

# Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz).

MARQUINEZ, J. L. (\*)



## RESUMEN

Las investigaciones efectuadas en el sector Norte del Area esquistosa de Galicia Central han permitido diferenciar tres grupos litoestratigráficos en el conjunto de metasedimentos que aflora en esta zona. Todos los materiales han sido sometidos a una deformación polifásica, cuyas estructuras pueden agruparse en 3 fases principales, además de algunas estructuras tardías. Esta deformación está acompañada de un metamorfismo regional de intermedia-baja presión que alcanza condiciones de la facies de las anfibolitas.

En este trabajo se discute además, en base a distintos argumentos, el carácter poliorogénico y alóctono propuesto por autores precedentes para las denominadas Unidades de Lalín y Forcarei.

## ABSTRACT

Three main lithostratigraphic groups have been distinguished in northern part of Central Galician Schist Area. All these materials have suffered a polyphasic deformation, whose structures can be grouped in three main phases, and some later structures. A regional syntectonic metamorphism of intermediate-low pressure reaching amphibolite facies occurs.

The polyorogenic and allochthonous character of the Lalín and Forcarei Units, suggested by earlier authors, is discussed.

## INTRODUCCION

Distintos autores han denominado «Area esquistosa de Galicia Central» a una extensa franja, dentro de la subzona de Galicia Media-Tras os Montes, que se extiende desde Santiago de Compostela hacia el S-SE siguiendo la dirección de las estructuras hercinianas. Esta franja está constituida principalmente por esquistos con algunas intercalaciones de paragneises, cuarcitas y metavolcanitas ácidas y básicas, que han sido afectadas por una deformación polifásica acompañada de metamorfismo durante la orogénesis herciniana. Este conjunto de materiales está limitado al E y W por extensos afloramientos de granitos de 2 micas.

El objetivo del presente trabajo es el estudio del sector norte de este Area esquistosa (figura 1) para establecer, en líneas generales, la sucesión estratigráfica, estructura y metamorfismo que permitan reconstruir la historia geológica de la zona.

Desde un punto de vista geográfico la región estudiada pertenece a las provincias de Ourense y Pontevedra destacando entre las localidades más importantes Lalín, Forcarei, Beariz, Soutelo de Montes y Avión. Aunque se hace referencia a esta zona en muchos trabajos de ámbito más general, los estudios que se refieren específicamente a ella son escasos, destacando entre otros los de NAVARRO ALVARGONZALEZ et al 1959, HILGEN 1971, VAN MEERBEKE et al 1973, GONZALEZ LODEIRO et Al. 1974, a y b, CASTROVIEJO 1974, 1975 y MINNIGH, 1975.

(\*) Depto. de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

## LITOESTRATIGRAFIA

La secuencia metasedimentaria que existe en esta región ha sido estudiada de acuerdo con la superposición de materiales que se observa en la actualidad, sin que haya podido establecerse ningún criterio de polaridad. Se ha dividido el conjunto de metasedimentos en tres grupos litoestratigráficos, cartografiados en el mapa geológico de la figura 2 y a lo que se refieren las columnas de la figura 3. Estos grupos son los siguientes:

- Grupo de Nogueira: aparece actualmente en la parte inferior de la sucesión metasedimentaria. Está constituido principalmente por esquistos grafitosos con un porcentaje variable de cuarzo, cuarcitas en bancos de una potencia siempre inferior a 15 m, areniscas grafitosas y esquistos. En ocasiones aparecen algunas rocas calcosilicatadas intercaladas en esta serie, como ocurre a orillas del río Viñao al E de Cameixa. Una buena sección de este grupo puede verse en la carretera general de Ourense a Pontevedra, en las inmediaciones de Nogueira. Puede estimarse un espesor mínimo para este grupo de 1.500 m, aunque deben considerarse las limitaciones que tienen estas medidas en una zona sometida a intensa deformación, como la que nos ocupa.
- Grupo de Paraño: Sobre el grupo de Nogueira se encuentra una espesa secuencia de esquistos micáceos y cuarzosos muy monótona, con un espesor aproximado de 4.000 m. Existen algunas intercalaciones de esquistos con porfiroblastos de plagioclasas y escasos niveles de esquistos grafitosos y cuarcitas grafitosas. Hay también tramos de esquistos rojizos «lie- de -vin». En la parte más alta de este grupo, muy próximas al contacto con el Grupo de Lalín-Forcarei, existen unas intercalaciones de cuarcitas blancas con moscovita, cuyo espesor máximo (unos 6 m.) se alcanza al W de Forcarei. En general la potencia de estas capas es inferior a 1 m. Los materiales del Grupo de Paraño dan suelos muy pobres, no existiendo muchas veces recubrimiento vegetal. La carretera general Ourense-Pontevedra en las inmediaciones de Puerto de Paraño ofrece una sección completa de este grupo.
- Grupo de Lalín-Forcarei: Ocupando el núcleo de dos grandes estructuras sinformales se encuentra una serie de materiales litológicamente diferentes a los descritos hasta el momento, cuyo espesor mínimo aproximado es de unos 2.500 m. Predominan los esquistos con porfiroblastos de plagioclasa y los paragneises, en los que se intercalan anfibolitas y algunos niveles metalovolcánicos ácidos. Entre estas litologías existen importantes cambios de facies que han sido representados esquemáticamente en la figura 2 y pueden observarse en el mapa geológico (Fig. 1). Los niveles de anfibolitas aparecen hacia la base del grupo, alcanzando su mayor desarrollo en las proximidades de Lalín y llegando incluso a desaparecer en gran parte del flanco oriental del Sinforme de Forcarei. La formación anfibolítica diferenciada en la cartografía no está constituida únicamente por anfibolitas, sino que estas, alternan con abundantes esquistos, deigados lechos calcosilicatados y algunas intercalaciones de gneises ortoderivados que, en el flanco oeste del Sinforme de Forcarei, llegan a alcanzar un espesor de 40 m. Autores precedentes han puesto de manifiesto el quimismo peralcalino de estos gneises en la «Unidad de Lalín» (HILGEN 1971), así como el contenido en hornblenda para los del Sinforme de Forcarei (MINNIGH 1975). En general las litologías de este grupo favorecen el desarrollo de suelos útiles como tierra de labor, en contraste con los materiales del Grupo de Paraño.

No existe hasta el momento en toda el área estudiada, ningún dato faunístico que permita establecer la edad de esta secuencia metasedimentaria; sin embargo algunos autores han atribuido los materiales que bordean la denominada «Unidad de Lalín» al Paleozoico inferior, proponiendo en base a criterios tectónicos y metamórficos una edad más antigua para las rocas de Lalín, que constituirían una unidad cabalgante sobre los metasedimentos paleozoicos (HILGEN 1971, VAN MEERBEKE et al 1973).

Como se discutirá más adelante, los datos obtenidos durante el presente trabajo sugieren,

no obstante, que esta secuencia metasedimentaria constituye una sucesión continua sin interrupciones tectónicas de importancia. Esta sucesión podría alcanzar incluso al Devónico, como ocurre en otras estructuras sinformales con datos faunísticos dentro de la Zona Centro Ibérica (SOERS 1972 y 1976, TEIXEIRA et al 1973, ALDAYA et al. 1976, QUIROGA 1978 y TRUYOLS-MASSONI et al. in litt).

## TECTONICA

El conjunto de los materiales anteriormente descritos se encuentra afectado por una deformación polifásica, acompañada de metamorfismo y magmatismo, cuyas estructuras pueden agruparse, basándose en criterios geométricos de superposición, en tres generaciones principales, además de algunas estructuras tardías de menor entidad. A continuación pasaremos a describir separadamente cada una de estas generaciones:

Fase 1.—No se han encontrado pliegues a ninguna escala que puedan atribuirse con seguridad a esta fase, sin embargo existe una esquistosidad  $S_1$  conservada en charnelas de micropliegues de la segunda generación, que es apreciable muchas veces a escala microscópica o incluso a pequeña escala, cuando las deformaciones posteriores no son demasiado intensas. Por otra parte la naturaleza de la esquistosidad  $S_2$ , que se manifiesta muchas veces como una crenulación a la que acompaña una recristalización más o menos intensa, puede considerarse una evidencia clara de la existencia de una fábrica anterior muy penetrativa de origen tectónico. Acompañando al desarrollo de la esquistosidad  $S_1$  ha habido una intensa exudación de cuarzo, originándose gran cantidad de venas subparalelas a la esquistosidad, cuyo espesor llega a alcanzar algunos centímetros. Esta exudación de cuarzo sugiere unas condiciones de bajo grado de metamorfismo durante la fase 1, que permitieron la actuación de mecanismos como la disolución por presión, capaces de generar una intensa diferenciación en las rocas en base a la distinta movilidad de sus constituyentes.

La naturaleza de la esquistosidad  $S_1$  es difícil de establecer debido a la recristalización metamórfica y deformaciones posteriores. Sin embargo, en aquellas áreas donde el grado metamórfico es más bajo, esta esquistosidad es de tipo «slaty cleavage»<sup>1</sup>, estando definida por una orientación preferente de filosilicatos, granos de cuarzo y minerales opacos. En las zonas de metamorfismo más elevado la fábrica plegada por la fase 2 presenta unos componentes de mayor tamaño, y en consecuencia las características de una «schistosity». No obstante, las transformaciones sufridas por esta fábrica con posterioridad a la primera deformación, hacen difícil precisar si esta «schistosity» es un resultado exclusivo de la fase 1 o si han intervenido otros procesos posteriores.

Fase 2.—Existen numerosos pliegues atribuibles a esta fase, a los que se asocia una esquistosidad de plano axial que constituye la anisotropía más penetrativa a escala regional. Aunque hay variados tipos litológicos, el medio más frecuente en el que se observan estas estructuras es en esquistos con venas de cuarzo de exudación originadas durante la primera deformación (Lám. 1). El espesor, la densidad de estas venas y la forma irregular que presentan frecuentemente, condicionan la geometría de los pliegues. Estos son siempre de escala centimétrica o decimétrica no habiéndose podido observar ninguna estructura a escala cartográfica.

Todos los pliegues observados son asimétricos, vergentes al E y sus ejes presentan una fuerte dispersión, en torno a una posición subhorizontal y una dirección NNW-SSE. Aunque el buzamiento de los planos axiales ha sido muy modificado por las etapas de deformación posteriores, parece probable que originalmente se inclinaran suavemente hacia el Oeste. El ángulo entre flancos varía desde  $0^\circ$  (pliegues isoclinales) hasta  $35^\circ$ , situándose los valores más frecuentes por debajo de  $25^\circ$  (Fig. 4A, B y C). En general el perfil de las capas es redondeado, pudiendo considerarse subsimilares a la mayor parte de las estructuras. No obstante

---

<sup>1</sup> Los términos «slaty cleavage» y «schistosity». Se utilizan en este trabajo en el sentido dado por Bastida y Pulgar 1978, pp. 82-83.

las abundantes variaciones morfológicas de las venas de cuarzo, condicionan fuertemente la geometría de los pliegues, que acusan estas variaciones mostrando en numerosas ocasiones formas muy irregulares.

Aunque se desconoce el significado de la segunda fase a escala regional, las características de los pliegues menores observados indican que en su formación han intervenido procesos de «buckling», como lo demuestra su periodicidad, con una longitud de onda que depende de las características del «multilayer», y el hecho de que los pliegues se originen en las venas de cuarzo, con un contraste de competencia alto con respecto a los esquistos encajantes. Existen a su vez evidencias de un importante proceso de aplastamiento, en relación con su desarrollo. En este sentido se observa un intenso «boudinage», generalizado en toda el área estudiada, que afecta a las venas de cuarzo en los flancos de los pliegues y que en muchas ocasiones llega a disrumparlos netamente (Fig. 4B, Lám. 1.).

Como ya indicamos, a estos pliegues se asocia una esquistosidad que constituye la anisotropía más penetrativa en esta zona. Las características de esta esquistosidad son muy variadas, dependiendo de factores como la litología, grado de metamorfismo, intensidad de la deformación y posición estructural de la muestra. De acuerdo con estos factores existen dos tipos principales de esquistosidad: «schistosity» y esquistosidad de crenulación, pudiendo encontrarse tipos intermedios.

La «schistosity» es el tipo más frecuente y está definida principalmente por la orientación dimensional preferente de filosilicatos y granos o agregados de cuarzo (Lám. 3A), observándose a menudo arcos poligonales y un bandeo tectónico irregular (Lám. 3B y 4A). Estas últimas características ponen de manifiesto que la «schistosity» se ha desarrollado a partir de una esquistosidad de crenulación por un progresivo apretamiento y destrucción de los flancos de los micropliegues. La ausencia de estas evidencias en otros casos, sugiere que la «schistosity» puede originarse también por reaplastamiento y recristalización de la primera esquistosidad. La esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ) es menos frecuente que la «schistosity» y, de acuerdo con el origen dado para esta última, representaría los estadios menos avanzados en el desarrollo de la esquistosidad  $S_2$ .

Fase 3. — Esta fase de deformación es la responsable de la estructura general deducida para esta zona, manifestándose claramente a escala cartográfica mediante pliegues de gran longitud de onda a los que se asocian numerosos pliegues menores y una crenulación o una esquistosidad de crenulación. En la fig. 5 puede observarse como, en efecto, la estructura general está configurada por tres grandes pliegues: el Sinforme de Forcarei, el Antiforme del Candán y el Sinforme de Lalín, cuyos planos axiales son subverticales o muy inclinados al WSW, disponiéndose sus ejes subhorizontales y orientados en la dirección NNW-SSE. La morfología de estas estructuras cambia a lo largo de la zona, disminuyendo notablemente de W a E el grado de apretamiento y la amplitud, como puede apreciarse comparando el Sinforme de Forcarei y el de Lalín. El Antiforme del Candán muestra que estas variaciones pueden darse también en un mismo pliegue, aumentando en este caso el ángulo entre flancos al descender a lo largo de la superficie axial.

Los pliegues menores asociados a estas grandes estructuras son de escala centimétrica o decimétrica, no existiendo pliegues de tamaños intermedios. La explicación a este hecho debe buscarse en las características del «multilayer» plegado, cuyas capas están constituidas casi exclusivamente por venas de cuarzo milimétricas o decimétricas embebidas en esquistos. Este medio condiciona el pequeño tamaño de los pliegues, al igual que para la segunda fase, y las frecuentes irregularidades morfológicas de los pliegues, son a su vez reflejo de las que presentan las venas. Cuando la relación: Distancia entre las venas-Espesor de las mismas es grande, se originan a menudo pliegues disarmónicos.

Al igual que ocurre para las estructuras mayores, los planos axiales son subverticales o muy inclinados al WSW y los ejes subhorizontales en dirección NNW-SSE. Sin embargo existen algunas variaciones que conviene analizar: estos ejes se inclinan preferentemente hacia el NNW en la parte Sur del área estudiada (Fig. 6A) y al SSE en la parte Norte (Fig. 6B). Estas variaciones en la posición de los ejes de tercera fase han sido ya puestas de manifiesto por otros autores en distintas zonas de Galicia, atribuyéndolas a una fase de plegamiento posterior de dirección axial E-W. No obstante, no se han encontrado otras evidencias en la zona

que apoyen esta posibilidad, pudiendo explicarse los cambios de buzamiento de los ejes en relación con los afloramientos de granitos y migmatitas situados en los extremos del área estudiada. Estos granitos podrían actuar como masas rígidas que impedirían la elongación axial de pliegues formados con posterioridad a su emplazamiento, o bien podrían deformar en su ascenso pliegues previos. En la zona estudiada ambas posibilidades pueden darse, al existir granitos pre, sin y postectónicos con respecto a la fase 3.

La geometría de los pliegues menores varía enormemente a lo largo del área estudiada, al igual que ocurre con las grandes estructuras, aumentando el grado de evolución de E a W (Lám. 2). La Fig. 4, muestra claramente como va cambiando esta geometría de W a E, desde pliegues subsimilares con un ángulo entre flancos de 25° (Fig. 4D) hasta pliegues concéntricos con ángulos entre flancos de 130° o aun mayores (Fig. 4F), existiendo todos los estadios intermedios (p.e. Fig. 4E).

La periodicidad de los pliegues de fase 3, con una longitud de onda que depende de las características del «multilayer», así como el hecho de que los pliegues se desarrollen en los niveles más competentes, demuestran que en su formación han prevalecido los procesos de «buckling». Las formas similares o próximas que se dan en la parte occidental del área estudiada indican que ha intervenido también un proceso de aplastamiento, solo apreciable en esta zona occidental.

la coexistencia de pliegues de fase 2 con los de fase 3, da lugar a figuras de interferencia observables a escala de afloramiento (Fig. 4G, Lám. 1E) y a escala microscópica (Lám. 3A y 4A). Dado que los sistemas de pliegues son aproximadamente homoaxiales, estos modelos de interferencia corresponden al tipo 3 de Ramsay.

Como ya indicamos, acompañando a los pliegues de fase 3 se origina una crenulación o una esquistosidad de crenulación (Lám. 2C) cuyo grado de desarrollo varía notablemente en función de distintos factores, tales como litología, grado de metamorfismo, posición estructural de la muestra, etc. En términos generales y consecuentemente con las variaciones ya mencionadas para los pliegues, esta esquistosidad es muy poco penetrativa en el sector más oriental del área estudiada, aumentando su importancia hacia el W. Así, en gran parte del sector oriental, no llegan a originarse superficies de debilidad penetrativas, tratándose exclusivamente de una crenulación cuyos micropliegues, bastante abiertos, aun se conservan intactos. En el sector occidental los micropliegues de esta crenulación son mucho más apretados, apareciendo ya superficies de debilidad asociadas a sus flancos que definen una esquistosidad bien desarrollada.

Además de la crenulación de la anisotropía previa, la fábrica  $S_3$  es configurada en gran medida por la cristalización de moscovitas sintectónicas con la fase 3. En general la cristalización de la moscovita está condicionada por los esfuerzos durante esta fase, coincidiendo la orientación de los planos (001) de las micas con los planos axiales de los micropliegues (Lám. 3C, D y E). Se advierte además un control litológico en la cristalización de esta moscovita, existiendo niveles muy favorables en los que este proceso tiene gran importancia. Localmente todos los procesos que intervienen en el origen de la fábrica 3 pueden dar lugar a una esquistosidad de tipo «schistosity», aunque este hecho es muy poco frecuente.

### **Las estructuras tardías**

Con posterioridad a las 3 fases de deformación descritas se desarrollan en esta zona una serie de estructuras, entre las que destaca una densa red de fallas verticales o muy inclinadas al NW, de dirección N-30-E (Fig. 7), a la que se asocian diaclasas y «kink-bands» verticales. El desplazamiento de estas fallas tiene una componente dominante de «strike-slip» dextrógiro.

### **Metamorfismo**

Acompañando a la deformación se desarrolla en esta área un metamorfismo regional, cuya intensidad varía entre condiciones de la facies de los esquistos verdes y la facies de las anfíbolitas, al que se superpone otro metamorfismo térmico, inducido por los distintos tipos de granitoides presentes en esta zona.

VAN MEERBEKE et al (1973) con algunas modificaciones posteriores de MINNIGH (1975), han cartografiado cuatro isogradas de metamorfismo caracterizadas por la primera aparición de biotita, granate, estauroлита y andalucita. Aunque estos mapas de isogradas son susceptibles de modificaciones de importancia, constituyen por el momento la mayor aportación al conocimiento metamórfico de la región, mostrando muy claramente algunas de sus características generales.

En líneas generales la intensidad del metamorfismo aumenta desde el centro hacia los márgenes del área estudiada, pasando desde la zona de la clorita a la zona de la estauroлита. La isograda de la andalucita aparece únicamente en los bordes, en relación con los granitoides que limitan esta zona, y corta en ocasiones a las isogradas de la estauroлита y granate, constituyendo un ejemplo típico de superposición de isogradas por «telescoping» de las masas graníticas, en el caso de los granitos de dos micas, o un efecto simple de metamorfismo de contacto en el caso de las granodioritas tardías.

Se ha observado además la existencia de áreas migmáticas con sillimanita en las zonas de mayor intensidad de metamorfismo regional, que son posteriormente intruidas por los granitos de dos micas. De este modo el metamorfismo regional alcanzaría condiciones de la facies de las anfíbolitas de alto grado.

Los minerales metamórficos tienen en general hábito porfiroblástico, exceptuando las pequeñas micas orientadas que definen las esquistosidades  $S_1$  y  $S_2$  y la sillimanita, que se presenta comunmente con hábito fibroso. La relación de la cristalización de estos porfiroblastitos con las fases de deformación establecidas en capítulos anteriores, se expone esquemáticamente en la Fig. 8. En las láminas 4B y 5 se muestran algunos ejemplos significativos de las relaciones cristalización-deformación para los distintos tipos de minerales.

Especial interés tienen los porfiroblastos de granate, por lo que haremos un comentario más detallado sobre ellos. Autores precedentes (HILGEN 1971 y MINNIGH 1975) han distinguido en esta región dos tipos de granates. Los granates tipo I son de pequeño tamaño, aspecto turbio y están incluidos muchas veces en otros porfiroblastos de metamorfismo (Lám. 3F). Los mismos autores relacionan este tipo de granates con los descritos en la «Fosa Blastomilonítica» (FLOOR 1966, DEN TEX & FLOOR 1967, ARPS 1970), considerándolos como relictos de un metamorfismo prehercínico. Estos granates han sido encontrados hasta el momento únicamente en los materiales del grupo de Lalín-Forcarei.

Los granates de tipo II son en general de mayor tamaño, idiomórficos y sin el aspecto turbio característico de los anteriores. Para este tipo de granates, considerados Hercínicos por todos los autores, pueden establecerse dos etapas de crecimiento, que se manifiestan en algunos cristales por un núcleo con una esquistosidad incluida ( $S_1$ ), que ha crecido anteriormente a la fase 2, sobre el cual sigue creciendo el granate con posterioridad a esta segunda fase (Lám. 5B). Las variaciones en la composición química a través de granates de tipo II han demostrado también, en otras áreas de Galicia Occidental, la existencia de varias etapas de crecimiento (GIL IBARGUCHI 1978).

La relación de los granates de tipo I con la deformación es difícil de establecer, observándose únicamente que están incluidos en porfiroblastos de metamorfismo. Sin embargo no puede afirmarse de un modo concluyente que estos minerales sean prehercínicos, ya que podrían relacionarse con las primeras etapas de crecimiento de los granates de tipo II. Esta última posibilidad está de acuerdo con el hecho de que los granates de tipo I de la «Fosa Blastomilonítica», presenten una zonación composicional similar a la existente en el núcleo de los granates de tipo II en los metasedimentos del entorno. En este caso, los granates de tipo I mostrarían un único período de crecimiento, a diferencia del desarrollo complejo que presentan los granates de tipo II (GIL IBARGUCHI com. pers.).

En síntesis, como se desprende de las relaciones metamorfismo-deformación descritas, el climax del metamorfismo regional tiene lugar en esta zona con posterioridad a la segunda fase de deformación, aunque anteriormente a esta fase hay al menos cristalización de biotita y granate. El metamorfismo térmico, inducido por los granitos de dos micas, tiene lugar pre y sintectónicamente con la fase 3. Finalmente, y afectando solo al extremo SE de esta zona, existe un metamorfismo de contacto con andalucita asociado a la granodiorita de Ribadavia, que ocurre después de la fase 3.

## Las rocas graníticas

Existen en esta región representantes de las dos series de granitoides establecidas para el NO de España por CAPDEVILA et al. (1970). En el Sur de la zona afloran las granodioritas de Avión y Ribadavia consideradas hasta el momento como representantes, precoz y tardía respectivamente, de la serie calcoalcalina. Los granitos de la serie alcalina (granitos de dos micas) tienen una más amplia distribución en esta zona. Los más importantes son los granitos de Ourense y Pontevedra que afloran en el borde E y W respectivamente de esta región, limitando la zona esquistosa. En el Norte aflora también un importante granito de dos micas al que se asocian otros cuerpos menores. Se encuentra finalmente otro stock granítico de cierta extensión en la zona de Beariz que ha sido objeto de estudios muy detallados (CASTROVIEJO 1974, 1975).

Aunque no se ha pretendido en el presente trabajo profundizar en el conocimiento de estos granitoides, el estudio de la zona de contacto de los metasedimentos con los granitos de dos micas permite establecer la edad de emplazamiento para estas rocas. Así, tanto la relación de los contactos como la de los diques con respecto a las deformaciones descritas, sugiere una edad de emplazamiento pre a sintectónica con respecto a la fase 3. Esta edad de emplazamiento varía perceptiblemente dentro de los granitos de dos micas según se consideren unos u otros macizos.

Con respecto a los granitos de la serie calcoalcalina, no existen dudas en atribuir una edad de emplazamiento posterior a la fase 3 para la granodiorita tardía e Ribadavia. La edad de emplazamiento de la granodiorita de Avión es más problemática, no pudiendo situarse con precisión en este momento.

## Discusión y conclusiones

La región objeto de estudio constituye un sector clave para la interpretación geológica de la Galicia Occidental. La espesa sucesión paleozóica representada en este área, que puede alcanzar los 8.000 m. de espesor, registra una deformación polifásica que ha dado lugar a los distintos grupos de estructuras descritas en el presente trabajo. Esta deformación está acompañada por un metamorfismo regional que alcanza condiciones de la facies de las anfibolitas, al que se superpone un metamorfismo térmico asociado a los diferentes granitoides que existen en la zona.

El problema regional más importante planteado en esta área es el que se refiere a la posición estructural del Grupo Lalín-Forcarei. La existencia de rocas básicas en la Zona de Lalín es conocida desde antiguo, siendo mencionada expresamente por CARLE (1950), PARGA PONDAL (1956, 1963) y NAVARRO ALVARGONZALEZ et al. (1959). Estos autores describen una franja de forma circular en la que existen anfibolitas y ortogneises que consideran, en base a distintos criterios, como intrusiva en los metasedimentos del entorno.

HILGEN (1971) denomina «Unidad de Lalín» al conjunto de paragneises con oligoclasa y dos tipos de granates, intruidos por rocas ácidas y básicas prehercínicas, representadas por anfibolitas y ortogneises. Para este autor las rocas de la «Unidad de Lalín» son polimetamórficas y se superponen tectónicamente a metasedimentos monometamórficos paleozoicos, existiendo en la superficie de cabalgamiento una banda de cuarcitas miloníticas de espesor inferior a 1 m. La existencia de estructuras E-W anteriores al ciclo herciniano es otro de los argumentos empleados por este autor para justificar el carácter poliorogénico de los materiales de dicha unidad.

MINNIGH (1975) estudia un área al SW de la Unidad de Lalín, encontrando en la parte superior de la serie sedimentaria rocas comparables a las de dicha unidad. Este autor discute la posición estructural de estos materiales, proponiendo como solución más probable la existencia de un contacto tectónico entre éstos y los esquistos infrayacentes. En este mismo sentido se manifiesta HILGEN\*, denominando «Unidad de Forcarei» a los materiales de la serie superior de MINNIGH.

---

(\*) Conferencia con motivo de la inauguración de la 2ª etapa del Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Noviembre de 1979. O Castro (Coruña).

Durante la realización del presente trabajo no se han encontrado, no obstante, evidencias a favor del carácter poliorogénico del Grupo Lalín-Forcarei. De un lado, si bien existen diferencias litológicas de tipo general con el resto de los metasedimentos, los esquistos y paragneises con albita u oligoclasa no son exclusivos de Lalín-Forcarei, apareciendo frecuentemente en el Grupo de Paraño. El tránsito entre estos dos grupos es gradual y cuarcitas blancas como las que frecuentemente existen cerca de este contacto se encuentran en otros niveles de la sucesión, con texturas comparables, que por otra parte no implican una cantidad de deformación muy diferente a la del resto de las rocas. Las anfibolitas y ortogneises, que aparecen en la base del Grupo Lalín-Forcarei, juntamente con algunos lechos calcosilicatados e intercalaciones de esquistos y paragneises, deben interpretarse como una serie volcánica interestratificada en la sucesión metasedimentaria, como sugiere la geometría de los afloramientos.

El estudio tectónico realizado permite interpretar la estructura de esta zona a partir de un modelo polifásico que es válido para toda el área. No hay ninguna evidencia por tanto de estructuras prehercínicas de dirección E-W como han invocado otros autores.

Finalmente ya se ha discutido en el capítulo dedicado al metamorfismo el problema de los granates, principal argumento utilizado para asignar un carácter polimetamórfico a la «Unidad de Lalín». En este sentido las distintas posibilidades de interpretación impiden utilizar a los 2 tipos de granates existentes como un argumento incontestable de polimetamorfismo.

Como consecuencia de todo lo expresado hasta el momento y aún a falta de datos más precisos sobre algunos de los problemas planteados, parece más exacto interpretar al conjunto de metasedimentos presentes en esta zona, como una sucesión continúa, en términos generales, que registra una deformación, metamorfismo y granitización hercínicos.

## BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F., CARLS, F., MARTINEZ-GARCIA, E. y QUIROGA, J. L. (1976). Nouvelles précisions sur l'âge de la Série de San Vitero (Zamora, Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Soc. Paris*, D 283, pp. 881-883.
- ARPS, C. E. S. (1970). Petrology of a part of the western Galician basement between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (N. W. Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geol. Meded.*, 46, pp. 57-155.
- BASTIDA, F. & PULGAR, J. A. (1978). La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW. de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 10, pp. 75-124.
- CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.* LXXXI, pp. 215-225.
- CARLE, W. (1950). Resultado de las investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia. *Publ. ext. sobre geol. Esp.*, Madrid, V.
- CASTROVIEJO, R. (1974). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn-W. I. Introducción a la Minería y a la Geología del área. *Bol. Geol. Min.*, LXXXV-C, pp. 16-36.
- CASTROVIEJO, R. (1975). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn-W. II. Petrología. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVI-II, pp. 14-38.
- CASTROVIEJO, R. (1975). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn-W. III. Tectónica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVI-III, pp. 30-44.
- DEN TEX, E. & FLOOR, P. (1967). A blastomylonitic and polymetamorphic «Graben» in western Galicia (N. W. Spain). In: *Etages Tectoniques. Ed. La Baconnière*, Neuchatel, pp. 169-178.
- FLOOR, P. (1966). Petrology of an aegirine-riebeckite gneisses-bearing part of the Hesperian Massif: The Galifeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leise Geol. Meded.* 36, pp. 1-203.
- GIL IBARGUCHI, J. I. (1978). Etude petrographique de la region Muxia-Finisterre (NW de l'Espagne). *Tese impubl. Univ. Pierre et Marie Curie*. Paris.
- GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS PONCE DE LEON, M., & MARTINEZ CATALAN, J. R. (1974 a). Mapa geológico de España. E.1:50.000. Hoja de Lalín (154) (6-9). *Inst. Geol. Min. España*.
- GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS PONCE DE LEON, M. & MARTINEZ CATALAN, J. R. (1974 b). Mapa Geológico de España. E.1:50.000. Hoja de Orense (187) (6-10). *Inst. Geol. Min. España*.
- HILGEN, P. (1971). The Lalín Unit: a new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW. Spain). *Konin. Nederl. Akad. Wten.*, B (4), pp. 1-10.
- MEERBEKE, G. L. E. van, HILGEN, J. D. & FLOOR, P. (1973). Preliminary results of investigation of central galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW. Spain) *Leidse Geol. Meded.*, 49 (1), pp. 33-37.
- MINNIGH, L. D. (1975). Tectonic and petrographic aspects of an area SW. of the Lalín Unit (Prov. Orense and Pontevedra, NW. Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49 (3), pp. 499-504.
- NAVARRO ALVARGONZALEZ, A. & DEL VALLE DE LERSUNDI, J. (1959). Bosquejo geológico de la mitad norte de la provincia de Pontevedra. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 53, pp. 87-106.
- PARGA PONDAL, I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico de la parte N. O. de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Meded.*, 21, pp. 468-484.
- PARGA PONDAL, I. (1963). Mapa petrográfico-estructural de Galicia. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- PARGA PONDAL, I. (Ed.) (in litt.). Mapa geológico del Macizo Hespérico. E. del 1:50.000.
- QUIROGA, J. L. (1980). La sucesión silúrica en tierras de Aliste y Carbajales (Zamora). *Cuadern. Lab. Xeol. Laxe*, 1, pp. 173-176.
- SOERS, E. (1972). Stratigraphie et geologie structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama. *Studia Geol.*, IV, pp. 7-94, Salamanca.
- TEIXEIRA, C. & PAIS, J. (1973). Sobre a presença de devónico na região de Braganca (Guadramil e Mofreira) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*. XVIII, pp. 199-202.
- TRUYOLS-MASSONI, M. & QUIROGA, J. L. (in litt.). Tentaculites Dacriocónaridos en el Sinforme de Alcañices (Provincia de Zamora). *Cuadern. Lab. Xeol. Laxe*, 2.

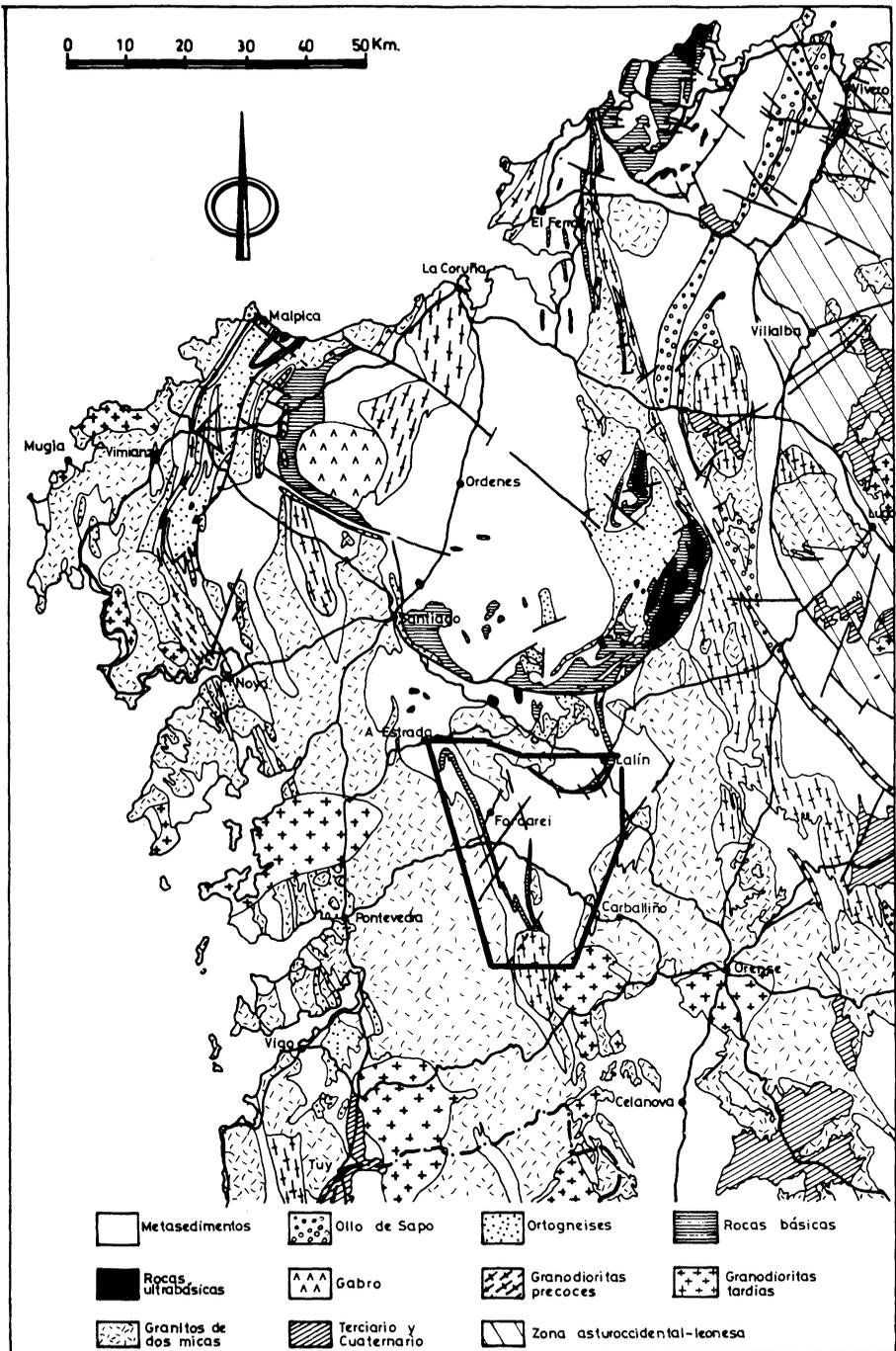


Figura 1. — Situación del área estudiada sobre un mapa geológico de Galicia (basado en I. Parga Pondal, in litt.).

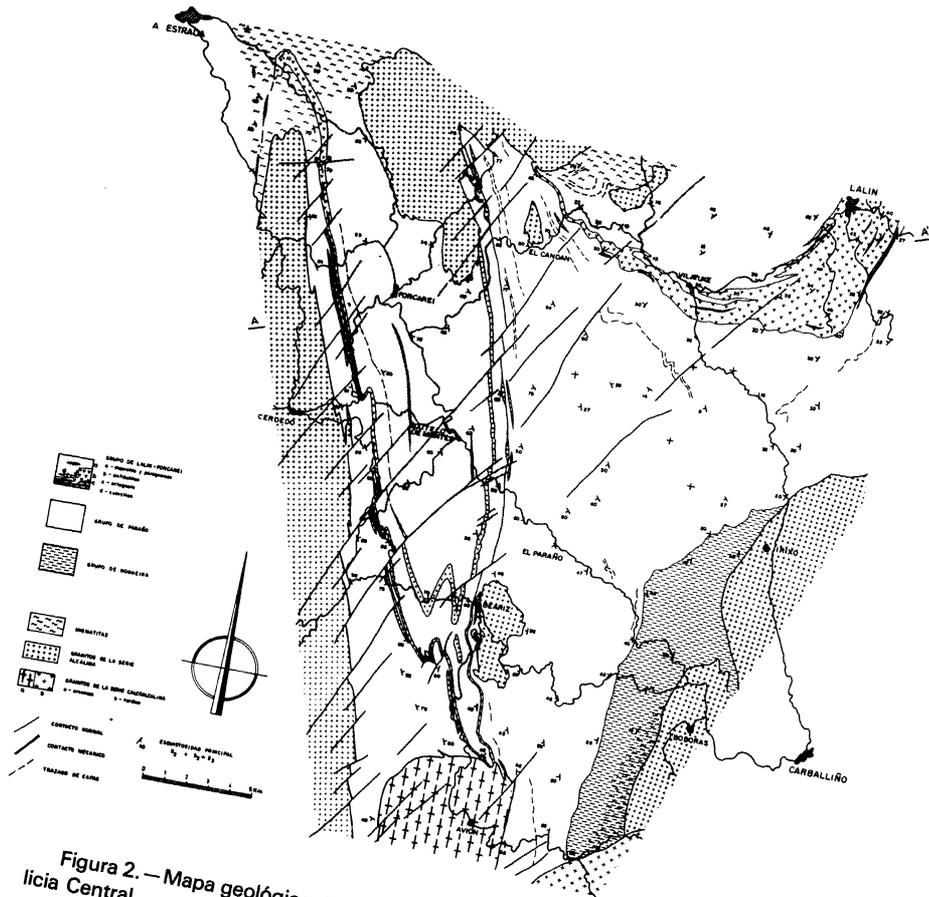


Figura 2. — Mapa geológico del sector norte del Area esquistosa de Galicia Central.

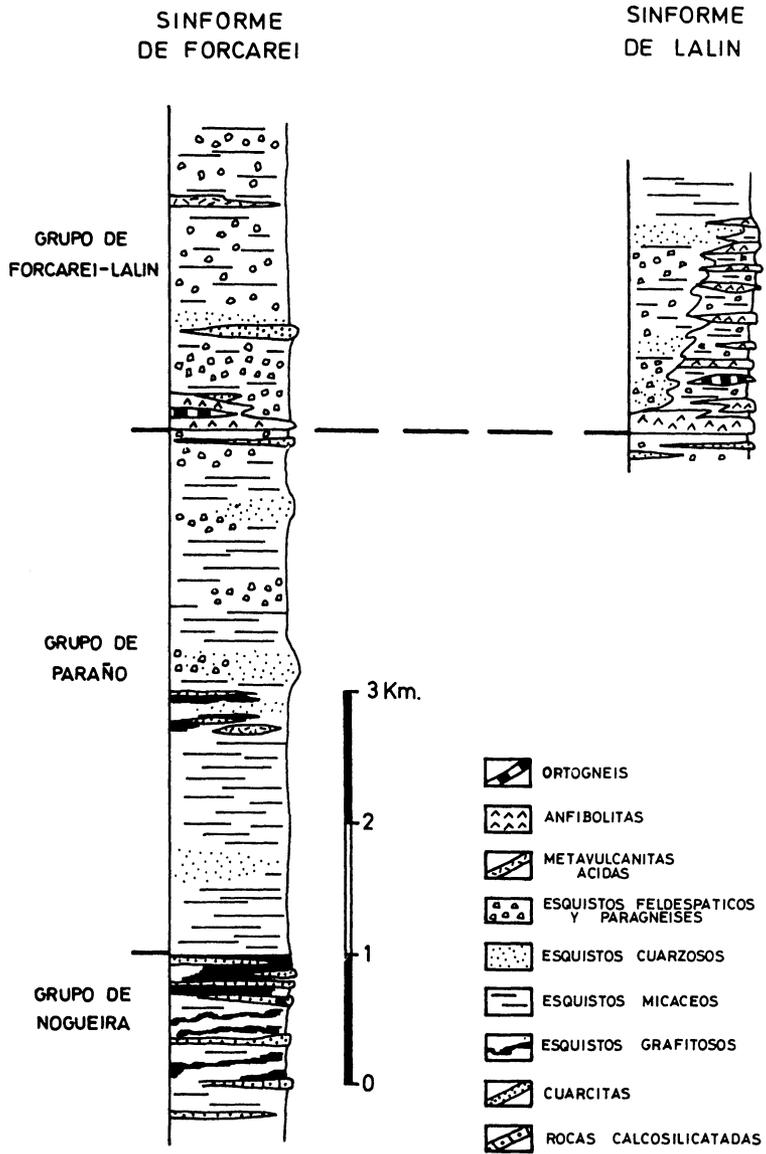


Figura 3. — Sucesión litológica representativa del área estudiada con la división en grupos establecida.

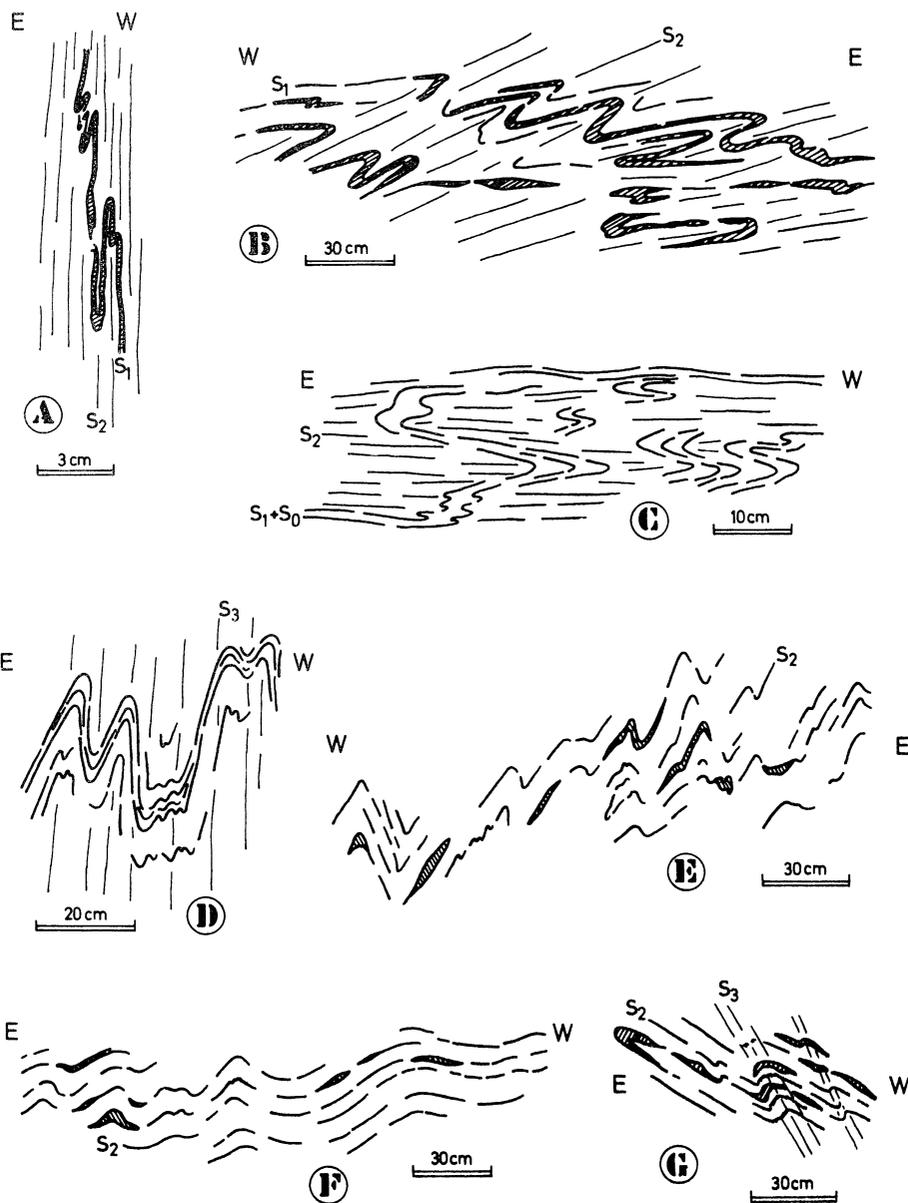


Figura 4. — Aspectos morfológicos de los pliegues menores. A, B y C pliegues menores  $F_2$  en los materiales del Grupo de Paraño (A, al E. de Vilaríño; B, entre Irixo y la Hermida; C, al W. de Covelo). D, E y F, pliegues menores  $F_3$  en el flanco W. del Sinforme de Forcarei (D), Antiforme del Cándan (E) y Sinforme de Lalín (F). G, figura de interferencia  $F_2$ - $F_3$  en los alrededores del pueblo de Paraño.

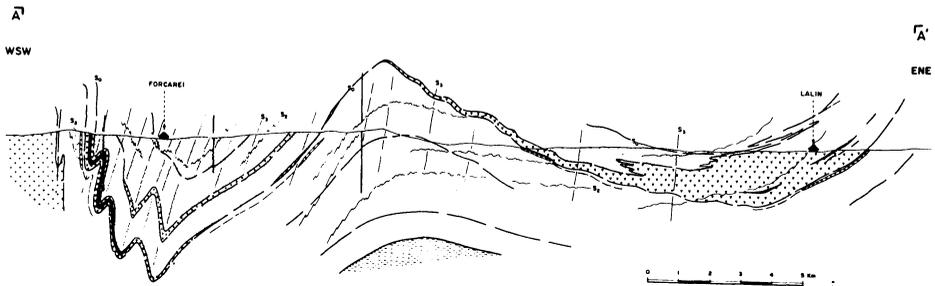


Figura 5. — Corte geológico mostrando la estructura a través de la zona estudiada. A-A' en el mapa de la figura 2.

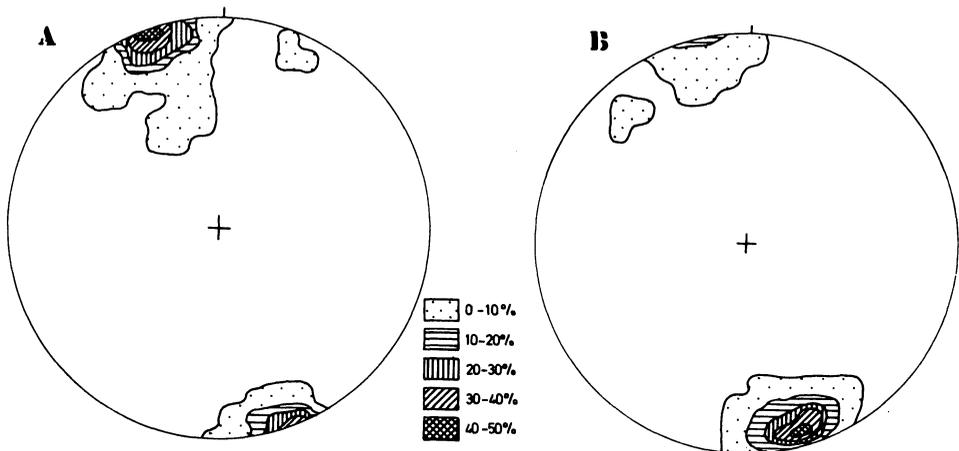
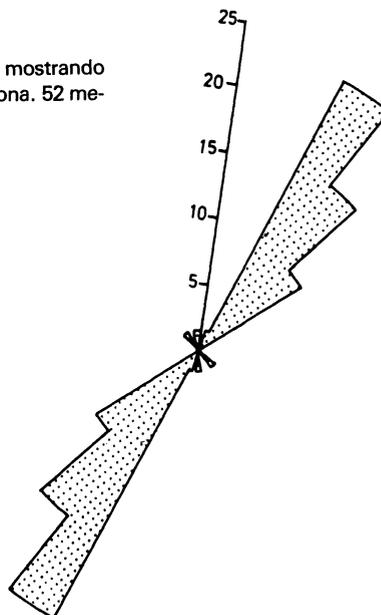


Figura 6. — Proyección estereográfica de los ejes de los pliegues menores de fase 3, mostrando las variaciones en la posición estos ejes entre la mitad norte del área estudiada (A, 45 medidas) y la Sur (B, 76 medidas).

Figura 7.—Diagrama en rosa mostrando la orientación de las fallas en la zona. 52 medidas.



	FASE 1	FASE 2	FASE 3
CLORITA	—	—	—
MOSCOVITA	—	—	—
PLAGIOCLASA	—	—	—
BIOTITA	—	—	—
GRANATE	—	—	—
ESTAUROLITA			—
SILLIMANITA			—
ANDALUCITA			—

Figura 8.— Relaciones cronológicas entre la cristalización metamórfica y las fases de deformación.

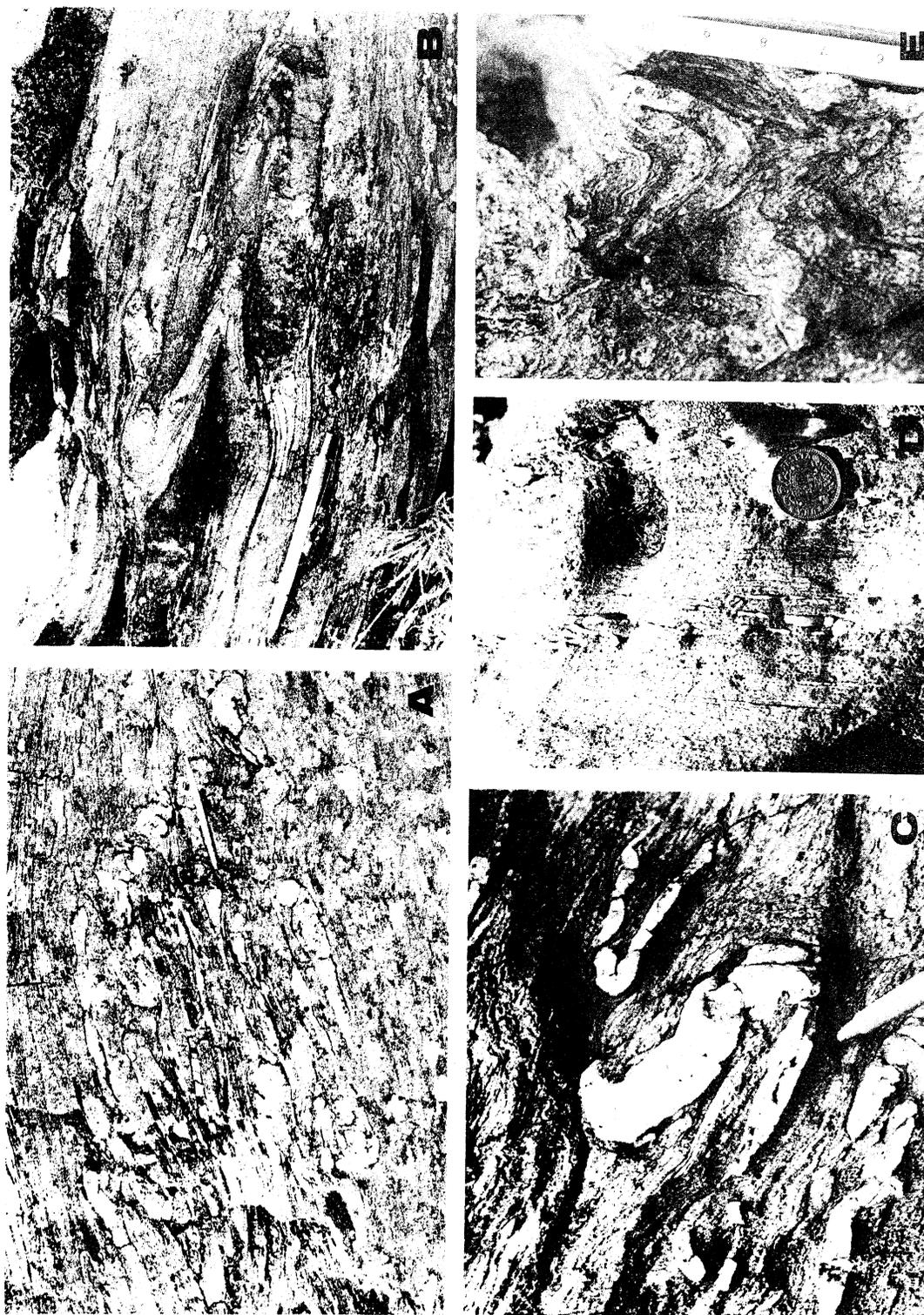


Lámina 1. — Pliegues menores  $F_2$  entre Irixo y la Hermida (A), al W. de Covelo (B), en el alto de San Benito (C) y al E. de Vilariño (D). Nótese el intenso aplastamiento que han sufrido estas estructuras, evidenciado por un fuerte «boudinage» que llega a disrutar los pliegues. E, pliegue  $F_2$  replegado durante la fase 3 en el flanco W. del Sinforme de Forcarei.

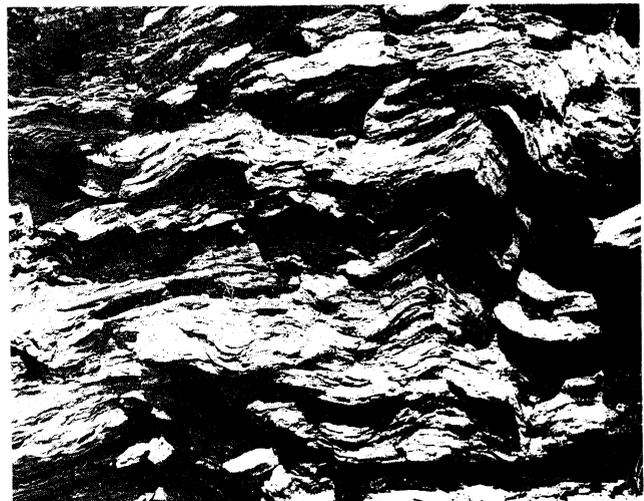
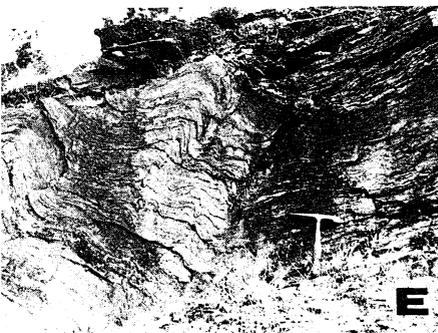
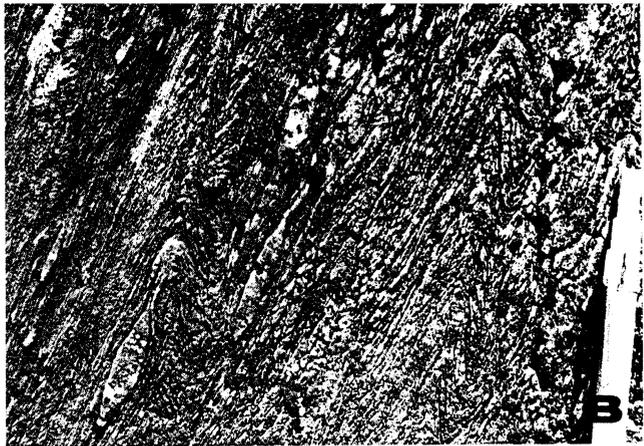


Lámina 2. — Distintos ejemplos de pliegues menores de fase 3 mostrando la variación morfológica de estas estructuras a lo largo de la zona. A y B, pliegues menores  $F_3$  en los flancos W y E respectivamente del Sinforme de Forcarei. C, D y E, F pliegues asociados al Antiforme del Candán y al Sinforme de Lalín. Nótese en la foto C como los pliegues, que llevan una esquistosidad de crenulación asociada, afectan a venas de cuarzo previamente afectadas por «boudinage».



Lámina 3.—A, aspecto microscópico de una «schistosity» de fase 2. B, esquistosidad  $S_2$  acompañada de un bandeo tectónico y plegada durante la fase 3. C y D, aspectos de la crenulación de fase 3, con crecimiento de moscovita orientada según los planos axiales de los micropliegues. E, cristales de moscovita sintectónicos con la fase 3, sobreimpuestos a la segunda esquistosidad. F, granates de tipo I en paragneises del Grupo Lalín-Forcarei.



Lámina 4. — A, detalle del bandeo tectónico de fase 2, plegado durante la fase 3, en el que aún se conservan restos de la primera esquistosidad ( $S_1$ ). B, cristal de estauroлита formado con posterioridad a la fase 2 y previamente a la fase 3.

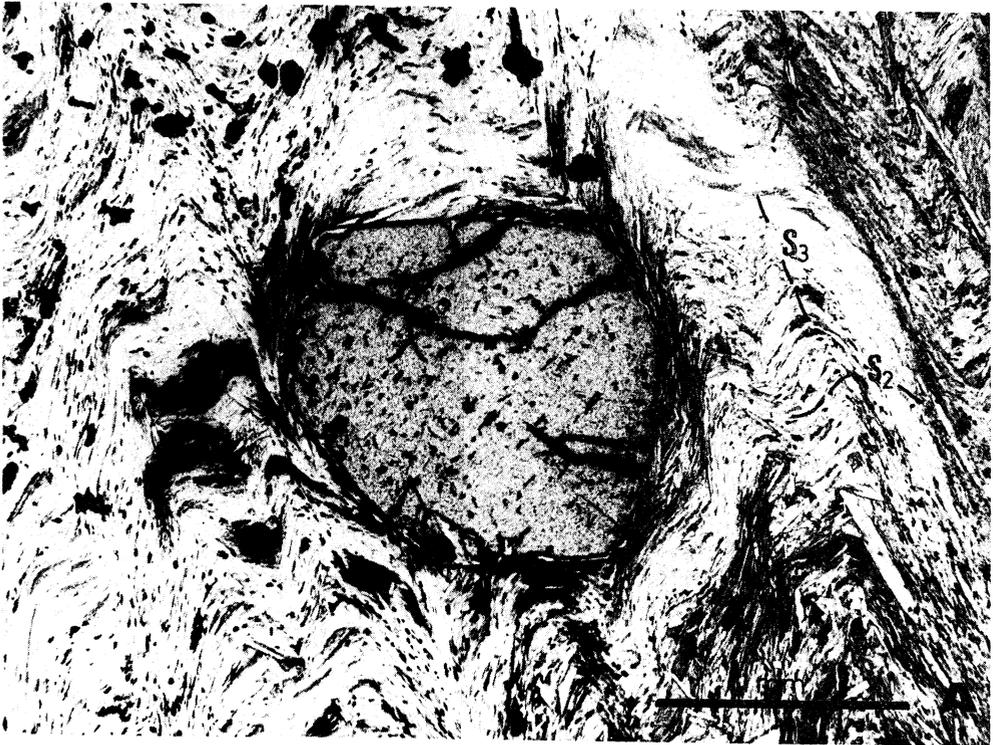


Lámina 5.— Granates de tipo II. A, cristal formado con posterioridad a la fase 2 (engloba a  $S_2$ ) y previamente a la fase 3, a la que corresponde la crenulación de la fotografía. B, granate con 2 etapas de crecimiento representadas por una zona central con una esquistosidad ( $S_1$ ) incluida, que ha crecido antes de la fase 2, y una zona periférica, con pocas inclusiones, formada después de esta fase.