

PRESENCIA DE UNA NUEVA FASE DE DEFORMACION PROBABLEMENTE PREHERCINICA EN EL NOROESTE Y CENTRO DE LA PENINSULA IBERICA (Galicia Central, Zamora y Salamanca)

F. ALDAYA*
A. ARRIBAS**
F. GONZÁLEZ-LODEIRO***
M. IGLESIAS*
J. R. MARTÍNEZ-CATALÁN***
E. MARTÍNEZ-GARCÍA*

RESUMEN.—Las investigaciones realizadas en Galicia, Zamora y Salamanca en materiales del Paleozoico y Precámbrico superior (?) han mostrado la existencia de una esquistosidad anterior a la considerada generalmente como primera (MATTE 1968) en todo el NW y centro del Macizo Hespérico. Esta esquistosidad está asociada a pliegues isoclinales y a un metamorfismo que como mínimo ha dado lugar a biotita. Según los datos disponibles es posible que se trate de una fase preherciniana.

SUMMARY.—Field and thin section reconnaissance of Lower Paleozoic (and Upper Precambrian ?) terranes of Galicia, Zamora and Salamanca evidence the existence of a cleavage older than the deformation phase generally believed to be the first one (MATTE 1968) in the NW and Central part of the Hesperian Massif. This flow-cleavage is associated to isoclinal minor folds and produced a metamorphic formation of at least biotite crystals. After all available data there is the possibility of this deformation-phase being prehercynian in age.

Parte de los resultados que se presentan en este trabajo, concretamente los que corresponden a la región central de Galicia, han sido obtenidos durante la realización de cuatro hojas del Plan MAGNA.

Agradecemos a la División de Geología del Instituto Geológico y Minero de España, su autorización para la publicación de dichos resultados.

INTRODUCCION

El conocimiento detallado de la tectónica que ha afectado a los materiales precámbricos y paleozoicos del Macizo Hespérico, y en particular al seg-

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica, F. Ciencias, Salamanca.

** Departamento de Cristalografía y Mineralogía, F. Ciencias, Salamanca.

*** GEOTEHIC, General Mola, 210 - Madrid.

mento noroeste del mismo (considerando comprendidos en él las provincias de Salamanca, Zamora, León, Orense, Pontevedra, La Coruña, Lugo y Asturias), no ha tenido lugar hasta comenzar a conocerse cartográficamente a pequeña escala (trabajos principalmente de las escuelas holandesa y alemana) SCHERMERHORN 1957, NISSEN 1959, DIETRICH 1962, RIEMER 1962, WALTER 1962, NOLLAU 1963, DE SITTER 1962, JULIVERT 1967, etc., y a interpretarse la relación de las estructuras menores y etapas de metamorfismo (MATTE 1968, CAPDEVILA 1969, ZUUREN 1967, VOGEL 1969, etc.). Para una revisión más detallada de las conclusiones de estos autores se pueden consultar otros trabajos referentes principalmente a Galicia (MARTÍNEZ-GARCÍA 1973, DEN TEX y FLOOR 1971).

El esquema generalmente aceptado por gran número de autores para el NW de la Península Ibérica es el enunciado por MATTE (1968), el cual establece la existencia en el Paleozoico y Precámbrico superior, de dos fases principales de plegamiento y una etapa de metamorfismo. Ambas fases serían hercinianas. La fase 1 daría lugar a pliegues tumbados con esquistosidad de flujo (plano axial) y la fase 2 a pliegues verticales con esquistosidad de crenulación. La esquistosidad más visible pues en todo el NW sería la de la fase 1. Posteriormente (BARD *et al* 1971), amplían el esquema tectónico a todo el Macizo Hespérico, diferenciando regiones de pliegues de la fase 1 tumbados, vergentes o verticales, incluyendo a la zona de Salamanca en esta última subdivisión.

Aunque el esquema parece un tanto simple, no es necesario entrar en más detalles, para los cuales se pueden consultar las obras citadas, sino hacer énfasis en que este esquema que es el más generalmente admitido, considera que no existe un metamorfismo preherciniano con excepción del que afecta a los macizos básicos de Galicia (considerados como Precámbrico antiguo por la escuela holandesa, cf. DEN TEX y FLOOR 1971) ni tampoco fases de plegamiento entre este Precámbrico antiguo y el ciclo herciniano.

En contra de este esquema se han pronunciado diferentes autores. OENING SOEN (1970) considera que en el N de Portugal (zona de Oporto-Satao) existe una fase de plegamiento intensa de edad Cámbrico superior. El metamorfismo de alta presión que afecta a las rocas del complejo esquisto-grauváquico en dicha región podría estar asociado a esta fase "sárdica" de plegamiento. Por otra parte MARTÍNEZ-GARCÍA & CORRETGE (1970), admiten la existencia de un metamorfismo preherciniano en el SE de Galicia y MARTÍNEZ-GARCÍA (1971, 1972, 1973) acepta en el NW de Zamora la existencia de una fase de plegamiento intenso acompañado de metamorfismo de presión elevada, de edad probablemente silúrica basándose en la existencia de cantos de rocas metamórficas en conglomerados de edad Wenlock. La primera fase herciniana, que es la que da lugar a la esquistosidad visible, ha borrado

en gran parte los efectos del plegamiento y metamorfismo prehercinianos. Por último, FERRAGNE (1972) considera asimismo la existencia de una fase de plegamiento de edad Ordovícico superior que es la que origina la esquistosidad visible en la actualidad, siendo a su vez precedida por dos fases de plegamiento y dos de metamorfismo en el Precámbrico superior y una fase de plegamiento y otra de metamorfismo en el Precámbrico antiguo.

Como ideas diferentes respecto al número de fases podemos citar a RIBEIRO (1970) que intercala una fase de cabalgamiento entre la 1 y 2 de MATTE (1968) con crenulación asociada. Iguales conclusiones son citadas por MARCOS (1971) respecto a la zona occidental de Asturias.

Omitimos aquí las ideas referentes a los complejos básicos de Galicia y el N de Portugal debido a la interpretación diferente que la mayor parte de los autores les da con respecto a su posición cronológica y tectónica en el Macizo Hespérico.

Por último citaremos que la escuela holandesa (MEERBEKE *et. al.* 1973) considera también la posibilidad de existencia de una fase anterior a la fase 1 definida por MATTE, representada por una esquistosidad que afectaría a rocas de probable edad silúrica, por lo que es considerada como herciniana.

Como acabamos de reseñar varios autores admiten una fase de deformación acompañada de metamorfismo con anterioridad a la fase 1 definida por MATTE. No existe acuerdo, sin embargo, entre estos autores, en cuanto a la situación de esta fase en el tiempo. Ello es lógico si se tiene en cuenta la dificultad de datar los terrenos antiguos en el NW de la Península. Hemos visto también cómo uno de nosotros (E. M.-G.) se ha pronunciado al respecto por lo que concierne a la región de la Sanabria.

Nuestras investigaciones en la región comprendida entre Galicia Central y Salamanca han puesto de manifiesto una serie de hechos que creemos apoyan las conclusiones obtenidas en la Sanabria y permiten su extensión a un dominio mucho más amplio.

Varios de nosotros (F. A., A. A., F. G.-L., M. I. y J. R. M.-C.) hemos trabajado en Galicia Central, en el área que comprenden las hojas número 154 (Lalín), 155 (Chantada), 187 (Orense) y 188 (Nogueira de Ramuín).

Los resultados correspondientes a la región de Salamanca han sido obtenidos por dos de nosotros (F. A. y E. M.-G.) en un área que comprende desde la vertiente septentrional de la Sierra de Béjar hasta la ciudad de Salamanca. Desde Salamanca hasta la región de la Sanabria, las observaciones han sido realizadas por E. M.-G.

* * *

Como iremos viendo posteriormente, esta primera fase de deformación se manifiesta gracias a la existencia de una esquistosidad de flujo, anterior a la S_1 definida por MATTE (1968).

Nuestras propias observaciones nos han llevado al convencimiento de que el esquema de este autor, en lo que respecta a su fase 1, es correcto, salvo alguna modificación de poca importancia: en toda la región objeto de este trabajo se puede comprobar la existencia de una esquistosidad de flujo. Es una esquistosidad de plano axial de pliegues isoclinales originariamente sub-horizontales. Esta esquistosidad y los pliegues a que va asociada han sido deformados por fases tectónicas posteriores, pero sigue siendo la más visible en los afloramientos. En diversos puntos del área estudiada se observa que corta o pliega a una esquistosidad anterior. Veamos cómo se pone de manifiesto este hecho en algunos puntos del área estudiada.

A partir de ahora denominaremos S_1 a esta esquistosidad antigua, y S_2 a la denominada S_1 , por MATTE.

REGION CENTRAL DE GALICIA

Afloran en esta región materiales que pertenecen a tres series diferentes, exclusión hecha de las rocas plutónicas y neógeno-cuaternarias. Para una descripción detallada de las series mencionadas a continuación remitimos al lector a las hojas de Lalín, Chantada, Orense y Nogueira de Ramuín (GONZÁLEZ-LODEIRO, IGLESIAS y MARTÍNEZ-CATALÁN *in litt.*).

En la parte oriental del área que corresponde a la hoja de Chantada y esquina nororiental de la hoja de Nogueira de Ramuín, afloran los materiales pertenecientes a la Serie de la denominada Antiforma del "Ollo de sapo". En la parte noroccidental de la hoja de Lalín aflora la "Unidad de Lalín" (HILGEN 1971).

El resto de los materiales que aparecen en las cuatro hojas mencionadas pertenecen, salvo algún pequeño afloramiento de dudosa atribución, a la denominada "Serie del Anticlinal de Frontón-Herbedeiro" (Hojas de Chantada y Nogueira de Ramuín, GONZÁLEZ-LODEIRO, IGLESIAS y MARTÍNEZ-CATALÁN *in litt.*).

Esta serie se puede esquematizar como sigue:

Comienza por esquistos micáceos con delgadas intercalaciones de cuarcitas y cuarcitas micáceas.

Sobre esta formación aparece una formación de metavulcanitas ácidas, que muestra hacia el techo intercalaciones de esquistos más frecuentes e importantes hacia arriba hasta que las metavulcanitas llegan a desaparecer.

Sobre estos esquistos se sitúa una formación en la que alternan cuarcitas y cuarcitas-micáceas con esquistos.

En esta formación existen algunas intercalaciones de mármoles, hacia la parte superior, así como esquistos y cuarcitas de color negro.

Sobre la formación anterior y en discordancia cartográfica se sitúa una segunda formación de metavulcanitas ácidas dentro de la cual existen algunas intercalaciones de escasa potencia de los llamados gneises anfibólicos y esquistos negros.

No han aparecido fósiles en esta serie. Podría ser asimilable a la "Serie de Porto" descrita por MARTÍNEZ-GARCÍA (1973) en cuyo caso habría que asignarle una edad Precámbrico-Cámbrico inferior.

SECTOR DE LALIN

Entre los kilómetros 600 y 601 de la carretera de Zamora a Santiago (según M. T. N., escala 1:50.000, hoja de Lalín, n.º 154) aflora una serie en la que alternan esquistos, cuarcitas, cuarcitas moscovíticas y delgados niveles de metavulcanitas. Esta serie es asociable a la formación superior de metavulcanitas descrita anteriormente al tratar de la "Serie del Anticlinal de Frontón-Herbedeiro".

La esquistosidad S_2 , que normalmente presenta un espaciado del orden de la décima de milímetro, se hace localmente más espaciada cuando atraviesa niveles más competentes, más ricos en cuarzo y feldespatos. En estos

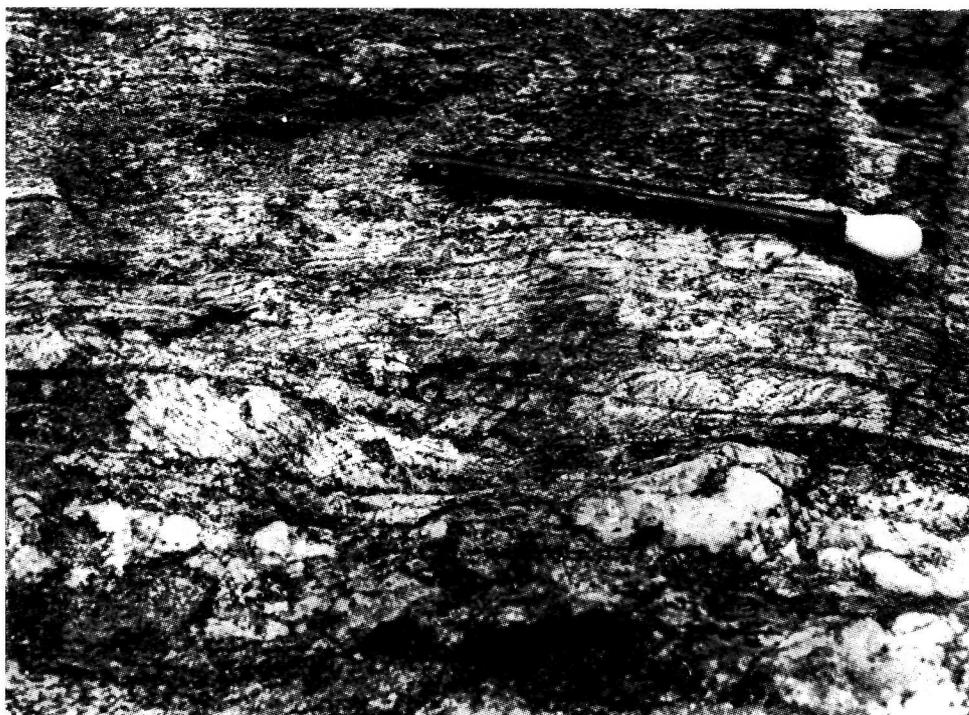


FIG. 1

Esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla) que traspone a superficies antiguas S_1 marcadas por lechos de biotita. Carretera de Zamora a Santiago, km. 600,5 (Pontevedra)



FIG. 2

Esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla) que traspone superficies de esquistosidad más antiguas S_1 marcadas por lechos de biotita. Misma localización que fig. 1

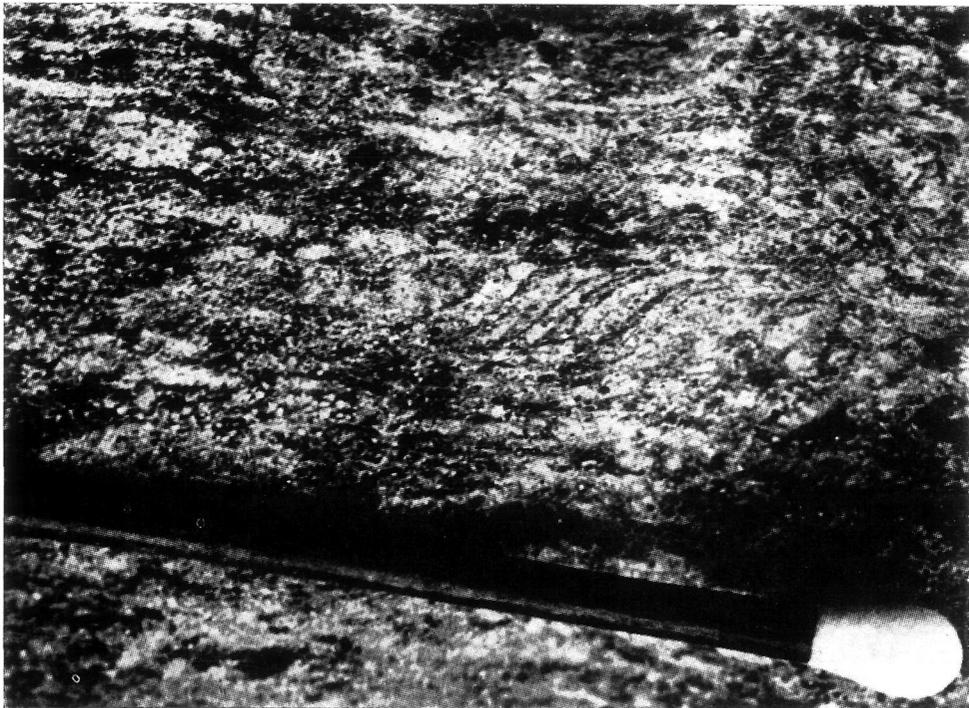


FIG. 3

Detalle de la figura anterior en que puede apreciarse el pequeñísimo espaciado existente entre las superficies de la esquistosidad anterior S_1 . S_2 es paralela a la cerilla

casos se puede encontrar, entre dos superficies S_2 , una esquistosidad anterior cortada por dicha S_2 (figuras 1, 2 y 3) o bien plegada de forma que el plano axial de los pequeños micropliegues isoclinales es paralelo a la S_2 (figs. 4 y 5).



FIG. 4

Superficies de esquistosidad S_1 plegadas y traspuestas por la esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla). Misma localización que la fig. 1



FIG. 5

Detalle de la fig. 4

La esquistosidad S_1 se caracteriza al microscopio por una alternancia de pequeños lechos biotíticos y cuarzo-feldespáticos. Las biotitas no se disponen en forma arqueada, siguiendo el trazado de esta superficie, sino que han sido reorientadas por la fase II y actualmente se disponen según la S_2 .

Creemos que se trata de una esquistosidad, y no de una traza de la primitiva estratificación. En efecto, es muy difícil suponer que se conserve una estratificación con un espaciado tan reducido en un sector donde la segunda fase de deformación ha sido muy intensa y donde el metamorfismo asociado a la segunda fase ha llegado a dar una paragénesis estaurolita-andalucita-almandino. Incluso la isograda de la sillimanita aparece ya a unos 500 m. del afloramiento que ahora comentamos. No es extraño, sin embargo, que se conserve una esquistosidad marcada por biotita, si bien esta biotita ha sido reorientada en la fase II, como ya hemos señalado.

Ello equivale a admitir que con anterioridad a la segunda fase de deformación tuvo lugar una fase anterior con formación de esquistosidad y acompañada de un metamorfismo de cierta intensidad.

Es verosímil que existan otros minerales de metamorfismo anteriores a la segunda fase, probablemente granates, pero por el momento no tenemos argumentos decisivos al respecto.

SECTOR DE LOS PEARES

La localidad de los Peares se encuentra situada en el punto de confluencia de los ríos Miño y Sil (hoja de Nogueira de Ramuín, n.º 188, escala 1:50.000 del M. T. N.). Las observaciones se han realizado en la trinchera de la pista que va desde la presa del embalse de lo Peares hasta Chouzán. En los tres primeros kilómetros de esta pista, aproximadamente, aflora el nivel superior de metavulcanitas de la "Serie del Anticlinal de Frontón-Herbedeiro", descrito anteriormente.

Estas rocas están afectadas por una esquistosidad de flujo S_2 , que aparece como de plano axial de pliegues que deforman a una esquistosidad anterior (figuras 6 y 7), que es la S_1 .

La S_1 está determinada por lechos de moscovita y biotita que alternan con lechos cuarzosos. Las micas han recrecido durante la segunda fase y se disponen en general, paralelamente a la S_2 .

Sin embargo, algunas micas han quedado dispuestas según la esquistosidad S_1 y actualmente aparecen plegadas por los pliegues de segunda fase.



FIG. 6

Superficies de la esquistosidad anterior S_1 cortadas por la esquistosidad principal S_2 (paralela a la cerilla), la cual forma el plano axial de los pliegues de fase 2 que afectan a S_1 . Metavulcanitas de la Serie de Frontón-Herbedeiro. Carretera de la presa de Peares a Chouzán (Lugo)

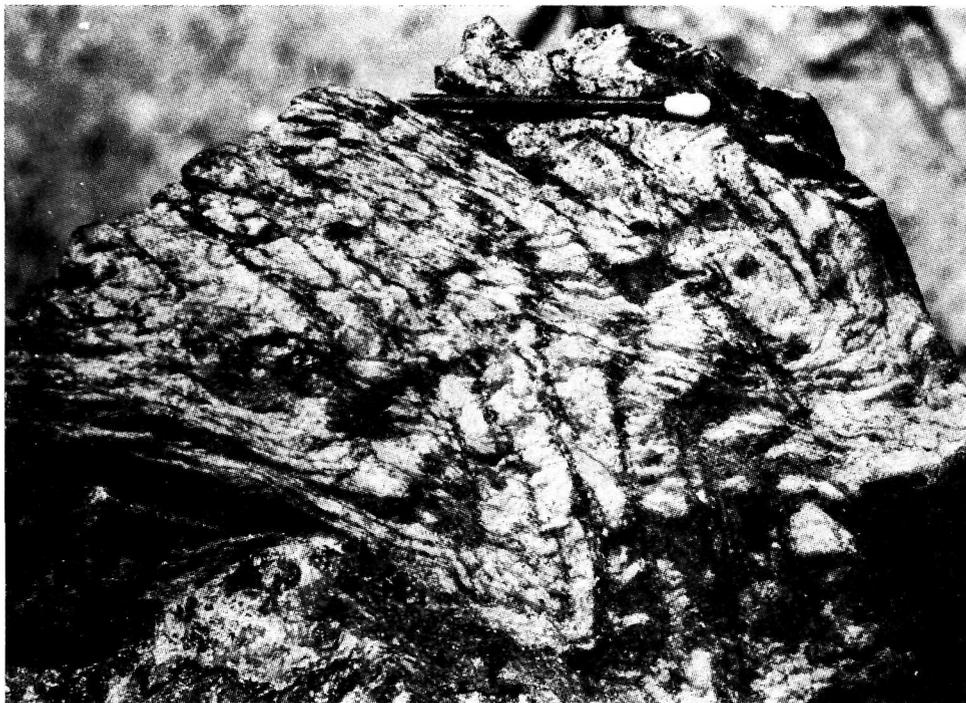


FIG. 7

Pliegues de fase 2 con esquistosidad de plano axial poco marcada que afectan a superficies de la esquistosidad anterior S_1 . Los ejes de los pliegues 2 son subverticales. Metavulcanitas de la Serie de Frontón-Herbedeiro. Carretera de la presa de Peares a Chouzán (Lugo)

PROVINCIA DE SALAMANCA

En la región situada al S y SE de Salamanca, aflora una serie que ha sido resumida en cuanto a sus principales características estratigráficas y tectónicas en una reciente publicación (MARTÍNEZ-GARCÍA & NICOLAU *in litt.*) y que ocupa el núcleo de una antiforma denominada Antiforma de Martinamor, estando constituida por esquistos biotíticos y moscovíticos, metacuarcitas, gneises anfibólicos, anfibolitas, bancos calizo-dolomíticos y vulcanitas de tipo ácido asociadas a niveles detríticos con aporte volcánico. Esta serie, denominada Serie de Morille, supera los 1.000 m. de espesor, pudiéndose considerar, por su posición regional y comparación con series del noroeste de la Península Ibérica, como de edad Cámbrico inferior o Precámbrico superior. En algunos puntos (Morille) muestra evidencia de haber sufrido un metamorfismo regional elevado (presencia de estauroлита, piroxenos, anfíboles, etc.). En cuanto a las rocas volcánicas intercaladas muestran un carácter de intermedio a ácido. Las rocas detríticas con aporte volcánico son conglomeráticas en ciertos puntos, con cantos extraordinariamente alargados.

Esta Serie está afectada por una esquistosidad de flujo S_2 , muy marcada. Es posible comprobar que está relacionada con pliegues isoclinales extraordinariamente apretados.

Por medio de observaciones casi continuas se puede concluir que esta esquistosidad es la misma que hemos denominado S_2 para las regiones de Galicia Central y la Sanabria. Nuestras observaciones en la región comprendida entre Salamanca y el NW de la provincia de Zamora nos permiten enlazar ambas regiones.

En la región situada al Sur de Salamanca esta esquistosidad S_2 está deformada por plegamientos posteriores (Fases III y IV de MARTÍNEZ-GARCÍA, 1971, 1973 y fases tardías), no demasiado violentos. Es posible deducir, y se observa en algunos puntos, que tanto los pliegues isoclinales de la segunda fase como la esquistosidad a ellos asociada fueron subhorizontales originalmente (1).

Vamos a continuación a describir dos casos en los que se puede constatar la existencia de una fase de deformación anterior a la segunda fase.

SECTOR DE CESPEDOSA

El primero corresponde a un afloramiento situado en el camino de Cespadosa a Salvatierra de Tormes, aproximadamente a 1 Km. de Cespadosa (hoja n.º 528, Guijuelo, del M. T. N. escala 1:50.000).

¹ En este punto no estamos de acuerdo con BARD, CAPDEVILA y MATTE (1971, fig. 4) que sitúan hacia esta región pliegues de "primera fase" con plano axial subvertical.



FIG. 8

Pliegue de fase 2 con esquistosidad principal S_2 de plano axial (paralela al bolígrafo) que afecta a una esquistosidad anterior S_1 conservada por la naturaleza cuarcítica del material. En la charnela del pliegue, S_2 se traduce en esquistosidad de crenulación, que al alejarse de la misma pasa a esquistosidad de flujo. Esquistos y cuarcitas de la Serie de Morille. Carretera de Cespedosa a Salvatierra de Tormes, a 1 km. de la primera localidad (Salamanca)

Afloran allí esquistos pertenecientes a la "Serie de Morille". El metamorfismo asociado a la segunda fase no es muy intenso en este sector, pues los únicos minerales índice encontrados han sido biotita y almandino. En la Serie aparecen intercalaciones de cuarcitas de un espesor centimétrico a decimétrico. La S_2 se hace más espaciada al afectar a los niveles cuarcíticos, y en tales casos se puede observar que traspone a una esquistosidad anterior. En la figura 8 se puede observar un pliegue de fase II. Este pliegue presenta esquistosidad de plano axial S_2 que se esfuma hacia la charnela, constituida por un banco cuarcítico. No obstante se reconoce una linearidad L_2 de intersección entre S_0 (estratificación) y S_2 (figura 9). El pliegue deforma dos superficies S : S_0 y S_1 , que forman entre sí un ángulo de unos 3° como se ilustra en la figura 10 (S_1 ha sido señalada expresamente).

En la figura 9 se puede observar una linearidad L_1 , de intersección entre S_0 y S_1 . Esta linearidad L_1 es oblicua con respecto a L_2 . El examen microscópico de una sección de este pliegue permite excluir que la que hemos denominado L_1 sea de crenulación o de intersección de alguna otra superficie S (figura 11), ya que la única crenulación observable (figura 10) produce una es-

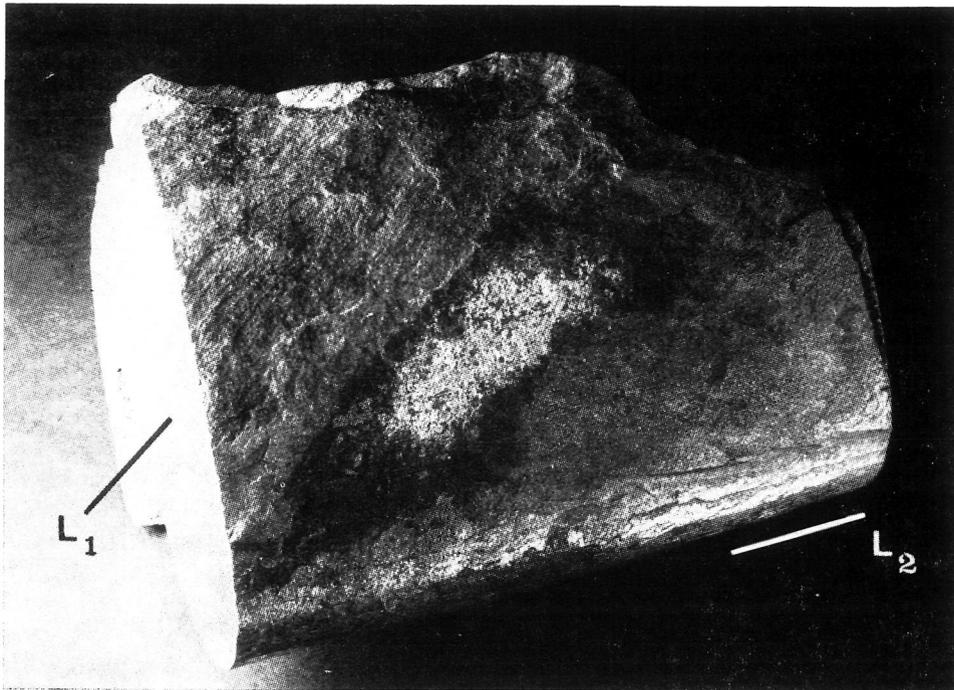


FIG. 9

El mismo pliegue de la fig. 8 mostrando la lineación de intersección entre S_0 y S_1 (L_1) así como la de intersección entre S_0 y S_2 (L_2), esta última paralela a la charnela del pliegue de fase 2

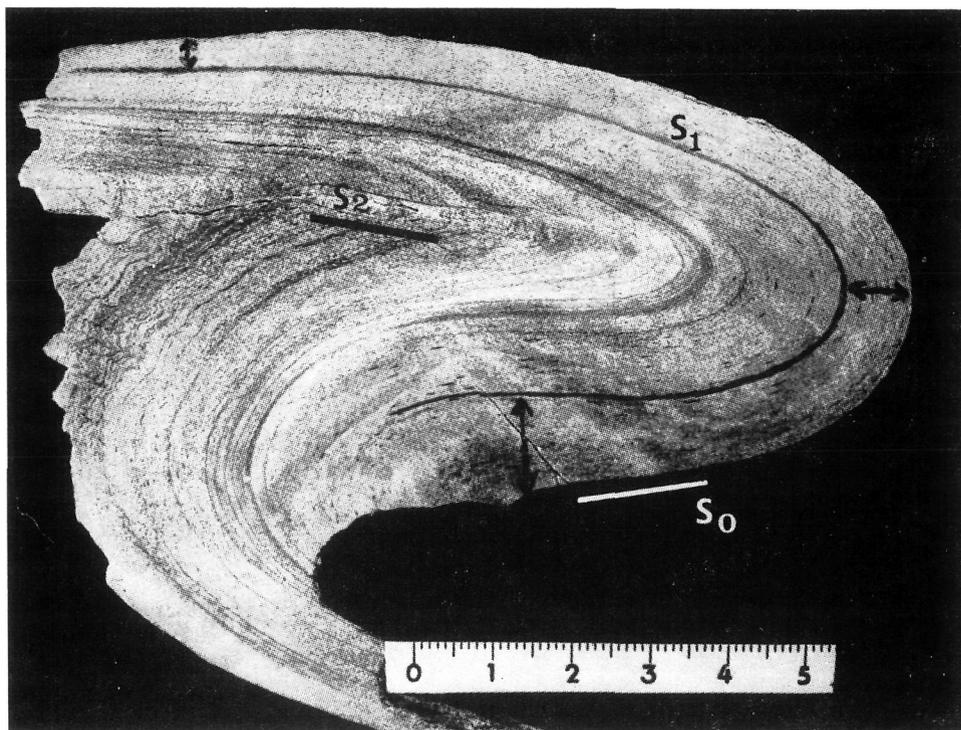


FIG. 10

Sección pulida del pliegue de las figuras 8 y 9 en que se observa el ángulo formado por la esquistosidad antigua S_1 y la estratificación S_0 , estando ambas superficies replegadas por la fase 2. En el núcleo del pliegue se observa una esquistosidad de crenulación paralela al plano axial del mismo (S_2). Esta esquistosidad llega a perderse en la zona más cuarcítica de la charnela

quistosidad irregular paralela al plano axial del pliegue 2 y cuya lineación es L_2 (figura 9).

En este caso la S_1 está determinada por delgados lechos micáceos (preferentemente biotíticos) en el interior de la cuarcita. La biotita ha cristalizado también en las superficies S_2 .

No hemos localizado pliegues de primera fase en este afloramiento. Pero el ángulo entre S_0 y S_2 es de unos 3° . Ello quiere decir que los pliegues de primera fase debieron ser muy apretados, incluso isoclinales.

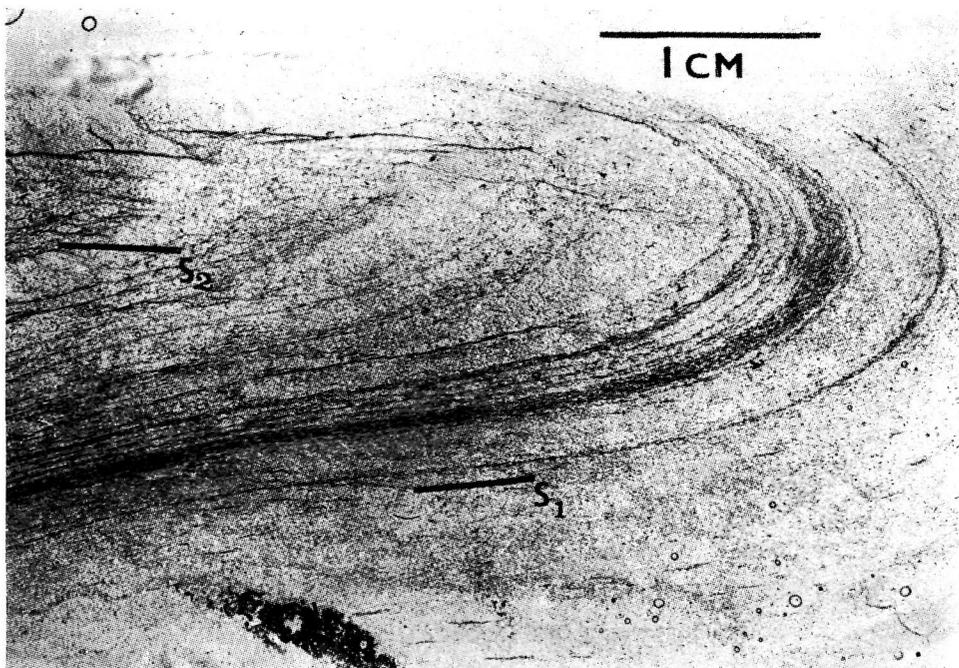


FIG. 11

Microfotografía de una lámina delgada del pliegue de la fig. 10 en que se observan las relaciones entre éste y las esquistosidades S_1 y S_2

SECTOR DE ALBA DE TORMES

El afloramiento está situado en la margen izquierda del embalse del Azud de Villagonzalo, en la vertiente E de una pequeña colina que se alza a unos 500 m. al S de la presa, justamente a la orilla del embalse (cota 844, long. $40^\circ 52' 8''$, lat. $1^\circ 48' 40''$, hoja n.º 479, Peñaranda de Bracamonte, del M. T. N. escala 1:50.000).

En este sector aflora la misma serie, pero con un grado de metamorfismo inferior.

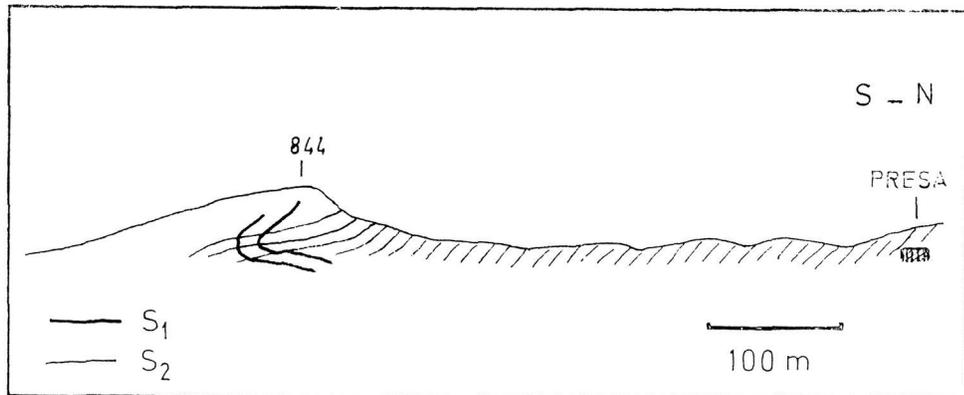


FIG. 12

Corte esquemático desde el Azud de Villagonzalo hasta el cerro cota 844, 500 m. al S del mismo, mostrando la disposición general de la esquistosidad principal S_2 y de la anterior S_1 en el punto correspondiente a las figuras 13, 14 y 15



FIG. 13

Pliegues de tamaño medio de la fase 2 con plano axial subhorizontal (paralelo a la esquistosidad S_2) que afectan a la esquistosidad anterior S_1 , aquí conservada debido a la existencia de un material más cuarcítico. Vertiente E del cerro cota 844, 500 m. al S del Azud de Villagonzalo (Salamanca)

La esquistosidad S_2 se dispone según se ilustra en la figura 12. En la colina mencionada la S_2 adopta una posición subhorizontal y es paralela al plano axial subhorizontal de un pliegue que se sitúa tal como se ve en la figura 12 y cuya charnela se ilustra en la figura 13. La superficie deformada

por este pliegue es la S_1 , una esquistosidad de flujo determinada por la alternancia de lechos cuarzosos y micáceos. Las micas son moscovitas, biotita y clorita. La biotita está en parte deferrificada y en parte transformada en penninita.



FIG. 14

Microfotografía de una lámina delgada de los materiales de la fig. 12 cuya situación se puede apreciar en la fig. 17. La esquistosidad antigua S_1 plegada muestra ser de flujo con alineación de biotitas y se encuentra cortada por la esquistosidad horizontal (S_2) de crenulación e irregular en este punto

La S_2 en este punto pierde su carácter de esquistosidad de flujo y pasa a ser de crenulación. Ambas esquistosidades y sus relaciones mutuas se ilustran en la figura 14. Una vez más se comprueba el cambio de comportamiento de la S_2 al pasar a niveles más competentes.

Entre los esquistos y esquistos cuarcíticos existen algunas intercalaciones de cuarcitas, muy delgadas, que aparecen formando micropliegues de tipo

isoclinal, de plano axial subvertical en este punto (figuras 15 y 16). La esquistosidad S_1 es de plano axial con respecto a estos micropliegues.

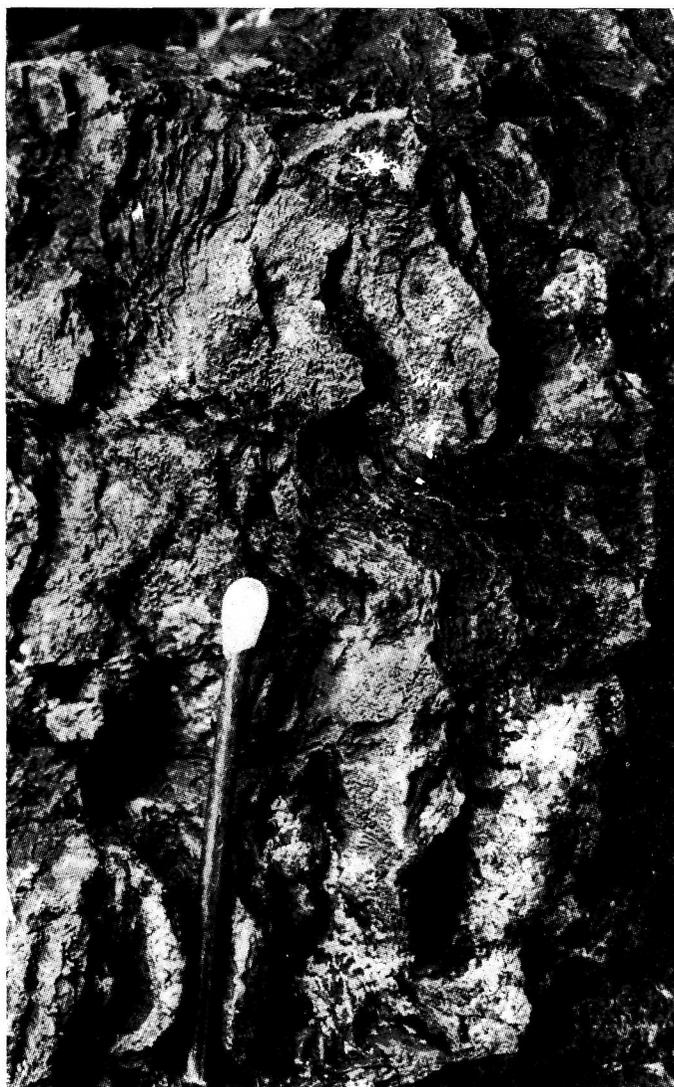


FIG. 15

Detalle de los pliegues de fase I con esquistosidad de plano axial S_1 afectada por la esquistosidad S_2 subhorizontal. La situación de la misma respecto al afloramiento de la fig. 13 está expresada en el esquema de la fig. 17. Las relaciones entre las diversas superficies se esquematizan en la fig. 16. La cerilla es paralela a la esquistosidad antigua S_1
Fotos: F. Aldaya

Son pues, pliegues de fase I.

La figura 17 muestra las relaciones $S_1 - S_2$ y la posición de las figuras 13, 14 y 15 con relación al pliegue de segunda fase.

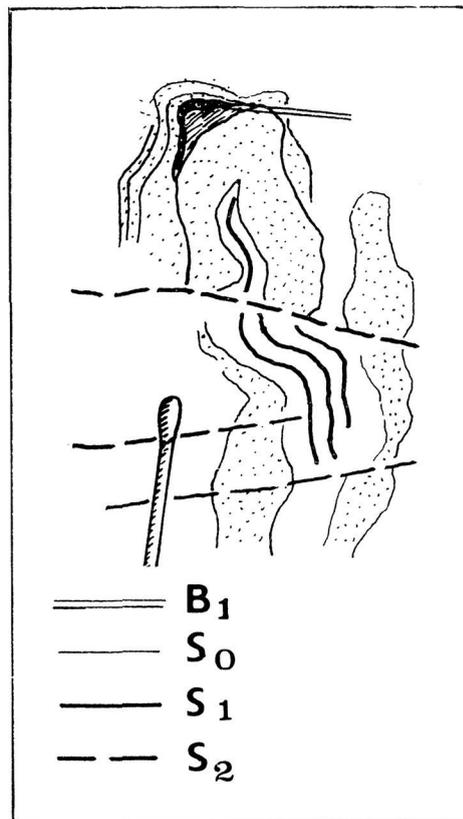


FIG. 16

Esquema ilustrativo de la disposición en la fig. 15 de los pliegues de la fase 1 (charnelas B_1) que doblan a la estratificación (S_0) y presentan una esquistosidad de plano axial (S_1) que a su vez está crenulada y cortada por una esquistosidad S_2 , en este caso bastante espaciada y con carácter de fractura

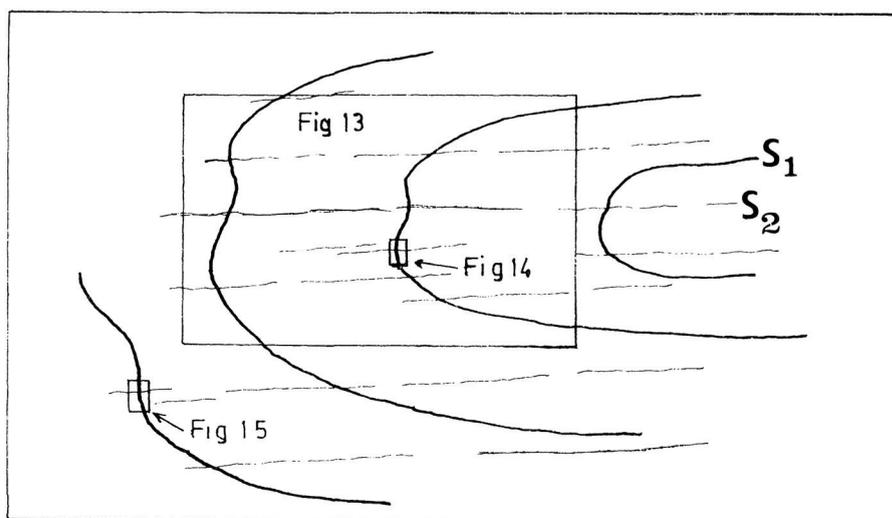


FIG. 17

Esquema explicativo de la situación en la fig. 13 de las esquistosidades S_1 y S_2 , así como de la posición de las figuras 13, 14 y 15. La charnela que dibuja la esquistosidad S_1 es la misma que la esquematizada en la fig. 12

EDAD DE LA PRIMERA FASE

La edad de esta fase de deformación es muy difícil de determinar en la región estudiada. El único dato disponible es el que ha citado MARTÍNEZ-GARCÍA (1972) sobre la existencia de fragmentos de rocas metamórficas en niveles silúricos (Wenlock) poco metamórficos en la localidad de San Vitero (Zamora).

Es realmente muy difícil imaginar que estos fragmentos puedan provenir de un Precámbrico antiguo y, por otra parte, el Precámbrico reciente de esta región parece haber sufrido las mismas fases de metamorfismo que el Paleozoico infrasilúrico. El dato aportado por MARTÍNEZ-GARCÍA parece pues de sumo interés.

Además, en terrenos silúricos y posteriores no hemos encontrado trazas de esta fase, por lo que parece que en terrenos de esta edad la primera fase sería la segunda. Este argumento no es, sin embargo, definitivo ya que no es frecuente encontrar afloramientos donde la fase I se pueda detectar claramente, dada la enérgica actuación de la segunda fase.

No deja de ser significativo el hecho de que en numerosos sectores exista una importante laguna que abarca el Ordovícico medio y superior y la base del Silúrico.

Esta laguna se puede interpretar, desde luego, como resultado de movimientos epirogénicos. Pero también es cierto que no sería fácil encontrar una discordancia angular si el Silúrico se hubiese depositado sobre un Paleozoico inferior plegado isoclinalmente y si se tiene en cuenta la importancia de la esquistosidad ligada a la segunda fase.

En espera de nuevos argumentos preferimos no pronunciarnos sobre la edad de esta fase. De todos modos, nos parece más verosímil asignarle provisionalmente una edad prehercínica.

Finalmente, no proponemos un esquema regional sobre número y orden de fases de plegamiento. No hemos trabajado en el Precámbrico antiguo (?) ni tampoco hemos encontrado la fase II de RIBEIRO (1970) y MARCOS (1971). En Galicia Central hemos encontrado dos fases que deben corresponder con las III y IV de MARTÍNEZ-GARCÍA (una de ellas es la fase II de MATTE), pero en muchos casos no podemos decidir, ante el afloramiento, de cuál de ellas se trata.

Y hemos encontrado, también en Galicia Central, pliegues de dirección N 110° E, muy abiertos, de plano axial subvertical, sin esquistosidad asociada, y que deforman a la S₂ de MATTE.

Estos pliegues son de poca importancia, pero aparecen en un área muy extensa (cuatro hojas a escala 1:50.000). Probablemente se trata de una deformación tardía.

Creemos que esta parte del Macizo Hespérico, insuficientemente conocida en muchos sectores, nos reserva todavía muchos descubrimientos y es pronto aún para dar una síntesis detallada sobre los acontecimientos tectónicos y metamórficos.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. (1969): *Étude pétrographique et structurale des régions de Bragança et Morais (Tras-os-Montes, Portugal)*. Thèse Univ. Poitiers.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. & MATTE, Ph. (1971): *La estructura de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins*. Publ. Inst. Fr. Petr., Coll. Col. et Sem., n.º 22, pp. 1-68. Paris.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier.
- DIETRICH, G. (1962): *Das ostgalicische Grundgebirge im Raume Becerreá (Provinz Lugo, Spanien)*. Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Münster.
- FERRAGNE, A. (1972): *Le précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense (Nord-ouest de l'Espagne)*. Stratigraphie, Tectonique-Métamorphisme. Thèse Univ. Bordeaux I.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS, M. & MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 154 (Lalín)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 155 (Chantada)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 187 (Orense)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- (in litt): *Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, Hoja n.º 188 (Nogueira de Ramuin)*. Inst. Geol. Min. Esp.
- HILGEN, J. D. (1971): *The Lalín Unit: a new structural element in the hercynian orogeny of Galicia (NW Spain)*. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch., Proc. Ser. B, v. 74, n.º 4, Amsterdam.
- JULIVERT, M. (1967): *La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, n.º 1, pp. 1-26. Oviedo.
- MARCOS, A. (1971): *Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercyniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)*. Brev. Geol. Ast., año XV, n.º 4, pp. 59-64. Oviedo.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1971): *Esquema Geológico del Noroeste de la Provincia de Zamora*. Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., Sec. I, T. I, pp. 273-286. Madrid.

- (1972): *El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica*. Acta Geol. Hisp., t. VII, n.º 4, pp. 104-108. Barcelona.
- (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provs. de León, Zamora y Orense)*. Stvd. Geol. Univ. Salamanca, n.º V, pp. 7-106. Salamanca.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & CORRETGÉ, L. G. (1970): *Nota sobre la Serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense)*. Stvd. Geol., Univ. Salamanca, n.º I, pp. 47-58. Salamanca.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & NICOLAU, J. (in litt): *Los terrenos anteordovícicos de la Antiforma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, t. 44, pp. 153-281. Grenoble.
- MEERBEKE, G. L. E. van; HILGEN, J. D. & FOOR, P. (1973): *Preliminary results of the investigations of the Central Galician Schist area (prov. Orense and Pontevedra, NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., v. 49, pp. 33-37.
- NISSEN, H. U. (1959): *Deformation und Kristallisation in Nord-west spanischen Küstengebirge bei Vivero*. Diss, Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- NOLLAU, G. (1963): *Die Geologie der Montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in Central-Northern Portugal*. Bol. Geol. Min., t. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 271-298. Madrid.
- RIBEIRO, A. (1970): *Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)*. Com. Serv. Geol. Port., n.º 104, pp. 115-138.
- RIEMER, W. (1962): *Geologie der südöstlichen Provinz Lugo (Spanien)*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1957): *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Satao region (Northern Portugal)*. Com. Serv. Geol. Port., n.º 37, 617 pp.
- SITTER, L. U. de (1962): *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains*. Leidse Geol. Meded., v. 26, pp. 255-264. Leiden.
- TEX, E. den & FLOOR, P. (1971): *A synopsis of the geology of Western Galicia*. Publ. Inst. Fr. Petrole, Coll. Colloq. et Sem., n.º 22, pp. 1-13. Paris.
- VOGEL, D. E. (1967): *Petrology of an eclogite and pyrogranite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain*. Leidse Geol. Meded., d. 40, pp. 121-213.
- WALTER, R. (1962): *Stratigraphie und Tektonik in der nordöstlichen Provinz Lugo (Norwest Spanien)*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- ZUUREN, A. van (1969): *Structural Petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., d. 45, pp. 1-71.

(Recibido el 27 - Junio - 1973)