

APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA ESTRUCTURA DEL SINCLINORIO
DE VERIN

Alonso, J.L. (*); Rodríguez Fernández, L.R. (**)

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo

(**) División de Geología. IGME. Madrid

Resumen

Los materiales precámbricos, ordovícicos y silúricos del Sinclinorio de Verín están afectados por una deformación polifásica, acompañada de un metamorfismo regional de presión intermedia-baja durante el hercínico.

Los datos estructurales obtenidos indican una disposición subhorizontal para la esquistosidad primaria, en toda la sucesión metasedimentaria, antes de ser afectada por las fases posteriores. Este hecho, difiere de lo considerado anteriormente en el sentido de la existencia de una importante fase de deformación a comienzos del Silúrico, atestiguada por la existencia de una esquistosidad primaria en abanico, a escala del sinclinorio, afectando únicamente a los materiales pre silúricos.

La verticalización de la esquistosidad primaria en los flancos del sinclinorio, sus suaves buzamientos en el sector S de la zona de charnela central y el desarrollo de una esquistosidad de crenulación muy penetrativa en el sector N de la misma, son hechos explicables teniendo en cuenta el papel que ha jugado el basamento granítico irregular y el macizo básico de Braganza suprayacente.

Abstract

The precambrian, ordovician and silurian materials outcropping in the Verín syncline have undergone the effects of a poliphase deformation during the Hercynian

cycle. The deformation is synchronous with an intermediate-low pressure type regional metamorphism. The existence of a pre-silurian deformation phase is discarded.

It is shown that the sttitude of the cleavages within the syncline is controlled by the irregular granitic basement and the overlying Braganza massif.

INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

El área objeto del presente trabajo se sitúa, en el contexto del Macizo Herciniano Ibérico, en la zona centro-Ibérica (JULIVERT et al. 1974), caracterizada, entre otros aspectos, por un gran desarrollo de la granitización herciniana, así como por la presencia de varios macizos básicos de interpretación controvertida (RIES y SHACKLETON, 1971; RIBEIRO, 1974; MARTINEZ-GARCIA et al., 1975 y ARPS et al. 1977).

Dentro de este área, se denomina Sinclinorio de Verín a una vasta estructura sinformal situada en la prolongación hacia el N de los extensos afloramientos silúricos de Tras-os-Montes, sobre los que se emplazan los macizos básicos de Morais y Braganza (Fig. 1); más concretamente, el sinclinorio de Verín constituye la prolongación hacia el N del sinforme en cuyo núcleo se sitúa el macizo de Braganza. La inmersión del eje del sinclinorio hacia el S determina que hacia el N, afloren sucesivamente materiales ordovícicos e incluso el "Ollo de Sapo".

Las aportaciones al conocimiento de la estructura del sinclinorio de Verín se limitan al trabajo de FERRAGNE (1972).

Este autor propone la existencia de una importante fase de deformación de edad presilúrica, responsable del desarrollo de una esquistosidad dispuesta en forma de abanico a escala del sinclinatorio y restringida a los materiales presilúricos. Esta estructura en abanico habría condicionado la instalación del futuro sinclinatorio de Verín, de tal suerte que posteriormente al depósito de los materiales silúricos, y a pesar de originarse una importante deformación tangencial con desarrollo de una esquistosidad subhorizontal generalizada en estos materiales, el sinclinatorio inicial no habría hecho otra cosa que acentuarse, sin sufrir grandes modificaciones.

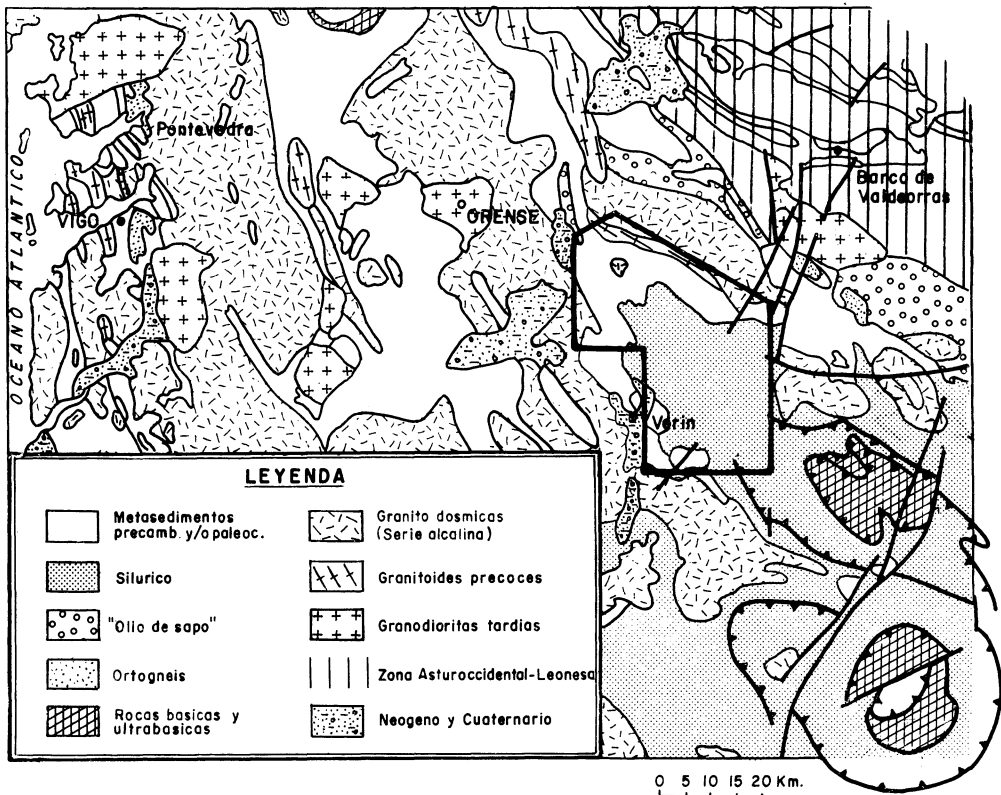


Fig. 1: Situación del sinclinatorio de Verín en un mapa regional de Galicia Sur y Tras-os-Montes. (basado en el Mapa Geológico de la Península y Baleares. IGME.1980 modificado).

Esta historia tectónica contrasta fuertemente con los esquemas estructurales descritos en áreas próximas; RIBEIRO (1974) en Tras-os-Montes oriental, MARQUINEZ (1981) en el área de Forcarey-Beariz, o en otras áreas del NO peninsular; MARCOS (1973) en el occidente de Asturias, PEREZ-ESTAUN (1978) en el oeste de León y MARTINEZ-CATALAN (1981) en el domo de Lugo.

Todos estos autores coinciden sustancialmente en sus apreciaciones relativas a la historia tectónica. Señalan, en primer lugar, la existencia de episodios tangenciales que originan inicialmente pliegues acostados, vergentes al E y posteriormente zonas de cizalla con diversas microestructuras asociadas. Con posterioridad, se originan pliegues subverticales o con ligera vergencia "retro", con una crenulación asociada de distribución regional irregular. Todas estas deformaciones se consideran hercínicas.

Las campañas de campo llevadas a cabo para realizar las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000 (MAGNA) en el área del sinclinatorio de Verín, han aportado algunos datos nuevos que permiten llegar a la conclusión de que la estructura de este sinclinatorio no es diferente, en sus rasgos generales, a la descrita por los autores antes mencionados en áreas próximas. En efecto, la atribución de una esquistosidad en abanico para los materiales presilúricos, se debe a la equiparación de la esquistosidad de crenulación subvertical, muy penetrativa, de la zona de charnela del sinclinatorio en su sector N, con la esquistosidad primaria presente en los flancos del mismo. De esta forma, la apreciación global en un corte transversal del sinclinatorio, puede dar la impresión de una disposición en abanico de la

esquistosidad primaria y no subhorizontal como realmente ocurre.

ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica del sinclinorio de Verín se puede observar esquemáticamente en la Fig. 2.

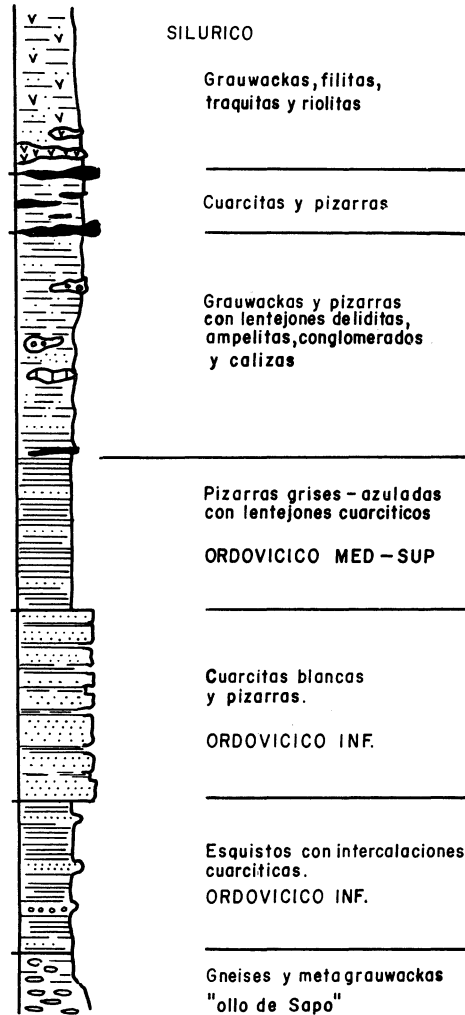


Fig. 2: Sucesión estratigráfica esquemática del sinclinorio de Verín.

Los materiales más antiguos que afloran en el área son gneises, a veces en vías de magmatización, cuyos caracteres mineralógicos y texturales permiten identificarlos como correspondientes al "Olló de Sapo". Sobre estos materiales se apoyan un conjunto de micaesquistos que hacia el techo contienen alternancias de cuarcitas y eventualmente de conglomerados, cuya potencia varía extraordinariamente. Encima se sitúan varios cientos de mts. de alternancias arenoso-pelíticas con caracteres litológicos y sedimentarios similares a la Serie de Cabos. A estas alternancias le sucede una sucesión muy monótona de pizarras gris-azuladas, con niveles cuarcíticos esporádicos y de continuidad lateral limitada y que son equiparables a las clásicamente denominadas Pizarras de Luarca. La potencia de esta sucesión pizarrosa puede llegar a unos cientos de mts. aunque varía notablemente, ya que los materiales silúricos suprayacentes son levemente discordantes. La carencia de datos faunísticos no permite hacer atribuciones cronoestratigráficas a estas unidades litoestratigráficas, aunque la similitud con la secuencia estratigráfica propia del Antiforme del "Olló de Sapo" permite atribuir una edad ordovícica a todo el conjunto por encima de los gneises, Ordovícico inferior para las dos primeras unidades y Ordovícico medio-superior para la tercera.

Los materiales silúricos, levemente discordantes, que ocupan el núcleo del sinclinatorio de Verín, presentan una litología muy variada: grauwackas, micro-conglomerados, cuarcitas, lutitas, ampelitas, liditas, calizas y rocas volcánicas (traquitas, riolitas y cineritas), ordenadas estratigráficamente tal como se expresa en la Fig. 2. La potencia de la serie silúrica es di

ficil de precisar, aunque se puede estimar en varios miles de mts. La edad silúrica de estos materiales ya fué establecida por MATTE (1968) quién recogió faunas del Llandovery superior.

En la parte basal de la serie silúrica, aparecen ocasionalmente pizarras con fragmentos de cantos, interpretadas por IGLESIAS PONCE DE LEON y ROBARDET (1980), como depósitos glaciomarininos de edad probablemente Asghill en cuya base existe una laguna estratigráfica que ocupe el Caradoc y parte del Asghill. Estos autores, en base a diversos datos de índole regional, interpretan que el sector del sinclinorio de Verín forma parte de un surco o "fossé trasmontain" durante el Silúrico, de características similares a los desarrollados en la Zona Asturoccidental-leonesa durante el Ordovícico.

La discordancia de la base del Silúrico, es muy suave -en el área del Sinclinorio de Verín nunca llegan a desaparecer por completo las pizarras de Luarca- y debe de estar producida por los fenómenos antes citados o por abombamientos de gran radio de curvatura (MARTINEZ CATALAN, 1981) sin que en ningún caso se hallan desarrollado, con anterioridad al depósito de éstos materiales, pliegues apretados, esquistosidad ni metamorfismo.

ESTRUCTURA GENERAL

la geometría general del sinclinorio de Verín puede observarse en el mapa Fig. 3 y en los cortes de la Fig. 4 realizados en 3 secciones transversales a lo largo de su traza axial.

La sección más meridional, (Fig. 4 C) permite observar en los materiales silúricos, una estructura sinformal extraordinariamente simple, muy laxa, delimitada tanto por la estratifica-

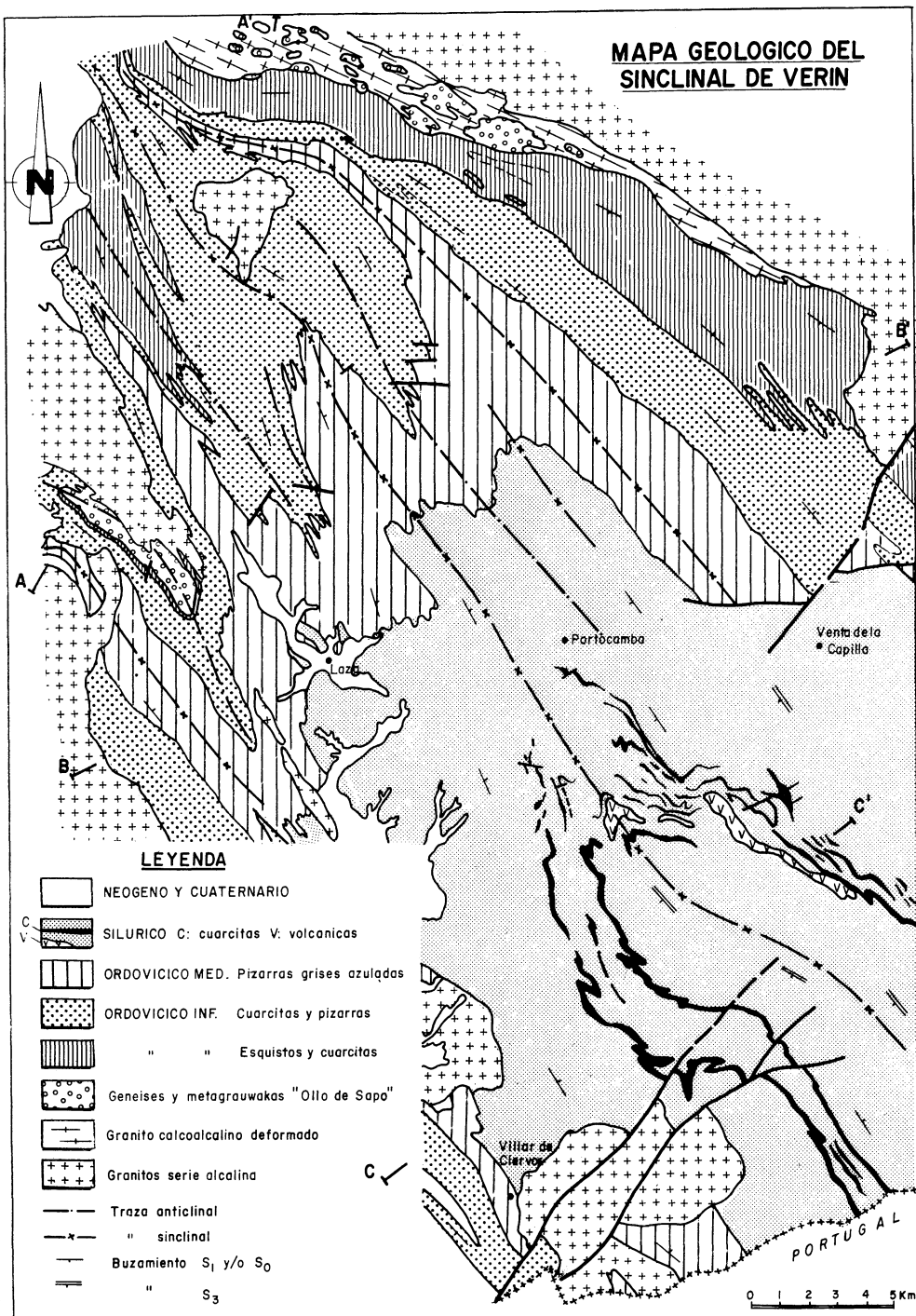


Fig. 3: Mapa Geológico del sinclinatorio de Verín realizado en base al Mapa Geológico Nacional escala de 1:50.000 2ª serie (MAGNA), ligeramente modificado.

ción como por una esquistosidad subparalela. Los pliegues asociados a esta esquistosidad primaria son excepcionales, estando la casi totalidad de los mismos ligados a las cuarcitas silúricas, niveles estos con un elevado contraste de ductilidad con las series eminentemente pizarrosas que las engloban. La oblicuidad entre S_0 y S_1 solo es observable en las zonas de charnela (Lámina 1C), lo que permite deducir un carácter isoclinal muy acusado, para estos pliegues.

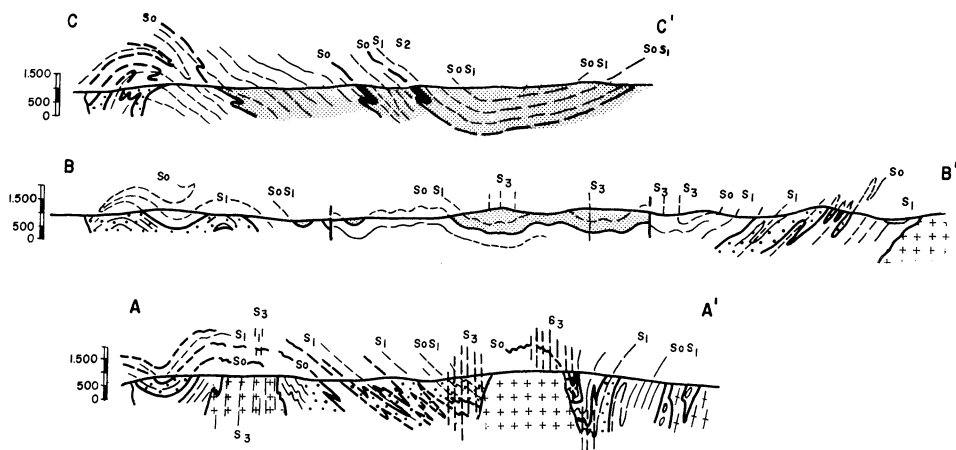


Fig. 4: Cortes geológicos del sinclinorio de Verín. A-A', B-B' y C-C' en el mapa de la Fig. 3. Silúrico, Serie de los Cabos y granitoides igual que en la Fig. 3, pizarras de Luarca y del ordovícico inferior en blanco.

Los pliegues de orden menor, relacionados con el sinclinorio y que deforman, por tanto, la esquistosidad primaria, son también muy escasos y, salvo raras excepciones, corresponden a flexiones muy suaves, casi imperceptibles (Lámina 1B).

En una sección más septentrional (Fig. 4B), la única diferencia que se observa respecto a la anterior, es que los pliegues de todo orden, relacionados con el sinclinorio, son más abundantes y con un ángulo entre flancos menor que supone un mayor apretamiento. La estructura en el flanco S, donde afloran los materiales basales de la serie, tiene unas características semejantes, con el desarrollo, a escala cartográfica, de varios pliegues de longitud de onda similar, con plano axial subvertical y eje horizontal que deforman la esquistosidad primaria. En el flanco N, la estructura monoclinual más simple y la verticalización de la esquistosidad primaria permiten evidenciar la existencia de una gran cantidad de pliegues ligados a la esquistosidad primaria. Estos pliegues son fuertemente isoclinales, con flancos de centenares de mts., y están desarrollados en las alternancias arenoso-pelíticas del Ordovícico inferior (Lámina 1A).

Finalmente, en una tercera sección aún más septentrional (Fig. 4A), la estructura que se observa consiste básicamente en un sinformal, con un gran desarrollo, en su zona central, de pliegues con planos axiales subverticales y ejes subhorizontales que deforman la esquistosidad primaria. Estos pliegues conllevan en su desarrollo, la existencia de una esquistosidad de crenulación subvertical muy penetrativa, que en ocasiones, llega a enmascarar la esquistosidad primaria y se convierte en la discontinuidad planar más penetrativa a escala de afloramiento.

El contraste de ductilidad entre los materiales que afloran en esta sección, especialmente entre las alternancias arenoso-pelíticas del Ordovícico inferior y los materiales incompetentes supra e infrayacentes, favorecen el desarrollo de pliegues de primera fase. Efectivamente, la comparación de este corte estructural con los dos anteriores, y al margen de la estructura sinformal posterior, pone en evidencia un gran desarrollo de pliegues ligados a la esquistosidad primaria, en franco contraste con el escaso o nulo desarrollo de estas estructuras en las series suprayacentes de gran homogeneidad litológicas (Pizarras de Luarca y Silúrico), o en su pequeña magnitud comparadas con las de esta sección. Básicamente, la estructura primaria de este sector del actual sinclinorio de Verín, consiste en un conjunto de pliegues isoclinales, de plano axial subhorizontal en origen y cuyos flancos inversos tienen magnitudes de centenares de mts. e incluso de kilómetros.

LAS FASES DE DEFORMACION

De lo dicho anteriormente se deduce la existencia de dos fases principales de deformación en el área objeto de este trabajo.

Primera fase de deformación.- Como ya se ha mencionado al describir la estructura general, las primeras estructuras que se originan son pliegues isoclinales, con una esquistosidad asociada cuya posición debe de ser próxima a la horizontal en origen.

Se desarrollan pliegues de esta fase en zonas litológicamente favorables especialmente en "multilayers" de rocas competentes e incompetentes, como las alternancias arenoso-pelíticas

del Ordovícico, o en capas competentes aisladas en conjuntos incompetentes como es el caso de las cuarcitas silúricas. Los pliegues menores se desarrollan igualmente en estas zonas y especialmente en las zonas de charnela de las estructuras mayores.

La esquistosidad primaria, y por lo tanto los planos axiales de estos pliegues, pueden aparecer en cualquier posición, desde horizontal a vertical, en cualquier sector del sinclinal debido al efecto de las fases posteriores. De modo general, buza hacia el E en el flanco occidental del sinclinorio y hacia el O en el flanco oriental, apareciendo fuertemente deformada en el sector central. Los ejes de estos pliegues tienen una dirección general N 140-160° E; algunas direcciones anómalas, que pueden llegar a ser E-O en ciertas localidades, se pueden explicar por el efecto de las fases tardías.

Los pliegues menores observados son asimétricos, con ángulos entre flancos entre 20 y 40° (Fig. 5C, 5D y Láminas 1D). El perfil de las capas es, generalmente redondeado, aunque existen casos en que están próximos al tipo "chevron". La morfología de las capas redondeadas se aproxima, en general, a la clase 2 de RAMSAY (1967) como se deduce de la observación de la figura 5A y de las "isógonas" de buzamiento (Fig. 5C y 5D). La existencia de una periodicidad y longitud de onda características, dependiendo únicamente del tipo "multilayer", sugiere que en su génesis han intervenido mecanismos de tipo "buckling", aunque las características morfológicas antes citadas, especialmente el bajo ángulo entre flancos y el engrosamiento de charnelas indican un importante aplastamiento posterior.

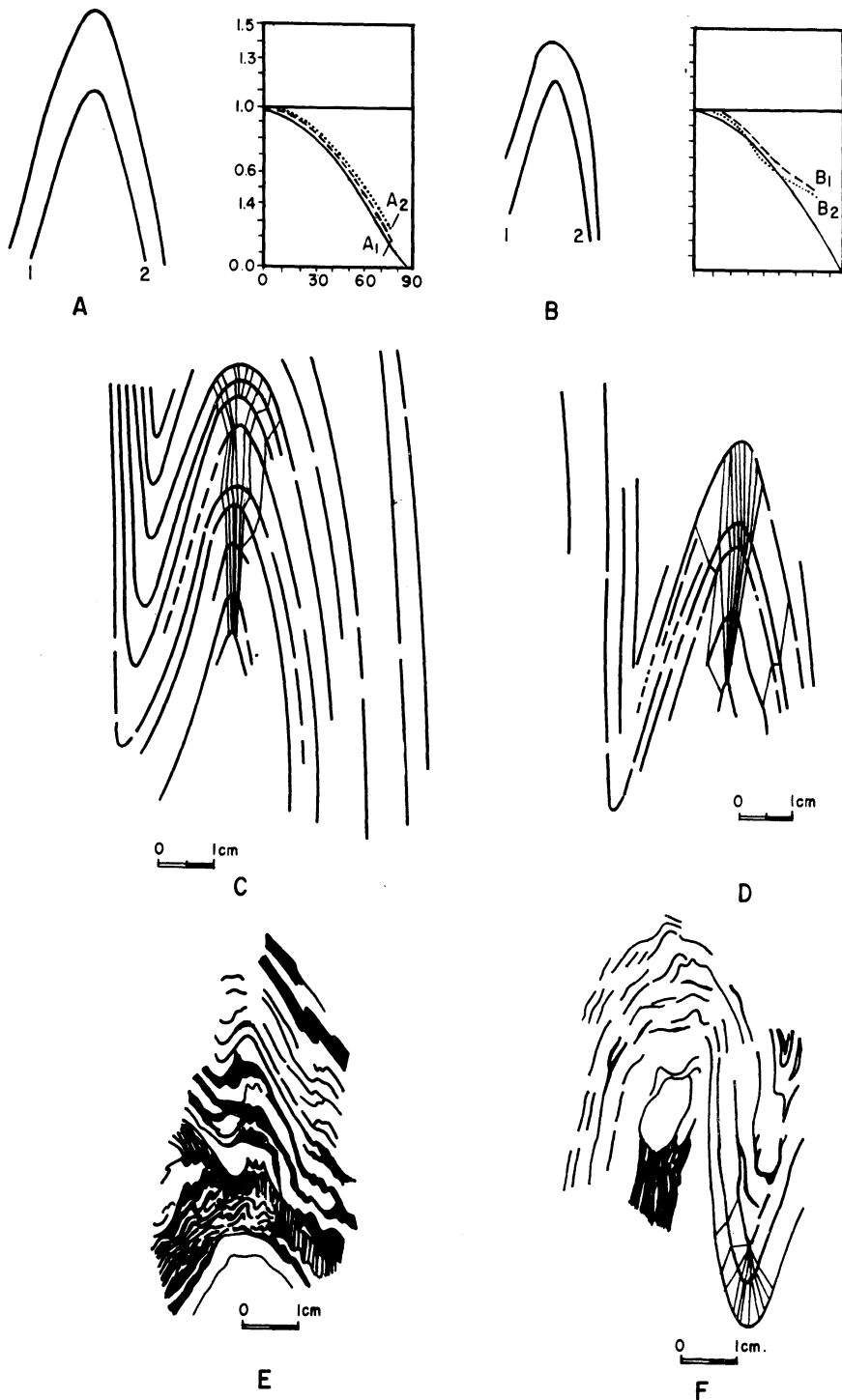


Fig. 5: Morfología pliegues menores y de capas plegadas de acuerdo con el método de RAMSAY A, C y D capa y pliegues de primera fase, B, E y F, pliegues de tercera fase.

Como ya se ha dicho, a estos pliegues se asocia una esquistosidad que en función de la litología y del grado metamórfico adopta dos formas principales: "shistosity" y "slaty cleavage" (en el sentido de BASTIDA y PULGAR 1978, pp.82-83).

La "schistosity" es el tipo más común y está caracterizada por una orientación preferente de todos los minerales de la roca planares o prismáticos y de los granos y agregados de cuarzo (Lámina 1E y 1F). La fábrica planar definida únicamente por la orientación de minerales planos, que se observa en los materiales pelíticos poco metamórficos del núcleo sinclinal, puede ser definida como un "slaty cleavage" (Lámina 2A y 2F).

Fases posteriores.- Una fase de deformación posterior es la responsable de la configuración del sinclinorio, como ya se ha mencionado anteriormente. Esta fase origina, localmente, una esquistosidad de crenulación subvertical, especialmente en la zona de charnela del sinclinorio (Fig. 6), en su sector septentrional. La lineación correspondiente a los ejes de micropliegues que deforman la esquistosidad primaria se observa prácticamente en todo el sinclinorio y su dirección oscila entre N120°-170°E.

Los pliegues menores, correspondientes a esta fase, abundan en las alternancias arenoso-pelíticas del Ordovícico inferior del sector N del sinclinorio, especialmente en una banda a ambos lados de la zona de charnela (Fig. 6). En este sector los pliegues son asimétricos, con ángulos entre flancos muy variables (de 35 a 80°) y con un perfil de capas igualmente

variable desde anguloso a redondeado (Fig. 5E y 5F). La morfología de las capas es también muy variable desde tipos "concéntricos" a casi "similares" (clases 1C y 2 de RAMSAY 1967, Fig. 5B y 5F). A medida que se desciende hacia el S los pliegues menores correspondientes a esta fase disminuyen en abundancia y varían enormemente su morfología (formas concéntricas o "chevron") y aumentan considerablemente su ángulo entre flancos (desde 90 a 140°) (Lámina 1B).

La esquistosidad ligada a estos pliegues varía en su grado de desarrollo de la misma forma; en el sector meridional, se desarrolla una esquistosidad de fractura escasamente penetrativa, pero a medida que avanzamos hacia el N y aumenta el apretamiento general de los pliegues, se origina una crenulación que a escala microscópica presenta una morfología de pliegues "chevron" (Lámina 2C), o "kink" (Lámina 2A y 2B), en función de su posición en relación con los pliegues asociados, zona de charnela en el primer caso y flancos en el segundo. En el sector más septentrional los micropliegues de esta crenulación son más apretados y definen una anisotropía, tipo "tectonic banding" a escala microscópica, (Lámina 2D), que anula prácticamente la esquistosidad primaria a escala de afloramiento.

Dado que en este sector del hercínico se considera últimamente la existencia de tres fases principales de deformación; una primera y tercera con características asimilables a las aquí descritas y una segunda consistente en zonas de cizalla (MARCOS, 1973; RIBEIRO, 1974; PEREZ-ESTAUN, 1978; PULGAR y BAS

TIDA, 1978; MARTINEZ CATALAN, 1981), cabe preguntarse si esta segunda fase está presente o no en el sinclinorio de Verín. A este respecto debemos señalar que, efectivamente, se han localizado algunas bandas de pequeños pliegues asimétricos que deforman la esquistosidad primaria, y que suponen una posición del elipsoide de deformación no muy diferente del de la fase 1, y que podrían corresponder a la segunda fase antes mencionada y descritas en otros puntos del NO peninsular. Algunas de estas bandas pueden observarse en zonas próximas a los afloramientos de cuarcitas silúricas, aunque no se ha hecho ningún estudio de la geometría y distribución espacial de estas microestructuras, que, por otra parte, nunca originan pliegues de escala cartográfica.

Finalmente, deformando a las estructuras de fase 3 se observan flexiones y fracturas transversales a la dirección general de las estructuras de esta fase y de la fase 1. Estas estructuras son, probablemente, equiparables al sistema de pliegues radiales descrito en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa por numerosos autores. A lo largo de todo el sinclinorio son bien visibles interferencias del tipo "2" de RAMSAY (1967) en relación con esta fase, provocando afloramientos de tipo "worm" en los pliegues de fase 1 y 3. NUÑO ORTEA y LOPEZ GARCIA (1981) citan, en la Hoja de Verín, "kink bands" y crenulaciones subverticales que podrían corresponder a microestructuras relacionadas con esta fase radial.

También se han observado pliegues con plano axial subhorizontal que, en ocasiones, tienen asociada una esquistosidad

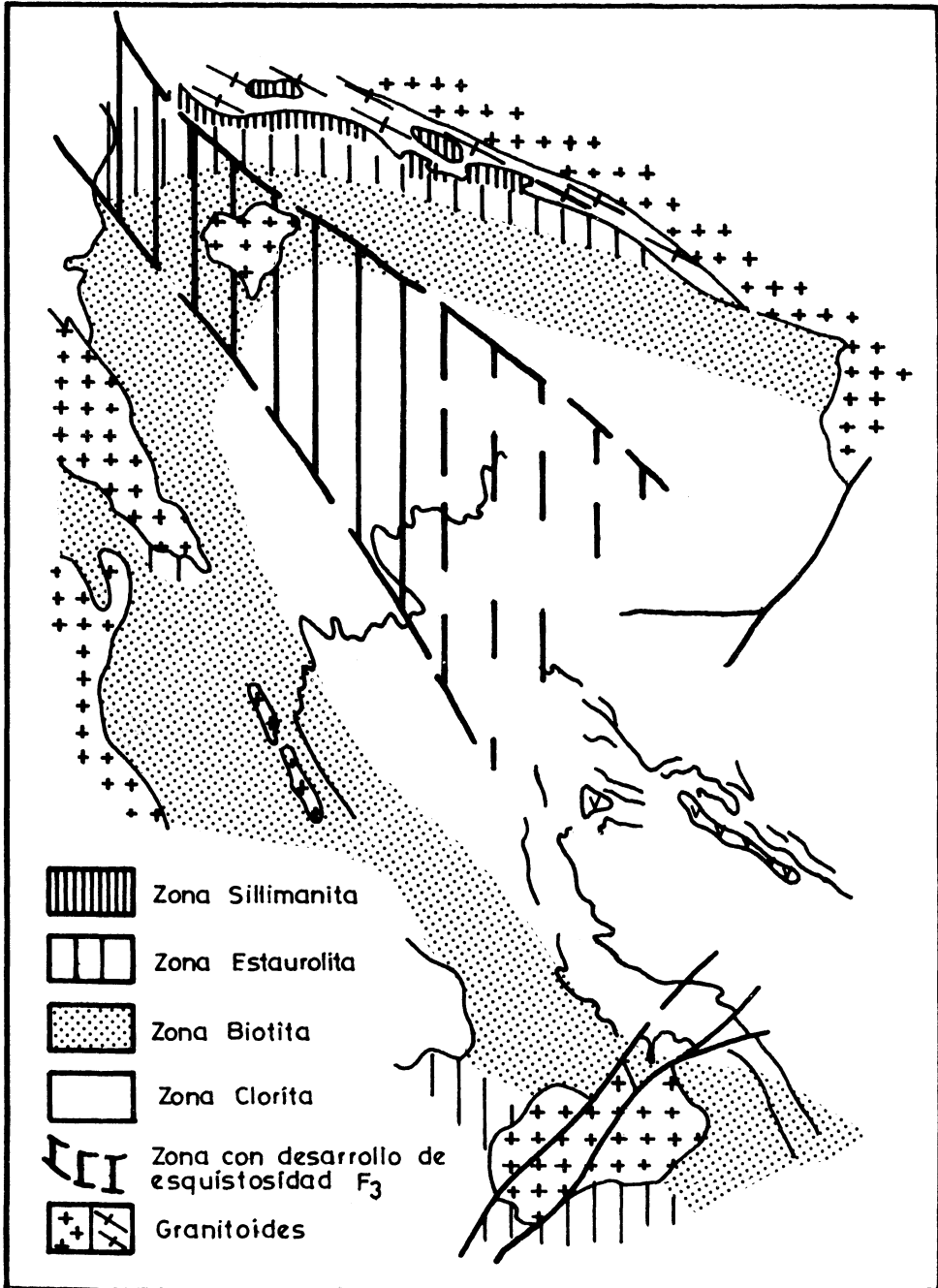


Fig. 6: Esquema cartográfico de la distribución de las zonas metamórficas y de desarrollo de la esquistosidad de crenulación.

de crenulación y cuya posición cronológica relativa respecto al resto de las fases es problemática, ya que no se han encontrado ejemplos claros de superposición con la fase 3. Probablemente se trata de estructuras tardías equiparables a las "kink bands" y crenulaciones subhorizontales descritas en la Zona Asturoccidental-leonesa, MATTE, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978).

METAMORFISMO

Simultáneamente a la deformación se desarrolla en este área un metamorfismo regional, cuya intensidad varía ortogonalmente a las estructuras desde la facies de los esquistos verdes en el núcleo del sinclinorio, hasta la facies de las anfibolitas en sus bordes.

La distribución de las zonas metamórficas se adapta sensiblemente a la estructura del sinclinorio (Fig. 6). Se han representado en este esquema las cuatro zonas que se han podido distinguir en todo el sinclinorio, y que en orden progrado son: Zona de la clorita, Zona de la biotita, Zona de la estaurolita y Zona de la sillimanita. Se ha detectado la presencia de una reducida zona con granate en el límite de las zonas de la biotita y la estaurolita. Este hecho es más notorio en el flanco S del sinclinorio, donde NUÑO ORTEA y LOPEZ GARCIA (op. cit.) diferencian, en orden progrado, las isogradas de la clorita, biotita, granate y estaurolita. Ocasionalmente se observa la presencia de cloritoide en la zona de la clorita en rocas de composición apropiada.

Alrededor de los macizos graníticos se desarrolla una nueva zona, con andalucita estable, que se superpone y corta en ocasiones, a las isogradas de la sillimanita, estaurolita y granate. La andalucita se presenta en porfiroblastos de orden milimétrico o centimétrico y las relaciones texturales observadas permiten deducir un crecimiento claramente posterior de este mineral respecto a los enumerados anteriormente. Este fenómeno provoca la blástesis de una segunda generación de sillimanita de mayor tamaño en el sector más próximo a los granitos.

Estos hechos, sugieren una modificación de las primitivas isogradas en el sentido de una ampliación de la zona de la sillimanita sobre las de estaurolita y granate, producidas por la elevación del gradiente geotérmico simultáneamente al emplazamiento de los granitoides.

De todo lo dicho se puede deducir que el metamorfismo que afecta a los materiales del sinclinorio de Verín es de carácter plurifacial, asimilable a un tipo "Barrow" que evoluciona posteriormente por un aumento del gradiente geotérmico. Regionalmente el tipo de metamorfismo se considera intermedio de baja presión (CAPDEVILA 1968, 1969), aunque localmente, en sectores afectados por el efecto de los granitoides se puede considerar de baja presión (FERRAGNE 1972).

En relación con la deformación y dado el carácter limitado y discutible de la fase 2, únicamente se puede afirmar que la blastesis principal se produce posteriormente a la primera fase de deformación, si bien NUÑO ORTEA y LOPEZ GARCIA (op. cit.) citan la existencia de clorita preesquistosa. La crenula

ción principal parece claramente posterior, y el desarrollo de andalucita y sillimanita de segunda generación, presenta relaciones variables respecto a esta crenulación, condicionadas por la separación temporal en la intrusión de los granitoides.

GRANITOIDES

En el entorno del sinclinorio de Verín se diferencian las dos series granitoides establecidas por CAPDEVILA et al. (1970). En el borde N aflora una estrecha banda de granodioritas precoces en contacto con los granitos de dos micas y con la secuencia metasedimentaria (Fig. 3). La granulometría es uniforme, de grano medio, con facies locales de megacristales. Contiene enclaves básicos y en ocasiones presenta una facies granodiorítica muy leucocrata con gran abundancia de fenocristales de feldespato, interpretada por FERRAGNE (1972) como un ortoneis precámbrico (RUBIO NAVAS y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1981).

Todos los demás granitoides que afloran en el área se incluyen en el tipo de los granitos de dos micas (serie alcalina). Una descripción petrográfica detallada de estos macizos se puede encontrar en RUBIO NAVAS y RODRIGUEZ FERNANDEZ (op. cit.) y NUÑO ORTEA y LOPEZ GARCIA (op. cit.).

Desde el punto de vista estructural las granodioritas precoces presentan una orientación primaria de los megacristales coincidente con una posición del elipsoide próxima a la de la fase 1 con la que deben ser sintectónicos. La fase de crenulación produce en estas rocas y en los granitos de dos micas con estructura alargada (Macizo de Manzaneda al N y afloramiento

del sector occidental), una intensa cataclasis que puede llegar a originar una fábrica planar en estas rocas (Lámina 2E). El resto de los afloramientos graníticos en macizos circunscritos se han emplazado posteriormente a las fases mayores.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En conclusión podemos deducir unas características básicas de la estructura general del sinclinorio de Verín:

- a) Los pliegues de orden menor, ligados al sinclinorio, que deforman la esquistosidad primaria, poseen un plano axial subvertical y eje subhorizontal con ligera inclinación hacia el S, se hacen progresivamente más apretados hacia el N siguiendo la traza axial del sinclinorio, y llegan a desarrollar una esquistosidad de crenulación muy penetrativa en el sector más septentrional del mismo. Por lo tanto, no todas las esquistosidades penetrativas y verticalizadas que se observan en el Ordovícico son de fase 1, y en este caso su verticalización es efecto del plegamiento posterior.
- b) El tránsito estructural que se produce en el ámbito del sinclinorio es totalmente gradual desde los flancos al núcleo, y desde el S al N a lo largo de su traza axial.

Estos hechos, como es obvio, resultan prácticamente incompatibles con el modelo estructural propuesto por FERRAGNE (1972) en el sentido de la existencia de una esquistosidad primaria en abanico, relacionada con el sinclinorio. La existencia de pliegues con planos axiales subverticales y ejes subhorizontales, deformando a la esquistosidad primaria, y con mayor intensidad

precisamente en la zona de charnela del sinclinorio, es incompatible con una esquistosidad de fase 1 subvertical en origen.

Queda por explicar el porqué de esta transición estructural gradual a lo largo del sinclinorio, desde las suaves estructuras del sector meridional, donde afloran los materiales silúricos, hasta el sinclinorio mucho más apretado que se observa en el sector N; máxime, cuando en el sector N aparecen las alternancias arenoso-pelíticas que, comparativamente, son un conjunto mucho más competente que la sucesión ordovícico-silúrica suprayacente, con claro predominio pizarroso.

Este hecho, en principio paradójico, puede explicarse si tenemos en cuenta los materiales supra e infrayacentes entre los que se encuentra alojada la sucesión estratigráfica que constituye el sinclinorio de Verín. En efecto, sobre la sucesión vulcano-detrítica de edad silúrica, se sitúan, en la prolongación S del sinclinorio, y en aparente concordancia cartográfica, los materiales básicos del macizo de Braganza, materiales rígidos que se deben deformar dando estructuras tipo "mullion" a gran escala. Este hecho determina la existencia de pliegues muy suaves en la sucesión situadas por debajo de la sinforma que dibujan las rocas básicas, en este caso en la sucesión silúrica, y un mayor apretamiento en los estrechos anticlinales que la orlan (Fig. 7).

La disposición de los materiales básicos en sinformes laxos, separados por antiformes mucho más apretados, es algo que puede deducirse de la disposición cartográfica de los macizos de Cabo Ortegal, Ordenes y "fosa blastomilonítica", disposición que no pasa desapercibida para RIES y SHACKLETON (1971). Parale

lamente, en una sección a través de los macizos de Morais y Braganza, también se advierte como las crenulaciones subverticales están mucho mejor desarrolladas en la antifirma que separa ambos macizos, que en el silúrico situado en las áreas sinformales adyacentes a los macizos, lo que supone un mayor apretamiento de las estructuras en el área antiformal (RIBEIRO, corte V, 1974). La interpretación de los macizos básicos ha sido objeto de una cierta controversia entre los autores que sotienen hipótesis autoctonistas (RIBEIRO, 1974), y aloctonistas (RIES y SHACKLETON, 1971) e incluso ha sido discutida su edad (MARTINEZ GARCIA, 1973), en general considerada precámbrica, (RIES y SHACKLETON, op. cit.; RIBEIRO, op. cit.; MARTINEZ GARCIA et al., 1975; DEN TEX, 1977; ANTHONIOZ et FERRAGNE, 1978). La interpretación cartográfica de unos materiales subconcordantes, situados siempre en sinclínorios y precisamente en el núcleo de los mismos conduce a suponer que estos materiales básicos son la parte culminante de una sucesión posteriormente deformada en estructuras sinformales. Este hecho es independiente de que la interpretación de esta superposición estratigráfica anómala sea debida a una deformación tangencial anterior, en cuyo caso se trata de "klippes" aislados en el centro de sinclínorios tal como suponen RIES y SHACKLETON (op. cit.).

El condicionamiento estructural del sinclínorio de Verín no es fruto únicamente de la disposición de los macizos básicos suprayacentes, sino que los domos graníticos, emplazados con posterioridad a la fase 1 pero anteriormente a la fase que origina el sinclínorio, también han debido jugar un papel condicionante en la deformación de los materiales basales de la su-

cesión metasedimentaria.

Estos granitoides, presentan una deformación cataclástica, a veces intensa en sus bordes (Lámina 2E), pero con excepción de este hecho han debido tener un comportamiento rígido con muy escasa deformación durante la fase 3. El acortamiento correspondiente a esta fase en el nivel estructural donde están emplazados, ha sido absorbido, por lo tanto, casi enteramente por los metasedimentos comprendidos entre ellos, lo que explica la intensa deformación de los materiales basales de la serie estratigráfica en la zona de charnela del sinclinorio (Fig. 7).

MACIZO DE BRAGANZA

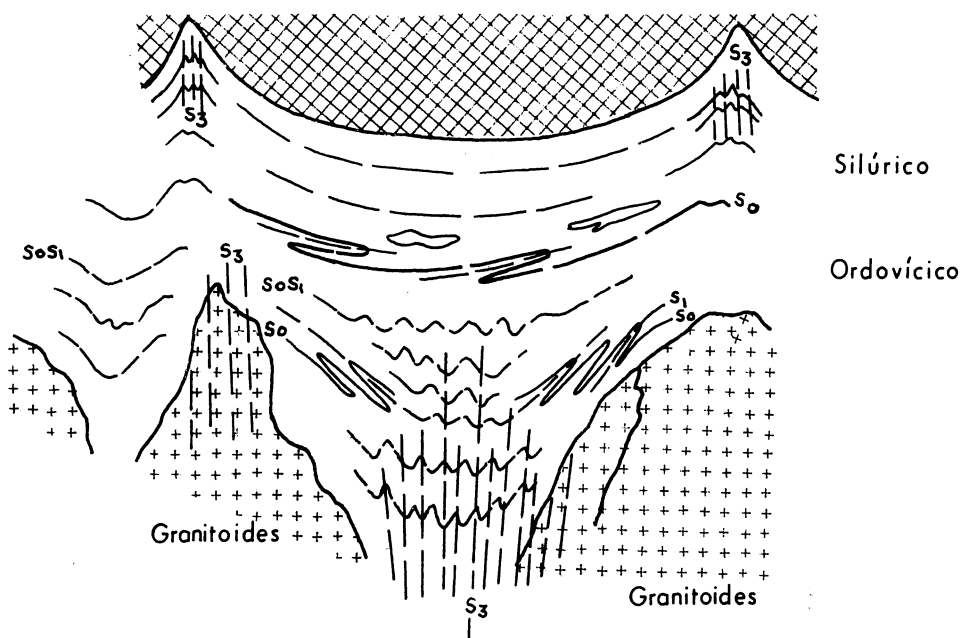


Fig. 7: Corte geológico general idealizado del sinclinorio de Verín mostrando la disposición de la esquistosidad de crenulación y su condicionamiento estructural por el efecto de los materiales supra e infrayacentes, macizo de Braganza y zócalo granítico.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a J.L. MARQUINEZ del Dpto. de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Oviedo y a C. QUESADA de la División de Geología del IGME la lectura crítica del manuscrito original.

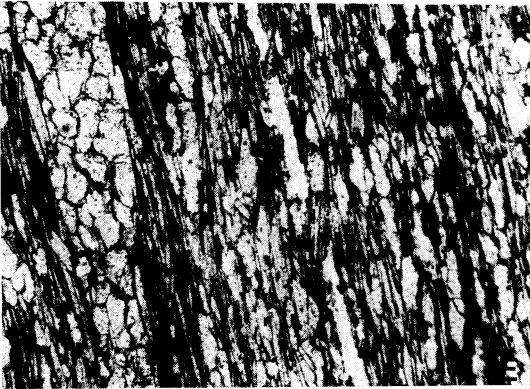
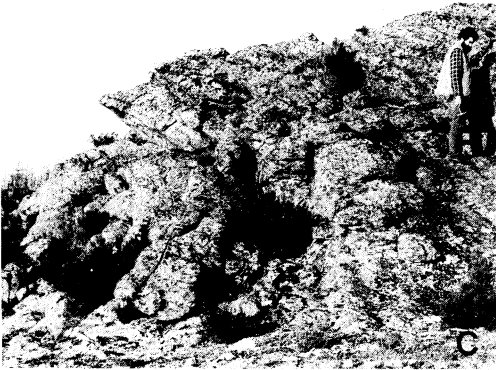
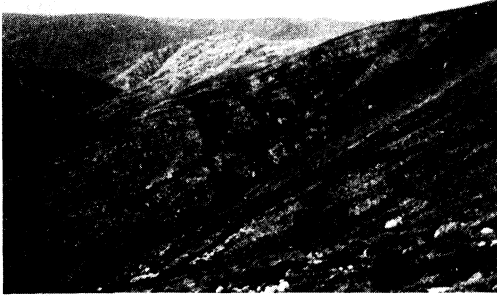


Lámina 1: Pliegues de fase 1: A, alternancias arenoso-pelíticas del flanco N del Sinclinatorio (Foto. J. Rubio Navas, C, cuarcitas silúricas (alto de Urdiñeira) y D, lutitas silúricas. Pliegue muy abierto de fase 3 (B). "schistosity" definida por la orientación de filosilicatos y granos de cuarzo (E y F).

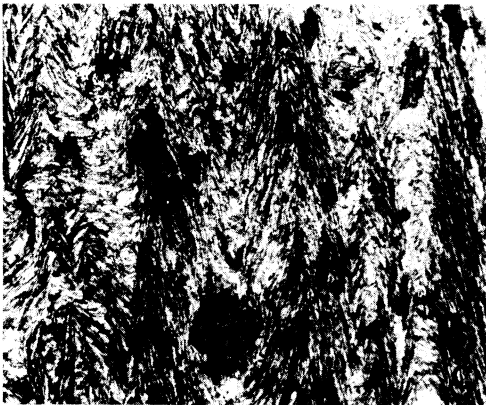
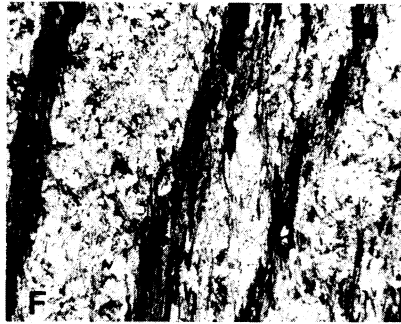
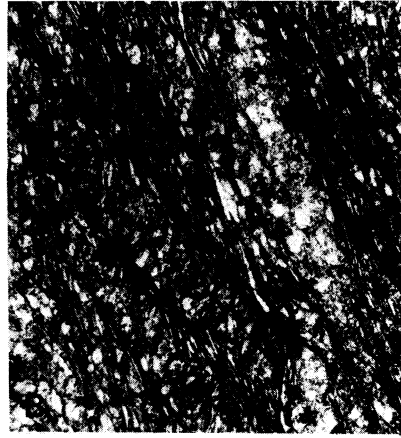


Lámina 2: Aspecto microscópico de "slaty cleavage" de fase 1 desarrollada en pizarras de Luebeck (A) y en los niveles pelíticos de las alternancias arenoso-pelíticas del Ordovícico inferior (F). Crenulaciones fase 3 con morfología "kink" (A y B) o "chevron" (C) y bandeado tectónico producido por esta fase (D). Foliación cataclástica de fase 3 en granodioritas precoces (Majada Cerveira, foto J. Rubio Navas).

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J.L., DELGADO GUTIERREZ, G. y ZUBIETA FREIRE, J.M. (1981).- Memoria explicativa de la Hoja n^o 265 (Laza) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2^a serie (MAGNA). Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.
- ANTHONIOZ, P.M. et FERRAGNE, A. (1978).- Le Precambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?: Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos, 27 (Geología de la parte N del Macizo Ibérico, ed. homenaje a Parga Pondal). 29-39.
- ARPS, C.E.S., VAN CALSTEREN, P.W.C., HILGEN, J.P., KUIJPER, R.P. and DEN TEX, E. (1977).- Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide: Leidse Geol. Meded., 51, 63-94.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978).- La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa Cantábrica, NW de España). Trab. de Geol. Univ. Oviedo, 10, 75-124.
- CAPDEVILA, R. (1968).- Les types de métamorphisme "intermédiaires de basse pression" dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, 266, 1924-1927.
- CAPDEVILA, R. and FLOOR, P. (1970).- Les différents types des granites hercyniens et leurs distributions dans le nord-ouest de l'Espagne. Bol. Geol. y Min. LXXXI, 215-255.
- DEN TEX, E. (1977).- Le socle poly-cyclique et son role dans l'evolution de la Chaîne Varisque en Galice (Espagne du NW). Coll. Inter. CNRS Rennes, 243, 441-451.
- FERRAGNE, A. (1972).- Le Precambrien y le Paleozoique de la province d'Orense (NW de l'Espagne). Stratigraphie-tectonique-metamorphisme. Thèse. Univ. Bordeaux.

- IGLESIAS PONDE DE LEON, M. y ROBARDET, M. (1980).- El Silúrico de Galicia media (central), su importancia en la paleogeografía varisca. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe, 1, 99-115.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L.N. (1974) .- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.
- MARCOS, A. (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 6, 1-113.
- MARQUINEZ, J.L. (1981).- Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz). Cuad. Lab. Xeol. de Laxe, 2, 131-149.
- I.G.M.E. (1974).- Hoja y memoria nº 226 (ALLARIZ) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2ª serie (MAGNA) Serv. Publ. Min. Ind.
- I.G.M.E. (1974).- Hoja y memoria nº 264 (GINZO DE LIMIA) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2ª serie (MAGNA) Serv. Publ. Min. Ind.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).- Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la Zona Asturoccidental-léonesa). Tesis Dctoral. Univ. Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).- Deformación y metamorfismo en la Zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense). NO de España. Stvdia Geol., V, 7-106.
- MARTINEZ GARCIA, E., FERNANDEZ POMPA, F., ARCE, M., FERNANDEZ MARTINEZ, F., FERNANDEZ TOMAS, J. y MONTESERIN, V. (1975) .- Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia, Noroeste de España). Tecniterrae, 7, 8-12.

- NUÑO ORTEA, C. y LOPEZ GARCIA, M.J. (1981).- Memoria explicativa de la Hoja nº 303 (Verín) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- La estratigrafía y la estructura, de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España). Mem. Inst. Geol. Min. Esp.
- RAMSAY, J.G. (1967).- Folding and Fracturing of rocks. Mc. Graw-Hill. New York, 568 pp.
- RIBEIRO, A. (1974).- Contribución a l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Mem. nº 24, Nova serie. Serv. Geol. Portugal.
- RIES, A.C. y SHACKLETON, R.h. (1971).- Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian Thrust Plate. Nature, 234, 65-68.
- RUBIO NAVAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1981).- Memoria explicativa de la Hoja nº 227 (Manzaneda) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.