

LA ESTRUCTURA DEL DOMO DE LUGO Y DEL ANTICLINORIO DEL "OLLO DE SAPO"

J. R. MARTÍNEZ CATALÁN*
F. GONZÁLEZ LODEIRO*
M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN*
M.^a A. DÍEZ BALDA*

RESUMEN.—El Domo de Lugo ha sido definido como una amplia antiformal tardía en cuyo centro aflora el Precámbrico de la Serie de Villalba.

En el presente trabajo se propone un esquema del trazado cartográfico de las superficies axiales de los principales pliegues de Fase I y de los tardíos, apreciándose claramente la interferencia de plegamiento que es de los tipos 2 ó 3 (RAMSAY, 1967), según las zonas.

En cuanto al anticlinorio del "Olló de Sapo", separado del Domo de Lugo por la falla de Vivero, se interpreta como originado durante la primera fase hercínica, habiendo sido quizás retocado por las fases posteriores, pero sin que esto afecte de manera importante a su estructura.

SUMMARY.—The Lugo Dome has been defined as a late, large antiform whose nucleus is occupied by the "Serie de Villalba" of supposed Precambrian age.

A cartographic outline with the axial surfaces of the main folds is established for the first and late phases, being noticeable the existence of a interference pattern of types 2 or 3 (RAMSAY, 1967) depending on the places.

With regard to the "Olló de Sapo" anticlinorium, in our opinion it has been originated during the first Hercynian folding phase and only possibly retouched by the later ones.

EL DOMO DE LUGO

Se conoce con este nombre a una amplia estructura antiformal que se extiende desde el Mar Cantábrico en la región de Foz, al Norte hasta la Sierra del Caurel, al Sur.

Se inserta en la zona III, Galicia Oriental de MATTE (1968) que se caracteriza principalmente por la presencia de un Cámbrico inferior y medio com-

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

pleto, con sedimentos de tipo plataforma, que reposa sobre una potente secuencia turbidítica con facies predominantemente distales para la que se acepta una edad Precámbrico superior, y que ha sido denominada Serie de Villalba (BARROIS, 1882; CAPDEVILA, 1969).

La serie Cámbrica al Este y Sur del Domo de Lugo no presenta problemas de datación ni correlación. Los dos niveles cuarcíticos más importantes (cuarcitas de Cándana inferior y superior) pertenecen al Cámbrico inferior, así como las pizarras y carbonatos intercalados. Igualmente serían del Cámbrico inferior las pizarras, areniscas y carbonatos de la serie de Tránsito (WALTER, 1963, 1968) y la parte inferior de la caliza de Vegadeo, la parte superior de la cual se sospecha que pertenece ya al Cámbrico medio por la abundante fauna de Paradoxides que presentan las pizarras que tiene encima en la región de Vegadeo.

En la parte occidental, por el contrario, el término más superior visible son las cuarcitas de Cándana superior (cuarcitas de Gistral, de Puertomarín y las que afloran al Sur de Villalba) que ocupan en ocasiones gran extensión por estar subhorizontales y corresponden en general a flancos normales de los pliegues de primera fase que atraviesan el Domo de Lugo.

Estas cuarcitas reposan sin discordancia apreciable sobre otra serie constituida por cuarcitas, cuarcitas tableadas, anfibolitas oscuras y esquistos que ha sido denominada "serie de cuarcitas, pelitas y carbonatos de Cándana" (CAPDEVILA, 1969).

Posteriormente se la ha denominado Serie de Alba (Hojas n.º 47 Villalba; n.º 98 Baralla; n.º 62 Lugo; n.º 97 Guntín MAGNA) y Serie de Trastoy (Hoja n.º 23 Puentes de García Rodríguez MAGNA) y se le ha asignado una edad Precámbrica, situándola por debajo de la Serie de Villalba.

En nuestra opinión, las series de Alba y Trastoy representan el Cámbrico inferior más bajo, es decir, el equivalente de las cuarcitas de Cándana inferior y de las pizarras de Cándana. En efecto en la Hoja n.º 23 Puertomarín, aparecen unos materiales debajo de la cuarcita de Cándana superior y en continuidad cartográfica con la Serie de Alba (Hoja n.º 97 Guntín) en los cuales se encuentran intercalaciones de calizas que se siguen de una manera casi continua (interrumpida a veces por la falla de Vivero) (Fig. 1) hasta el nivel carbonatado inferior de la parte meridional de la Hoja n.º 124, Sarria, que es sin duda de la formación Cándana.

En otros puntos más septentrionales parece que estos carbonatos están ausentes pero, de una manera sistemática, la serie de Alba (o Trastoy) se halla siempre en contacto directo con la cuarcita de Cándana superior.

En ningún punto se encuentra la serie de Villalba entre la cuarcita de Cándana Superior y la Serie de Alba o Trastoy.

En la única zona en que, según se deduce de la cartografía de la Hoja n.º 23 Puentes de García Rodríguez, la cuarcita de Gistral (Cándana Superior) reposa sobre la serie de Villalba, ésta se compone de esquistos y cuarcitas, y en el punto de coordenadas Long. 7° 31'49" W, Lat. 43° 29'11" 3 N se encontró un nivel de mármol sacaroideo. La presencia de niveles carbonatados confirma, a pesar del metamorfismo que afecta a esta zona, que no se trata de la Serie de Villalba sino de la de Alba. Por todo lo anteriormente expuesto creemos que esta serie se corresponde con la de "cuarcitas, pelitas y carbonatos de Cándana" de edad Cámbrico inferior.

El Domo de Lugo es el resultado de la superposición de dos fases de deformación, una primera que ha dado lugar a la formación de pliegues a plano axial subhorizontal (MATTE, 1968) y otra posterior que los ha replegado suavemente.

Los pliegues debidos a la primera fase de deformación corresponden a pliegues cilíndricos en la parte oriental, mientras que en el centro pasan a ser pliegues de charnela curva llegando a tener eje E-W en el centro del Domo (ver Fig. 1 y MATTE, 1968, p. 68).

Más al Este, fuera ya del Domo de Lugo, la inclinación del plano axial de los pliegues es de 30° a 90°.

Se individualizan cuatro grandes anticlinales (Figs. 3 y 4) que de arriba a abajo son: Sarria, Becerreá, Mondoñedo y Villamea, separados por los correspondientes sinclinales, de los cuales el más inferior y externo, el de Villaodrid, presenta un flanco inverso de más de 20 Km.

En los pliegues más externos se observan a veces cabalgamientos a los que se asocian espacialmente uno o varios sistemas de esquistosidad de crenulación. Estos cabalgamientos se producirían al final de la fase 1 o durante una segunda fase de deformación. (Ver MARCOS, 1973 y PÉREZ ESTAÚN, 1975, para mayor información ya que no nos extenderemos sobre el tema).

Pliegues y cabalgamientos están plegados o más bien suavemente ondulados por un episodio de deformación al que llamaremos "tardío" sin asignarle por el momento una cronología ni un orden con respecto a los episodios tardíos que se ven en el resto del macizo Hespérico.

No hay esquistosidad de crenulación asociada a los pliegues tardíos y sólo muy localmente, se ven pliegues de tipo "chevron" de plano axial vertical y con la misma dirección, que se piensa podrían estar asociados.

Como los pliegues son muy suaves y además de perfil circular, no puede definirse para ellos una superficie axial en el sentido de RAMSAY (1967, p. 355 "superficie que une las líneas de charnela"); se considera entonces como plano axial al plano de simetría longitudinal de la estructura.

Como además se trata de pliegues que afectan a otros preexistentes, antes

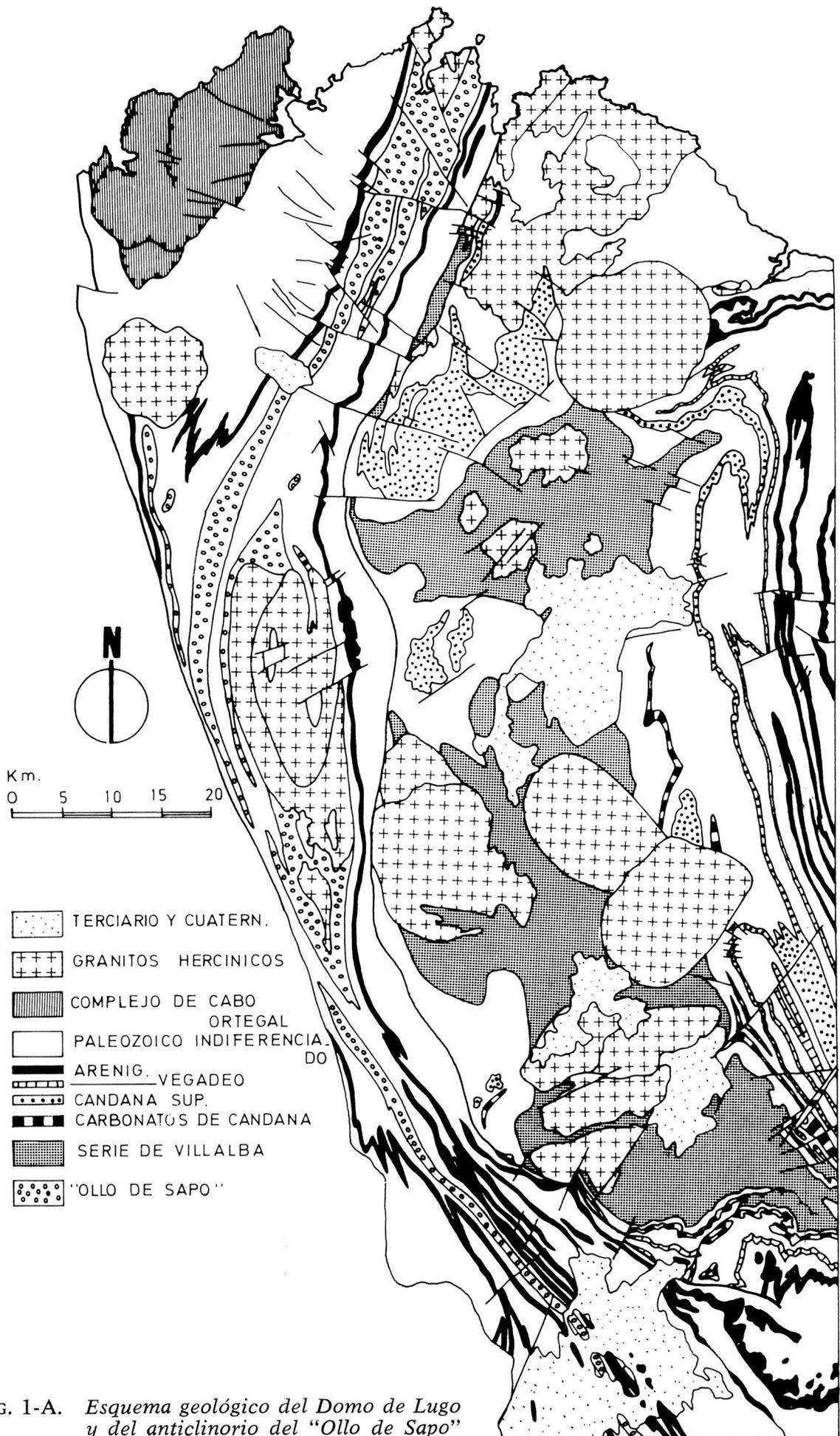


FIG. 1-A. Esquema geológico del Domo de Lugo y del anticlinorio del "Ollo de Sapo"

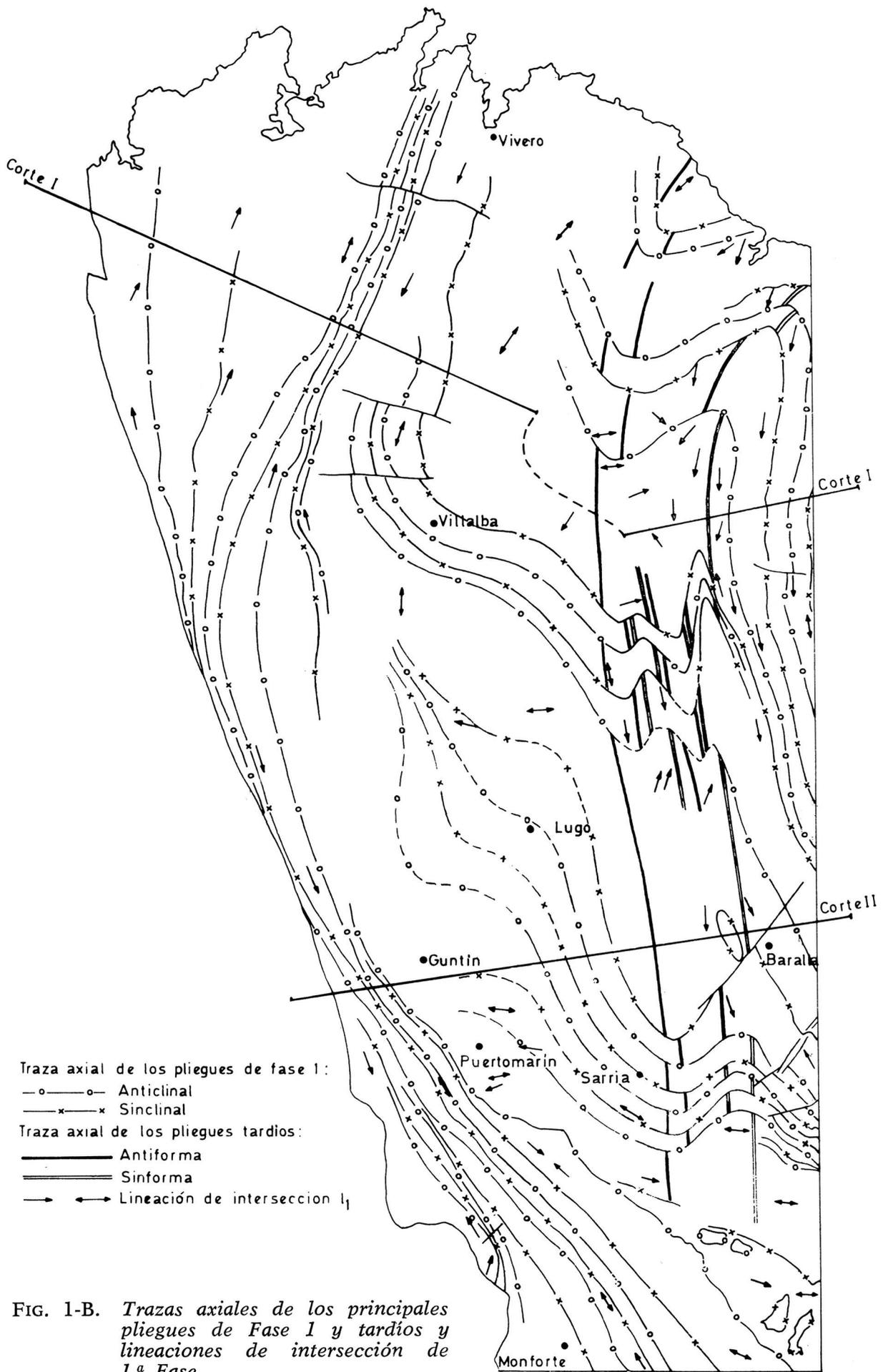


FIG. 1-B. *Trazas axiales de los principales pliegues de Fase I y tardios y lineaciones de intersección de 1.ª Fase.*

del plegamiento existían capas con diferente inclinación (flancos normales e inversos) lo que va a dar como resultado que las superficies axiales de los pliegues tardíos sean diferentes en los flancos normales que en los inversos y las trazas axiales aparecerán en cartografía distribuidas “en escalón” (Figs. 1, 2 y 3) (RAMSAY, 1967. Figs. 9-34, p. 509).

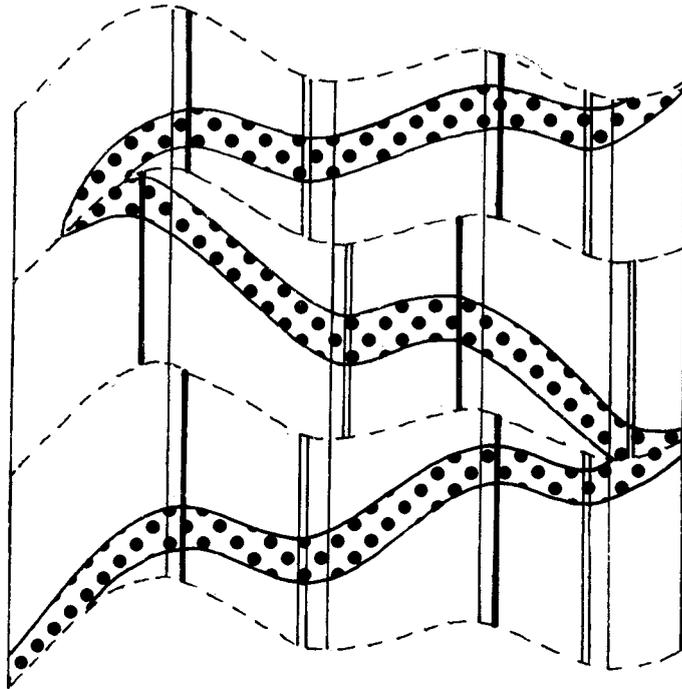


FIG. 2

Modelo explicativo en el que se muestra la disposición espacial de las superficies axiales de los pliegues secundarios al tomar como superficies de referencia la estratificación y los planos axiales de los pliegues primarios

La distribución en escalón resulta bastante exagerada en el caso que nos ocupa ya que, si bien el ángulo inicial entre los flancos normales e inversos no era muy grande (10° a 30°), el plegamiento tardío es muy suave y se ve perfectamente en el campo que por ejemplo el plano axial para la sinforma tardía que afecta al flanco normal del sinclinal de Baralla está desplazado unos 2,5 Km. hacia el Este con respecto al plano axial de dicha sinforma para el flanco inverso del mismo pliegue (Fig. 3).

Dos son las estructuras tardías importantes, una sinforma, al Este, y una antiforma, al Oeste, que dan lugar al Domo de Lugo (Fig. 1) acompañados por una serie de otros pliegues al Este y al Oeste de la antiforma principal.

La dirección de los pliegues tardíos es aproximadamente N-S, salvo en la zona más septentrional donde se curvan hacia el Este.

Estas estructuras se siguen sin interrupción hasta la Sierra del Caurel donde son casi perpendiculares a los pliegues primarios, perdiéndose paulatinamente hacia el Sur al pasar de la zona de pliegues tumbados a la de pliegues subverticales del anticlinorio del "Ollo de Sapo".

De lo anteriormente expuesto se deduce:

a) Durante la primera fase hercínica se produjo una deformación de gran intensidad que dio lugar a grandes pliegues (cuatro anticlinales que formarían en conjunto una estructura mayor: el pliegue tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria de Matte, 1968).

El mecanismo de deformación sería un ondulamiento inicial seguido de un aplastamiento muy importante, debido seguramente a un mecanismo de cizallamiento simple, que sería más intenso en las zonas más internas, en concreto en el Domo de Lugo. Este sería el único lugar donde los pliegues

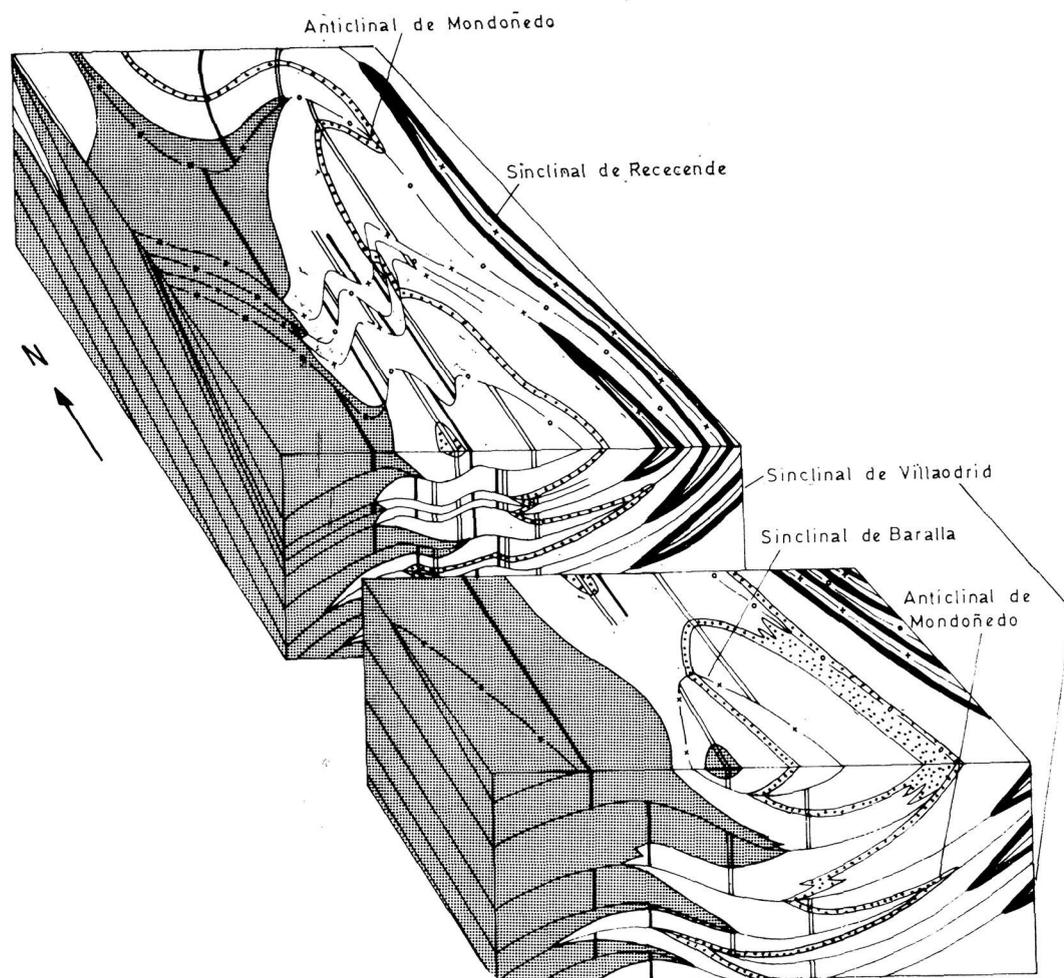


FIG. 3

Bloque diagrama esquemático mostrando las principales estructuras de fase I y su relación con los pliegues tardíos. Símbolos igual que en Fig. 1

llegarían a ser totalmente tumbados al final de la fase. La presencia de charnelas curvas en donde el eje B llega a ser subparalelo a la dirección de estiramiento, indica un aplastamiento inhomogéneo importante que sólo se encuentra en las zonas de gran deformación tangencial (ARTHAUD, 1969).

Hacia el Este y hasta el anticlinal del Narcea, las fases primera y segunda (cabalgamientos) serían responsables de las macroestructuras que se cartografían, y que en nuestra opinión (ver también Matte, 1968) tendrían originalmente una inclinación muy similar a la que hoy día presentan, habiendo sido poco afectadas por las fases tardías.

b) Una fase tardía plegó suavemente las estructuras anteriores. La dirección de esta fase es aproximadamente paralela a la de la virgación hercínica en el Norte y Centro, siendo cada vez más oblicua hacia el Sur.

Donde las direcciones de los ejes de ambas fases son subparalelas (E y NW del Domo de Lugo), dan unas figuras de interferencia del tipo 3 (RAMSAY, 1967, p. 521) de las cuales la más visible es la de la región de Mondoñedo (WALTER, 1968). Cuando los ejes de la primera fase están cercanos a la dirección E-W (centro del Domo de Lugo, Región de Puertomarín y Sierra del Caurel), la figura de interferencia es del tipo 2, aunque las típicas formas "en champiñón" no se observan bien en la cartografía por falta de niveles guía en el Domo de Lugo, y tampoco en el pliegue tumbado del Caurel por ser mucho más aparente la intersección del pliegue con una topografía accidentada.

LA FALLA DE VIVERO

Es esta una estructura de fundamental importancia, que separa Galicia Oriental, con Cámbrico muy completo y Precámbrico tipo Serie de Villalba, de la zona de Galicia Media - Tras os Montes con ausencia de Cámbrico y presencia de la formación "Ollo de Sapo".

Aunque evidentemente el juego último de la falla ha sido como normal, hundiendo el bloque occidental con respecto al oriental es probable que fuera un cabalgamiento que acercó dos áreas con series muy diferentes. Esta hipótesis se ve reforzada por la presencia en los alrededores, a ambos lados de la misma, de varios sistemas de esquistosidades de crenulación, kinks y pliegues de tipo "chevron" semejantes a los que van asociados a los cabalgamientos de la zona más oriental (A. MARCOS y A. PÉREZ ESTAUN, comunicación personal y observaciones propias).

Aunque la falla normal pasa hoy al Norte del pliegue tumbado del Caurel, donde se pierde, es probable que el cabalgamiento que ha utilizado pa-

sara al Sur del mismo (presencia de distena, como en la mayor parte de su recorrido, diferencia en intensidad de la deformación entre el pliegue del Caurel y los inmediatos por el SW) o bien que dicho cabalgamiento se amortiguara hacia el Sur.

EL ANTICLINORIO DEL "OLLO DE SAPO"

Esta estructura, definida por PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964), e interpretada en la mayor parte de los trabajos como originada por una fase 2 vertical que afectaría a un gigantesco pliegue tumbado de Fase 1 (MATTE, 1968), ha sido estudiada con detalle en una zona comprendida entre Monforte y Puertomarín, habiéndose realizado además numerosas observaciones desde ahí, hasta la Costa Cantábrica al NW de Vivero.

El resultado de nuestras observaciones puede resumirse en los siguientes puntos:

a) Los macro y mesopliegues que se observan son de Fase I, teniendo por plano axial la esquistosidad primaria.

b) Las relaciones esquistosidad 1 - estratificación, y la simetría de los nicho y mesopliegues son coherentes con los pliegues que se cartografían.

c) Existe en muchos lugares una esquistosidad de crenulación subvertical, visible en las pizarras y esquistos, pero con frecuencia se observa que la intersección de esta esquistosidad de crenulación con la estratificación da criterio de flanco normal cuando nos encontramos en el flanco inverso de un macropliegue.

d) Prácticamente no se encuentran pliegues plegados a escala de afloramiento, ni formas de interferencia a escala cartográfica (Fig. 1) en el anticlinorio del "Olló de Sapo" al Norte de Monforte de Lemos.

e) La esquistosidad primaria no aparece doblada en las zonas de charnela de los anticlinales con núcleo de porfiroide "ollo de sapo" material éste en el que S_1 aparece muy marcada aunque esté afectada por la crenulación.

En consecuencia deducimos que los pliegues que se cartografían en el anticlinorio del "Olló de Sapo" se forman durante la primera fase de deformación.

Se observa en el mapa (Fig. 1) que las trazas axiales de los pliegues están más separadas en los bordes Norte y Sur de los afloramientos de la granodiorita precoz de Guitiriz y del granito de dos micas al Norte de Friol rodeando estos afloramientos de rocas graníticas deformadas.

Una fase de apretamiento sería pues posterior al emplazamiento de la granodiorita y posterior o simultánea a la del granito. Estos habrían protegido del aplastamiento a las estructuras anteriores creando en sus extremos Norte y Sur una especie de zonas abrigadas.

Más al Oeste, fuera de la zona objeto del presente trabajo, se observan claramente grandes pliegues tardíos de la esquistosidad primaria con plano axial cercano a la vertical (Anticlinical de Fronton-Herbedeiro, Hojas n.º 155 Chantada y 188 Nogueira de Ramuín, MAGNA: 1/50.000).

El problema que se plantea entonces es por qué, en la zona restringida del anticlinorio del ollo de sapo, en la que existe una fase compresiva, cuyo plano de aplastamiento es vertical, no se encuentran pliegues superpuestos. Dejaremos para el último apartado la discusión de este problema.

Relación con el Complejo de Cabo Ortegal

No entraremos en un estudio de la estructura interna del Complejo que ha sido realizado por ENGELS (1972) y modificado posteriormente durante la realización de las Hojas n.º 1 Ortigueira y n.º 7 Cedeira del MAGNA: 1/50.000. Baste decir que dentro de él se encuentran evidencias de episodios de deformación anteriores a los primeros que se encuentran en el anticlinorio del

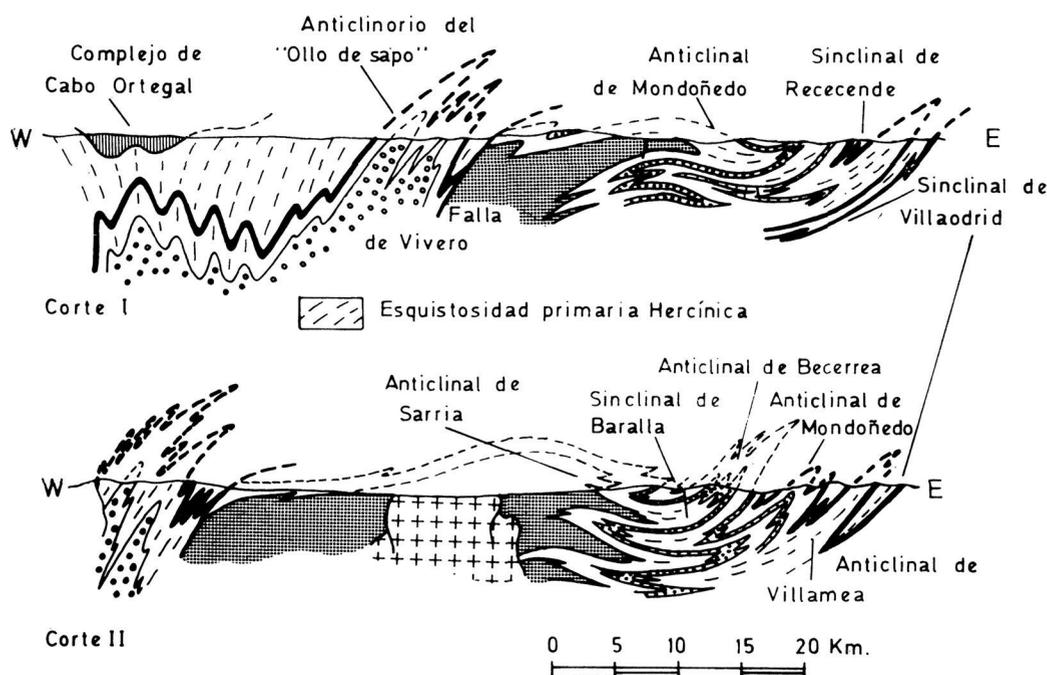


FIG. 4

Cortes geológicas mostrando las principales estructuras de Fase I, su relación con los pliegues tardíos y con el Complejo de Cabo Ortegal. Símbolos igual que en la Fig. 1

“Ollo de Sapo”. La esquistosidad primaria hercínica del anticlinorio penetra claramente en el Complejo, si bien el tipo de deformación que produce la Fase I es diferente dentro que fuera de él debido a la distinta competencia de los materiales. Por lo tanto el macizo de Cabo Ortegal se encontraba ya en el lugar que actualmente ocupa en el tiempo en que se produjo lo que venimos considerando como la primera deformación hercínica.

La estructura de tipo sin forma (Fig. 4, Corte I) que presenta sería debida a dicha primera deformación.

La presencia de un macizo rígido habría protegido en parte los materiales que le rodean por lo que en ellos la deformación sería menor, produciendo una zona abrigada (Figs. 1 y 4, Corte I) que explicaría también el hecho de que la S_1 buce al Este en la parte occidental fuera del complejo.

Sería por tanto, a gran escala, una especie de embudo de la esquistosidad “*arcuate hinge-cleavage*” semejante a los que se encuentran en los materiales incompetentes que rodean la parte externa en las charnelas de capas competentes (ROBERTS, 1971).

DISCUSION

Varias hipótesis han sido emitidas en esta rama de la cadena para explicar la posición de la esquistosidad.

Ph. MATTE (1968) considera para este sector de la virgación (rama Norte-Sur) que el buzamiento de la esquistosidad varía desde una posición horizontal primaria (Anticlinorio del “Ollo de Sapo”, Domo de Lugo) a una vertical (Occidente de Asturias) en función de una disminución en la intensidad de la tectónica tangencial, y sobre todo a causa de la resistencia que ofrecía al plegamiento la formidable serie cuarcítica de la fosa occidental asturiana.

A. MARCOS (1973) supone que la esquistosidad primaria es subhorizontal para todo el ámbito estudiado y que su verticalización es debida a la superposición de la tercera fase hercínica.

En nuestra opinión, la geometría de la esquistosidad desde el occidente de Asturias hasta el anticlinorio del “Ollo de Sapo” presentaba originalmente unas zonas con esquistosidad horizontal que pasaba gradualmente a zonas con esquistosidad más inclinada. Esta geometría inicial podría explicarse como debida a una variación en el mecanismo de la deformación, es decir, que existieran zonas en las que la componente rotacional fuera más importante (esquistosidad horizontal y pliegues curvos) que en otras (esquistosidad subvertical).

A partir del trabajo de A. MARCOS (1973) y de observaciones propias, hemos llegado a la conclusión de que los pliegues que constituyen la unidad del Eo y del Navia corresponden a pliegues de primera fase, cuya geometría es incompatible con una posición original subhorizontal. En el Occidente de Asturias no se observa ninguna figura de interferencia, y los diagramas de polos de S_1 no presentan dispersión apreciable sino que definen un plano de esquistosidad "medio" de dirección N-S a N 30° E con buzamientos próximos a la vertical.

La geometría de estos pliegues como se deduce de las relaciones esquistosidad-estratificación es bastante simétrica, lo cual está en contradicción con unos pliegues primitivamente subhorizontales, producidos por una deformación con una componente tangencial importante, ya que en este caso serían mucho más asimétricos.

En el Domo de Lugo los pliegues presentan una fuerte asimetría, gran desarrollo de flancos inversos y presencia de ejes curvos en la parte más interna. Descartando la deformación tardía que se reduce a un ondulado suave, la posición de la esquistosidad debía ser originalmente horizontal o casi.

La componente tangencial en los esfuerzos habría sido importante aquí y como consecuencia, la deformación se efectuaría con una componente rotacional que llegaría a colocar subhorizontales los planos axiales de los pliegues.

En cuanto al anticlinorio del "Ollo de Sapo", desconocemos su simetría total. No se sabe por ejemplo si el flanco inverso del anticlinal más oriental es o no importante. Se sabe sin embargo que los pliegues que existen al SW del anticlinal tumbado del Caurel son menos apretados que éste y muy simétricos. Igualmente simétricos son los pliegues que se encuentran al Sur del Complejo de Cabo Ortegaleja en la Hoja n.º 22 Puente deume. Además los ejes de los pliegues son sólo suavemente curvados y hay que tener en cuenta que éste efecto puede estar exagerado por el aplastamiento posterior.

En consecuencia deducimos que de la zona con deformación rotacional importante del Domo de Lugo se pasa paulatinamente hacia el Oeste a otra zona donde ésta es menor, con pliegues de eje más recto y plano axial originalmente menos horizontal.

El Domo de Lugo corresponde entonces a una banda con mayor deformación que las que lo limitan, teniendo esta deformación una componente rotacional importante y realizándose por un mecanismo que en primera aproximación sería parecido a un cizallamiento simple (*simple shear*, RAMSAY, 1967). Zonas de este tipo en las que la deformación por cizallamiento es mayor que en las que la rodean, se han descrito tanto a escala de cadena como

de afloramiento (Ver en particular RAMSAY & GRAHAM, 1970; COBBOLD, 1976).

Una zona de cizalla como la descrita es una zona de subducción en el sentido clásico, dentro de la litosfera siálica y tiene como consecuencia una acumulación de material siálico debajo de ella. En el momento en que los esfuerzos dejan de actuar debe producirse un reajuste isostático. Si la zona del Domo de Lugo se levantó pudo producir una gran flexión monoclinal que habría verticalizado los pliegues del anticlinorio del "Ollo de Sapo".

La falla de Vivero representaría entonces, a menor escala, lo mismo que la falla Tonale o línea Insúbrica en los Alpes, donde está relacionada con la zona de raíz o más bien zona de subducción mesoalpina (TRÜMPY, 1973).

Posteriormente y con los pliegues del anticlinorio ya muy verticalizados tuvo lugar una fase tardía de apretamiento que, debido a la intrusión previa de macizos graníticos, produjo una distorsión en las trazas axiales de los pliegues.

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos en primer lugar al I.G.M.E. y de modo especial al director de la División de Geología, D. MANUEL M. DE ALVARADO, por facilitarnos toda la información disponible hasta el momento del MAGNA 1/50.000 de la zona que nos ocupa, así como el permiso para utilizar los datos que figuran en dichas Hojas.

Quedamos igualmente reconocidos para con los autores de las Hojas del MAGNA que se han consultado y utilizado, que son las siguientes:

1. Ortigueira.—7. Cedeira.—8. Vivero.—9. Foz.—22. Puente deume.—23. Puentes de García Rodríguez.—24. Mondoñedo.—47. Villalba.—48. Meira.—72. Lugo.—97. Guntín.—98. Baralla.—155. Chantada.

Finalmente a la empresa GEOPRIN, S. A., y en particular a D. JOSÉ DE PABLO MACÍA, con quien dos de nosotros (F. G. L. y J. R. M. C.) hemos realizado la Hoja n.º 48, Meira, ya que muchos de los datos obtenidos durante su realización han sido utilizados en el presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F. (1969): *Un exemple de relations entre l'étirement dans B. la dispersion des linéations et la courbure des axes des plis: La virgation des plis couchés Hercyniens du versant sud de la Montagne Noire*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam., (2) 11(5), 523-532. París.
- BARROIS, Ch. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galice*. Mem. Soc. Geol. Nord., 2 (1). Lille.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien du NW de l'Espagne*. Thèse Univ. Montpellier, 430 pp.
- COBBOLD, P. R. (1976): *Classification et origine des zones de déformation finie*. IV Reun. des Sc. de la Terre. Resum. des Com. Centr. Armor. d'Etude Structural des Socles. C.N.R.S. Univ. de Rennes.

- MARCOS, A. (1973): *Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)*. Trab. de Geol., 6, 1-113. Oviedo.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Fac. Ci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine, 44, 1-128.
- PARGA PONDAL, J.; MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction à la géologie de "l'Ollo de Sapo" formation porphyroïde antesilurienne du Nord Ouest de l'Espagne*. Not. Comuns. I.G.M.E., 76, 119-154.
- PÉREZ ESTAÚN, A. (1975): *La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental-Leonesa (W de León, NW de España)*. Tesis Univ. de Oviedo.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc. Graw Hill Book Co., 568 pp.
- RAMSAY, J. C. & GRAHAM, R. H. (1970): *Strain variation in shear belts*. Canad. J. Earth Sci., 7, 786-813.
- ROBERTS, D. (1971): *Abnormal cleavage patterns in fold hinge zones from varanger Peninsula Northern Norway*. Am. J. Sci., 271, 170-180.
- TRÜMPY, R. (1973): *The timing of orogenic events in the Central Alps*. In "Gravity & Tectonics", 229-251, J. Wiley & Sons.
- WALTER, R. (1963): *Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nord west Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh, 117, 360-371.
- (1968): *Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)*. Geotekt. Forsch., 27, 3-70. Stuttgart.