atribuidas al Precámbrico (LOTZE, 1956).

En ambos flancos del Antiforme, separados por una discordancia (LOTZE, 1956; DE SITTER, 1961; MATTE, 1967; MARCOS, 1973), se encuentra una serie de edad Cámbrico inferior y medio, con características estratigráficas muy similares, aunque el resto de la sucesión Paleozoica presenta diferencias en cuanto a facies y espesor en uno y otro flanco.

Estructuralmente, los dos flancos del Antiforme son totalmente distintos, en cuanto al estilo de la deformación, por lo que tradicionalmente (LOTZE, 1956; JULIVERT *et al.*, 1972) se ha considerado el núcleo Precámbrico del Antiforme como el límite entre la ZC y la ZAOL.

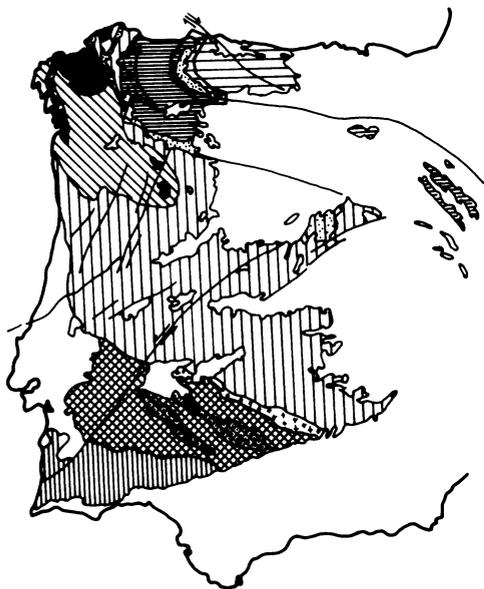


Fig. 1. Situación del área del estudio en el Macizo Hercínico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARIAS *et al.* (1987).

ESTRATIGRAFIA

Las rocas precámbricas del Narcea constituyen una serie detrítica-pelítico-arenosa, con abundantes intercalaciones volcánicas (porfiroides) en algunos sectores del Antiforme.

La mayoría de las rocas detríticas son de granulometría fina: lutitas y limolitas, de tonos grises y verdosos. Suelen presentar laminaciones de areniscas de grano fino y distribución irregular.

Las rocas de tamaño de grano más grueso son microconglomerados y areniscas de grano medio, grueso y muy grueso, en general de colores claros. Las areniscas se clasifican como sublitarenitas, subarcosas, litarenitas feldespáticas y arcosas líticas sin encontrarse una distribución especial de los distintos tipos.

Los componentes más abundantes en estas rocas son cuarzo, plagioclasa y micas, fundamentalmente mica blanca, sericita y clorita. Los fragmentos de roca también son abundantes, destacando los de rocas volcánicas y metamórficas.

En gran número de muestras es observable la presencia de cemento carbonatado.

En las zonas con menor deformación se observan estructuras sedimentarias como granoclasificación, superficies de reactivación, ripples de corriente, «convoluted beds», huellas de carga, «flute cast», «crescent cast» y canales, etc.

Según ENRILE *et al.* (1987) los materiales Precámbricos poseen características de abanico submarino, con facies C y D (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1975) de subtipos C₁ y D₃ correspondientes a secuencias de BOUMA Ta/c/e, Tabc/e, Ta-C y Te, cuya asociación podría ser explicada como progradación de lóbulos deposicionales sobre depósitos interlóbulo.

Las paleocorrientes, medidas en la rama Sur del Antiforme, muestran un claro componente direccional NNO-SSE, con sentidos que parecen ser hacia el N (ENRILE *et al.*, 1987).

ROCAS VOLCANICAS

Es conocida, desde hace tiempo, la gran cantidad de rocas de origen volcánico intercaladas entre los materiales Precámbricos (BARROIS, 1882; SUAREZ, 1967; SUAREZ DEL RIO y SUAREZ, 1976; GONZALEZ MENENDEZ, 1978).

En estas rocas volcánicas, denominadas genéricamente con el término «porfiroides», se han incluido rocas volcanodetríticas, volcánicas s. s. tanto efusivas como volcánicas someras y, en ocasiones, granitoides.

La distribución de las rocas volcánicas no es homogénea, ya que, aunque aparecen en todo el antiforme, son mucho más abundantes en el sector noroccidental.

Petrográficamente, pueden distinguirse en las rocas volcánicas dos grupos extremos con todos los términos intermedios entre ellos.

El primer grupo tiene fenocristales de cuarzo y plagioclasa albitica de unos 2 mm, en una matriz fundamentalmente cuarzo-feldespatita de grano fino. También aparecen ocasionalmente fenocristales de feldespatita potásico.

Los fenocristales de plagioclasa son subidiomorfos con los bordes corroídos y los de cuarzo presentan abundantes golfos de corrosión.

Este grupo, el más abundante, representaría el término más ácido de la serie, equivalente a riolitas.

El otro grupo, que no tiene fenocristales de cuarzo, está compuesto por fenocristales de plagioclasas (An_{20-30}) y anfíbol, en una matriz cuarzofeldespatita con abundantes micas. Los fenocristales de anfíbol son siempre hornblenda verde, mientras que en la matriz se encuentran acículas de tremolita-actinolita.

Este grupo representaría el término básico equivalente a andesitas.

Las rocas volcánicas se encuentran intercaladas en la serie detrítica, pasando gradualmente a microconglomerados y arenis-

cas con textura claramente detrítica y abundantes fragmentos volcánicos.

ORTONEIS DE POLA DE ALLANDE

Este ortoneis, que en ocasiones ha sido asimilado a los profiroides, se encuentra situado al O. del Antiforme en dos cuerpos alargados en la dirección de las estructuras. Está encajado en la serie Precámbrica en la zona donde son más abundantes los porfiroides.

El ortoneis ha sido estudiado por varios autores (SCHULTZ, 1858; BARROIS, 1882; SUAREZ, 1967; CORRETGE, 1969 y GONZALEZ MENENDEZ, 1978) coincidiendo todos ellos en clasificarlos como dioritas y cuarzo-dioritas con texturas neísicas y miloníticas.

En el campo presenta un aspecto granudo, con diversos grados de deformación, marcada por una foliación claramente visible. El tamaño de grano es de fino a medio y, en ocasiones, tiene textura porfídica con fenocristales idiomorfos de plagioclasa de hasta 3 cm. Es relativamente frecuente la presencia de enclaves microgranudos de carácter tonalítico.

La roca está constituida por plagioclasa (An_{30}), cuarzo, hornblenda, biotita, clorita y, en cantidades menores, feldespatita potásico, moscovita, ilmenita, allanita, circón, rutilo, apatito y epidota. Normalmente tiene textura neísica con una foliación marcada por las micas y cristales aciculares de anfíbol tremolítico.

PROBLEMATICA DE LA SUCESION

Se han propuesto varias series para estas rocas precámbricas, sin que en ningún momento se hayan definido de manera formal.

Los primeros trabajos consideran todas las rocas precámbricas como una sola Formación: Pizarras de Narcea (LOTZE, 1956) o Pizarras de Mora (DE SITTER, 1962).

Posteriormente, PARGA y VEGAS (1971) establecen cuatro formaciones, PASTOR GOMEZ (1969) tres y PEREZ ESTAUN y MARTINEZ (1978) otras tres en la zona de Cangas del Narcea.

Todos estos trabajos no tienen en cuenta la intensa tectonización existente en la ZAOL y la gran cantidad de escamas que multiplican la serie en la ZC.

MARTIN PARRA (en prensa), opina para un sector de la rama S., que no es posible establecer unidades litoestratigráficas dentro de la serie Precámbrica, debido a la tectonización intensa y a la homogeneidad de la sucesión, hecho que durante la realización de este trabajo se ha confirmado para todo el Precámbrico del Antiforme.

Desde este punto de vista, sólo puede afirmarse que hay un claro incremento de los términos volcánicos desde la ZC a las partes más occidentales de la ZAOL, con máximos situados en Pola de Allande y Cudillero.

Otro tipo de problema lo representan los ortoneises de Pola de Allande.

Debido a la intensa deformación interna que afecta a las rocas en esta zona y a la mecanización de los contactos, no ha sido posible observar criterios de intrusión del protolito del ortoneis en la Serie Precámbrica encajante. De aquí se plantea la posibilidad de que el ortoneis constituya parte de un zócalo sobre el que se depositan las rocas detríticas y volcánicas Precámbricas.

No obstante, la geometría de los cuerpos ortoneísicos, que son láminas plegadas intercaladas en la serie, apoya la posibilidad de que sean cuerpos cuarzodioríticos intruidos en una época prehercínica no determinada.

TECTONICA

Aparte del evento tectónico representado por la discordancia Precámbrico-Cámbrico, las rocas del Antiforme del Narcea han

sufrido una compleja secuencia de deformaciones durante los tiempos hercínicos.

La estructura correspondiente a la deformación Precámbrica, fue esbozada por LOTZE (1956), que la asigna a movimientos asínticos correspondientes a movimientos marginales de dicha orogenia.

PEREZ ESTAUN (1973), concreta el estilo de esta deformación en pliegues asimétricos, con un flanco vertical o invertido, basándose en el elevado ángulo de la discordancia en algunas zonas y en la presencia de pliegues «facing down» (SHACKELTON, 1958).

DEFORMACIONES HERCINICAS

Las características y naturaleza de las deformaciones hercínicas, dentro de las rocas Precámbricas, son muy distintas en el flanco occidental y meridional del Antiforme de las del oriental y septentrional.

En el flanco correspondiente a la ZAOL, la deformación se produce con desarrollo generalizado de esquistosidades, mientras que, en el flanco de la ZC, éstas están prácticamente ausentes.

Deformación en la ZAOL:

En el área occidental del Antiforme se observan estructuras atribuibles a dos fases de deformación.

La primera fase de deformación (D_1), se manifiesta en forma de foliación primaria generalizada (S_1), que presenta distintas características dependiendo de los tipos rocosos a los que afecte y de la transposición que haya sufrido posteriormente.

En las rocas de granulometría gruesa (areniscas y porfiroides) se desarrolla una foliación tipo clivaje grosero (BASTIDA, 1981), mientras que en las lutitas y limolitas es de tipo clivaje pizarroso (BASTIDA, 1981).

No se han observado estructuras mayores relacionadas con esta foliación.

La segunda fase de deformación tiene un desarrollo restringido a dos bandas, de anchura kilométrica, que discurren paralelamente al trazado del Antiforme (Fig. 2).

Dentro de estas bandas se observan pliegues menores, que afectan a S_1 , clivajes de crenulación (BASTIDA, 1981), venas de cuarzo replegadas y filonitas. Al microscopio pueden observarse texturas miloníticas, sombras de presión asimétricas, cuarzos acintados, sombras de presión giradas, bandedo tectónico, pliegues intrafoliares, etc.

Estas características permiten asignar la deformación a un régimen de cizalla con movimiento inverso.

Localmente, se observa una deformación posterior representada por pliegues de plano axial vertical y eje subvertical que, en ocasiones, generan un clivaje de crenulación incipiente. En casi todos los casos los criterios de movimiento dan sentido dextro (Fig. 2).

Deformación en la ZC:

Los rasgos más importantes de la estructura en esta zona, es la existencia de un complejo patrón de cabalgamientos (Fig. 2) y el escaso desarrollo de la foliación.

La característica fundamental de la estructura es la existencia de dos generaciones de cabalgamientos.

La primera generación está formada por cabalgamientos subhorizontales, dirigidos hacia el núcleo del arco, con una morfología en rellanos y rampas.

La segunda generación de cabalgamientos cortan a los primeros con un ángulo elevado y rejugando en algunos tramos a los del primer grupo.

La compleja morfología de las superficies de estos cabalgamientos, con abundancia de rampas laterales, da lugar a ventanas tectónicas como la del Narcea (MARCOS, 1971) y Villabandín (PEREZ ESTAUN, 1971).

Deformaciones tardías:

Existe un episodio tardío, de dirección NS, que produce una reactivación de las estructuras previas, con verticalización de las rampas, rotación de las estructuras laterales y reaprietamiento de los pliegues previos (ALONSO, 1987; TOYOS, 1988).

ESTRUCTURA

Como se puede apreciar en los cortes (Fig. 2), la estructura en la ZAOL es muy simple con dos bandas de cizalla subverticales relacionadas con la segunda fase (D_2).

La estructura en la ZC, es mucho más compleja, observándose una morfología general tipo «breached» (BUTTLER, 1987) con desarrollo de duplexes y sistemas imbricados. Esta zona corresponde al área de enraizamiento de las unidades de Somiedo y Correcillas.

LIMITE ZC y ZAOL

Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente y las características estructurales de la ZC y la ZAOL, es decir, pliegues con desarrollo de esquistosidad y cabalgamientos posteriores en la ZAOL y cabalgamientos y mantos de despegue, sin que existan pliegues previos, en la ZC, el límite entre ambas Zonas, puede situarse con exactitud en el frente de la banda de cizalla más oriental, denominada por JULIVERT (1971) Cabalgamiento del Narcea.

METAMORFISMO

Durante el desarrollo de las deformaciones hercínicas tiene lugar un metamorfismo regional, de carácter epizonal, que llega a alcanzar la isograda de la biotita (Fig. 3).

En la ZAOL, el desarrollo de paragénesis con biotita, es sincinemática con D_1 y

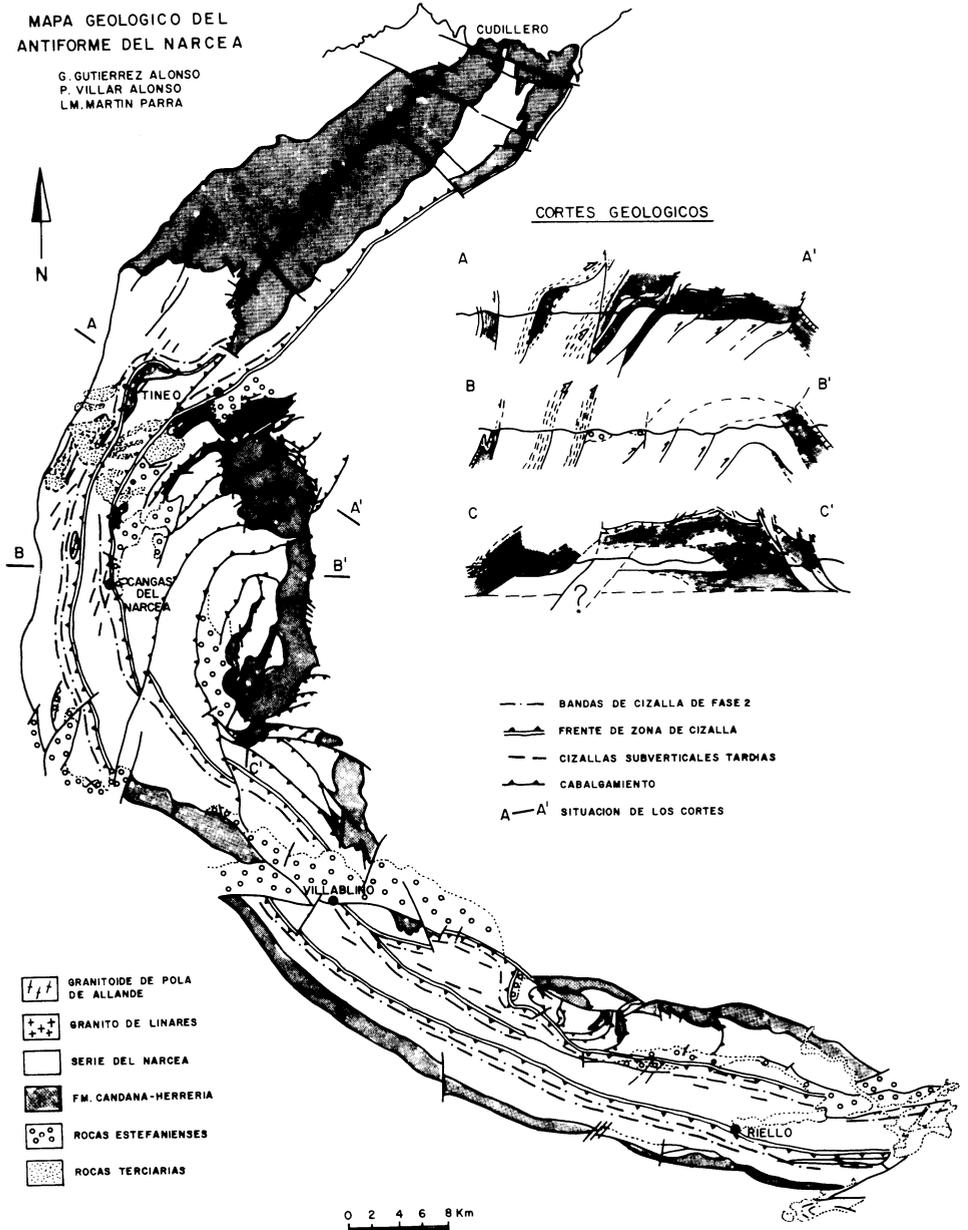


Fig. 2

MAPA DE METAMORFISMO DEL
ANTIFORME DEL NARCEA

G. GUTIERREZ ALONSO
P. VILLAR ALONSO
L.M. MARTIN PARRA

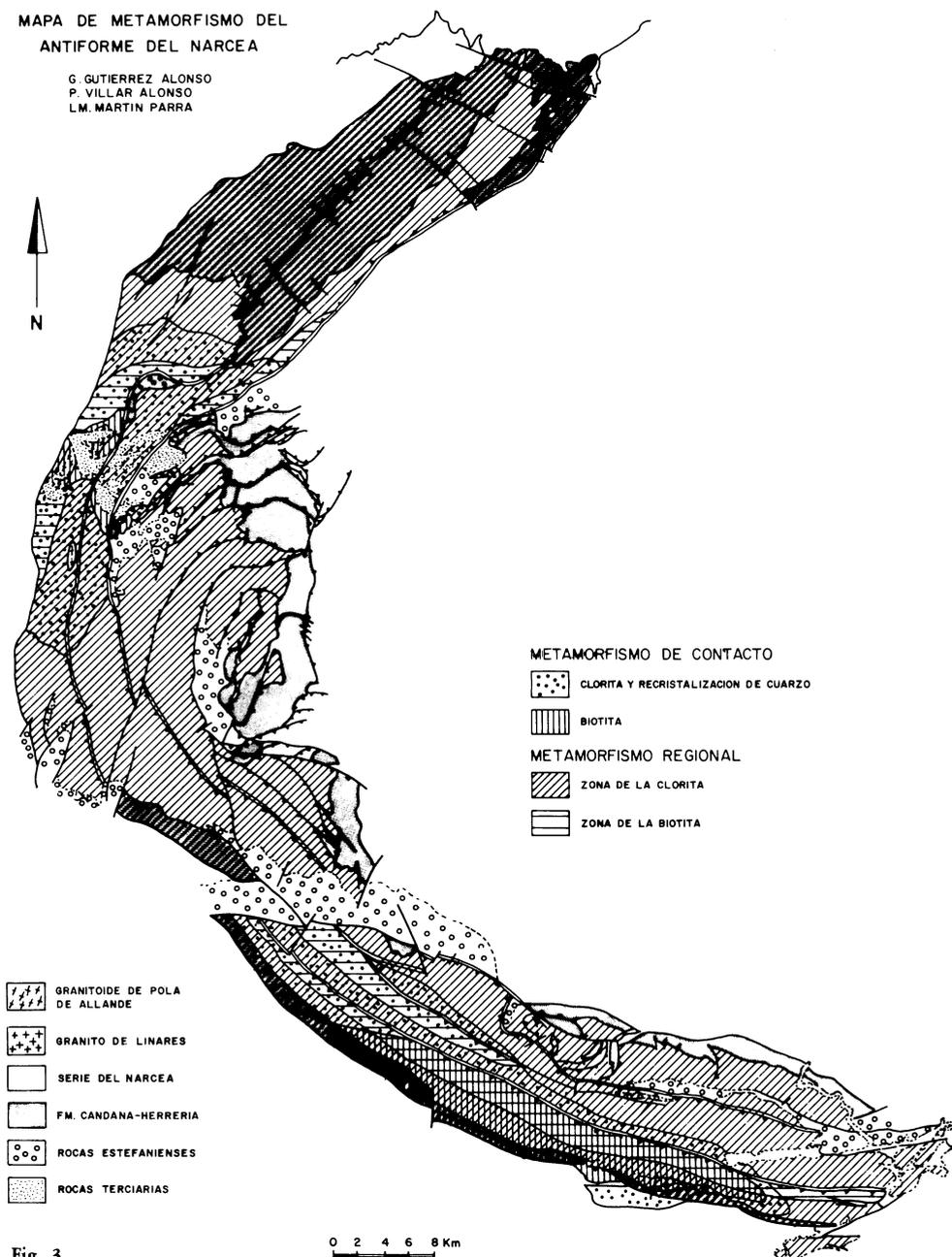


Fig. 3

parte de D_2 , por lo que las bandas de cizalla (D_2) hacen aflorar estas rocas más profundas.

El resto de las rocas Precámbricas del Antiforme, tanto en la ZAOL como en la ZC, está dentro de la zona de la clorita.

En grandes áreas del antiforme (Fig. 3) se observa una recristalización estática tardía, con una zona interna con desarrollo de biotita y otra externa con clorita y fuerte recristalización del cuarzo.

En estas zonas, las micas se presentan en láminas tabulares y desordenadas respecto a la foliación y el cuarzo presenta texturas en mosaico con puntos triples a 120° y superficies limpias sin extinción ondulante.

Estas aureolas de recristalización podrían corresponder a un metamorfismo de contacto relacionado con rocas ígneas no aflorantes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo resume parte de los procedimientos obtenidos en el desarrollo del Proyecto «Estudio Geológico del Precámbrico del Antiforme del Narcea» realizado por el I. T. G. E.

Queremos agradecer al ITGE, y en particular a N. Heredia Carballo, las facilidades prestadas para su realización.

Estos agradecimientos se hacen extensivos a A. Pérez Estaún, F. Bastida y J. Aller, por su participación en discusiones de campo y gabinete, aportando su extenso conocimiento en la problemática estructural de la región.

Nuestro agradecimiento también a A. García Calles y A. Blanco Arguëllo que realizaron la mecanografía y delineación del trabajo, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. (1987). Sequences of thrust and displacement transfer in the superimposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zona, NW Spain). *J. Struc. Geol.*, 9, 8, 969-983.
- BARROIS, Ch. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord.*, T. II, núm. 1, p. 630.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria; una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo* 11 pp.: 35-54.
- BUTLER, R. W. H. (1987). Thrust sequences. *J. Geol. Soc.*, 144, 619-634.
- CORRETGE, L. G. (1969). El complejo ortoneísico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Inst. Min. LXXX* (4) pp. 289-306.
- ENRILE, A., GONZALEZ, J. & MAYMO, A. (1987). Informe sedimentológico de la Hoja 12-08 (Riello). I. G. M. E. Documento no publicado.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LO-DEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G. de & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia central. IX Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular (Porto 1985). Univ. Porto, Fac. Cién. *Mus. Lab. Min. geol. Mem. 1*, pp. 411-431.
- GONZALEZ MENENDEZ, L. (1978). Petrología y geoquímica de los porfiríoides del Precámbrico del Narcea (Zona de Tineo-Cangas de Narcea). *Tesis de Licenciatura*. Univ. Oviedo., 110 p.
- JULIVERT, M. (1971). Décollement tectonics in the hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME.
- LOTZE, F. (1956). Das Präkambriums Spaniens. *Neues Jb. Geol. Paläont.*, Mh., t. 8, pp. 373-380 (trad. por J. M. GOMEZ DE LLARENA: El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 1960, n.º 60, pp. 227-240).
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, n.º 6, 3-313.
- MARTIN PARRA, L. M. (en prensa). Memoria y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, n.º 128 (RIELLO), 2.ª Serie (MAGNA). ITGE. Madrid.
- MATTE, Ph. (1967). Le Precambrien superieur schistogréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 264, serie D, 1.769-1.772.
- MUTTI & RICCI LUCCHI, F. (1975). Turbidite facies and facies associations. In «Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of northern Apennines» (a cura di E. MUTTI e altri), IX, *Inter. Congr. Sedim. Nice-75. Libro quida all'escurstone*. A-11; pp. 21-36.
- PARGA, J. R. & VEGAS, R. (1972). Problems and discussions on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, vol. 61, pp. 44-69.
- PASTOR GOMEZ, V. (1969). Hoja 128 (Riello) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (Serie antigua). I. G. M. E.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1971). La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Ast.* Año XV, n.º 1, 7-13.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973). Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW de España). *Brev. Geol. Ast.* Año XVII, n.º 1, 5-16.
- SCHULZ, G. (1858). *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Ed. J. González, 138 pp. Madrid.
- SHACKLETON, R. M. (1958). Downward-facing structures of the Highland border. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 113, pp. 361-392.
- SITTER, L. U. de (1961). Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 9, pp. 253-254.
- SITTER, L. V. de (1962). The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains; explanation of a geological map with sections scale 1:100.000. *Leides Geol. Med.*, 26, pp. 255-264.
- SUAREZ DEL RIO, L. M. & SUAREZ, O. (1975). Estudio petrológico de los porfiríoides Precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). *Estud. Geol.*, vol. 32, núm. 1, pp. 53-59.
- SUAREZ, O. (1967). Datos petrológicos sobre los diques ácidos del Besullo (Asturias). *Not. Com. I. G. M. E.*, 101-102.
- TOYOS, J. M. (1988). Estructura del extremo noroccidental del manto de Correcillas, Zona Cantábrica, NW España. Seminario de investigación, Universidad de Oviedo.

Recibido, 10-IV-90

Aceptado, 12-V-90