



# IGME

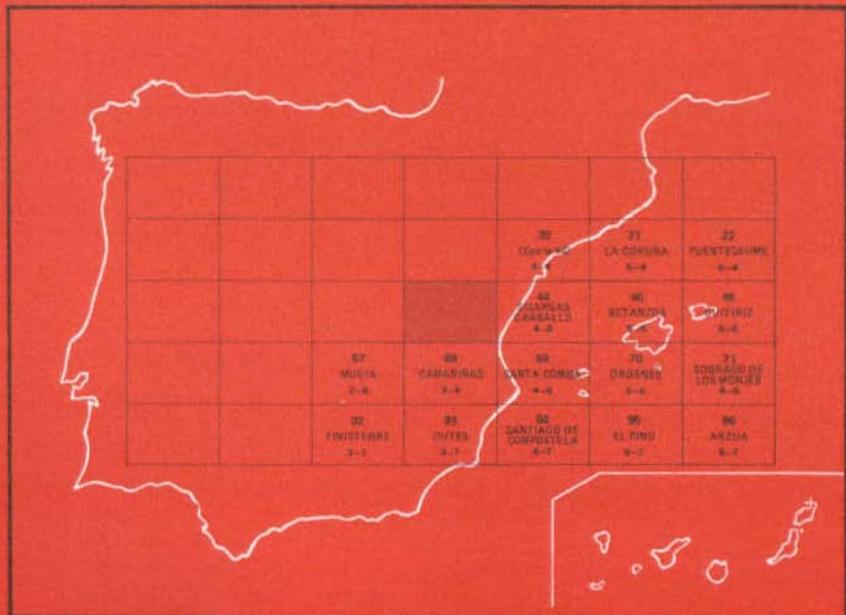
43  
3-5

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# LAGE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**LAGE**

**Segunda serie - Primera edición**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por IMINSA, dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

*Cartografía:* Angel Naval Balbín, Enrique Ortega Gironés y Francisco Ruiz Arias, Licenciados en Ciencias Geológicas.

*Memoria:* Angel Naval Balbín, Enrique Ortega Gironés y Francisco Ruiz Arias (Cuaternario y Geología Económica).

*Petrología:* Alberto Peón Peláez, Licenciado en Ciencias Geológicas y J.D. Hilgen, Doctor en Ciencias Geológicas.

*Asesoramiento en campo y memoria:* C.E.S. Arps y J.D. Hilgen, Doctores en Ciencias Geológicas.

*Supervisión:* Argimiro Huerga Rodríguez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Servicio de Publicaciones — Doctor Fleming, 7 — Madrid-16

Depósito Legal: M - 41951-1981

Imprime ADOSA — Príncipe de Vergara, 210 — Madrid-2

## **1 ANTECEDENTES**

La Empresa IMINSA realizó el estudio geológico de la Hoja 03-05 LA-GE, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, siguiendo las directrices del PLAN MAGNA.

La elaboración de este trabajo ha considerado inicialmente los de PARGA PONDAL (1955); GEUL (1964); COLLÉE (1964); PILAAR (1964); MONSTER (1967) y VAN WESTREENEN (1968), todos ellos realizados en la zona.

Ha intervenido temporalmente asesorando en los trabajos de campo C.E.S. ARPS.

Desde un punto de vista histórico, los primeros datos geológicos de esta zona, y de Galicia en general, fueron suministrados por SCHULZ (1835) en su "Descripción Geognóstica del Reyno de Galicia".

Posteriormente, las investigaciones geológicas en Galicia fueron escasas y de carácter general, sin entrar nunca en estudios detallados. No obstante, merecen destacarse los trabajos realizados por MACPHERSON (1886), BARRIOS (1882), HERNANDEZ SAN PELAYO (1922) y CARLE (1945).

Más tarde, en la década de los años 50, con los trabajos de PARGA

PONDAL se inicia la etapa moderna de la geología de Galicia, que suponen un gran avance en el estado de los conocimientos. Esta etapa coincide con la fundación por el propio PARGA PONDAL del "Laboratorio Xeoloxico de Laxe", promotor de esta corriente investigadora. El mismo PARGA PONDAL, junto con LOPEZ DE AZCONA y MARIN CARDOSO, fue el que se ha encargado de realizar la anterior edición de esta Hoja de Lage en 1953.

Posteriormente comienzan a publicarse trabajos de la Escuela de Leiden (Holanda), enlazando ya con el período actual.

## 2 INTRODUCCION

La Hoja estudiada se encuentra situada en la zona más Occidental de la Península Ibérica y en la mitad Occidental de la provincia de La Coruña.

Geológicamente se encuentra en la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico, según la división de la cadena hercínica de la Península realizada por JULIVERT et al. (1974) basada fundamentalmente en la clasificación de LOTZE (1945).

Dicha zona se caracteriza por un gran desarrollo del metamorfismo y granitización hercínicos, y la presencia en su mitad septentrional de una serie de macizos con rocas máficas y ultramáficas que sufrieron un metamorfismo catazonal intenso, alcanzándose la facies de las granulitas; de alta presión, e incluso de las eclogitas, sufriendo posteriormente un metamorfismo de grado más bajo, implicando un retrometamorfismo en facies anfibolíticas FLOOR (1966); DEN TEX y FLOOR (1967) y ENGELS et al. (1974) y VAN DER WEGEN (1978).

La zona ocupada por la presente Hoja, se encuentra situada en el extremo NW de la zona Centro Ibérica, donde el metamorfismo hercínico es muy intenso, con procesos generalizados de anatexia y migmatización, apareciendo una estrecha banda de orientación N-S, en la que se ha descrito un metamorfismo prehercínico, PARGA PONDAL (1953, 1956), FLOOR (1966). Esta unidad, que sigue paralelamente a toda la costa occidental de Galicia desde Malpica hasta Tuy, fue denominada por PARGA PONDAL (1956) como "Complejo Antiguo", y posteriormente DEN TEX y FLOOR (1967) definieron a la citada unidad como "Fosa Blastomilonítica"; esta unidad es objeto de polémica interpretación, tanto desde el punto de vista petrológico, como estructural.

En este trabajo se propone para la citada Unidad la denominación de

“Complejo de Noya”, haciendo referencia a la localidad situada aproximadamente en el centro geográfico del Complejo, que puede considerarse como una zona suficientemente representativa del resto de la Unidad.

Las denominaciones “Complejo Antiguo” y “Fosa Blastomilonítica” se han descartado porque tienen unas implicaciones de edad y de tipo genético, respectivamente, que no están de acuerdo con los datos obtenidos durante la realización del presente trabajo.

### 3 ESTRATIGRAFIA

Si exceptuamos algunos recubrimientos cuaternarios recientes, la totalidad de los materiales existentes en la Hoja se vieron afectados por una intensa deformación y metamorfismo de modo que no conservan las características estratigráficas de la roca primitiva.

#### 3.1 ESQUISTOS Y PARANEISES CON METABLASTOS DEL COMPLEJO DE NOYA (PC-CA)

Está constituido por un conjunto de metasedimentos, que tienen una foliación muy marcada, ocupando una banda que va de Norte a Sur de la Hoja, en los bordes del Complejo de Noya, englobando en su interior los Ortoneises biotíticos blastomiloníticos.

Estos metasedimentos consisten fundamentalmente en esquistos monótonos, con tramos de esquistos albíticos y algunos tramos escasos de meta-cuarcitas, que desarrollan relieves más acusados, no pudiéndose precisar claramente la potencia de dicha formación por no conocer sus límites, ya que el establecimiento de una sucesión estratigráfica es extremadamente difícil.

Por lo que respecta a la edad de esta serie, no es posible una datación rigurosa, ya que el grado de metamorfismo existente impide la conservación de datos paleontológicos. Por otra parte tampoco existe una correlación clara con otras zonas próximas cuya edad sea bien conocida.

Teniendo en cuenta que los ortoneis intrusivos en esta serie, han sido datados radiométricamente por VAL CALSTEREN (1977), obteniéndose una edad de referencia de 462 mill. de años (Ordovícico Inferior) por el método Rb/Sr y tomando este dato como válido debe de atribuirse a esta serie una edad pre-Ordovícica.

### 3.2 ESQUISTOS DEL DOMINIO DE LAS ROCAS GRANITICAS (PC-Se)

Constituyen una banda muy continua a lo largo de toda la Hoja de Norte a Sur, comprendidos entre los metasedimentos y esquistos albíticos y el granito de dos micas del Grupo Lage, así como algunos pequeños enclaves de esquistos dentro del granito citado anteriormente.

Se trata de rocas constituidas esencialmente por biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa y en menor proporción estaurolita, granate, andalucita y sillimanita, con algunas delgadas y escasas intercalaciones cuarcíticas.

Por lo que respecta a la edad de estos materiales, no puede precisarse mediante datos paleontológicos ni radiométricos. Sus características petrográficas los hacen comparables a los descritos por ARPS (1970) y GIL IBARGUCHI (1979) al Sur y al Este respectivamente de esta zona, así como los que han sido estudiados por BUISKOO TOXOPEUS (1978) mucho más al Sur, en el sector de costa situado al Sur de Vigo.

Se trata posiblemente de rocas de edad paleozoica inferior comparables a los metasedimentos de Centro y Sur de Galicia.

### 3.3 CUATERNARIO

#### Geomorfología

La costa de esta Hoja se caracteriza, al igual que en toda la zona NO de Galicia, por su carácter accidentado con gran número de pequeñas calas y cabos, en gran parte determinadas por las redes de fracturación de los macizos graníticos y/o granodioríticos. Se configura así una costa recortada y accidentada en su morfología, sometida fuertemente a la acción oceánica que acentúa las características del relieve.

Los trabajos de geomorfología más recientes se refieren a la zona de las Rías Bajas (PANNEKOEK, 1966; PANNEKOEK, 1970), si bien el planteamiento que allí se establece puede generalizarse en todo el ámbito del NW.

No obstante, no es una costa excesivamente acantilada, pudiendo diferenciarse dos zonas claramente definidas.

— De la ría del Allones al Sur se marca la presencia de una antigua línea de costa fósil, situada a una cota de +10 a +15 m sobre el nivel del mar actual. Esta línea separa el dominio del acantilado antiguo, que ha sido remodelado por la erosión posterior, de una zona de relleno o antecosta subhorizontal correspondiente a la plataforma litoral o rasa litoral, de 50-150 m de ancho.

La línea de costa actual se halla separada de la zona de rasa litoral por un pequeño escalón de altura variable, inferior a 10 m.

La interacción de la erosión marina costera y terrestre hacen que este escalón se haya convertido en ocasiones en una pendiente rocosa más o menos acentuada hacia el mar.

En algunas ocasiones, el retroceso de la costa por causa de la fuerte abrasión litoral ha llevado a la práctica desaparición de la superficie de la rasa. En otros puntos, por no haberse desarrollado suficientemente, la constitución de depósitos de pie de relieve bajo el acantilado anterior enmascaran la antigua línea de costa.

— Al Norte de la ría del Allones la costa presenta características ligeramente diferentes. Salvo la zona entre Punta El Rubio y Punta Santa Mariña, en que se conservan restos de la antigua superficie de rasa, en el resto de la zona o ésta no se ha constituido y si se desarrolló fue con carácter muy restringido en cuanto a su amplitud, lo que ha llevado a que en el retroceso de la costa debido a la abrasión actual se desmantelase por completo, alcanzando la línea de costa reciente a la antigua, e incluso rabasándola, produciéndose su desaparición.

En cualquier caso, este tramo de costa viene definido por ausencia, salvo la excepción citada, de superficie de rasa litoral y por el carácter abrupto del relieve inmediato a ella, en un frente de aproximadamente 100 m de altura. Las zonas protegidas, y de desarrollo de playas son muy reducidas y confinadas, correspondiendo a las zonas de salida al mar de la escasa red fluvial.

El relieve del interior de la Hoja presenta incidencia directa del sustrato en que se constituye y de la tectónica que lo configura. Si bien es un relieve maduro en general, las zonas graníticas y/o granodioríticas debido a su mayor resistencia presentan unas formas menos evolucionadas en su conjunto, pero siempre dentro del ámbito de redondeamiento. En el resto, parece intuirse la existencia de una superficie de prepeneplanificación fosilizada y disecada por la instauración de la red hidrográfica actual, remodelada por los agentes erosivos con posterioridad a su constitución como consecuencia de una elevación general de la región.

## Depósitos

La formación de depósitos cuaternarios de cierta entidad se halla prácticamente circunscrita a la red fluvial y su zona de desembocadura o acceso al mar. Ya se ha mencionado anteriormente que la red fluvial es muy escasa, limitándose prácticamente al río Allones, siendo el resto un conjunto de

valles o fondos de vaguadas por los que la circulación de agua es estacional, pero que no obstante estructuran un conjunto de depósitos.

Sobre la antigua superficie de rasa litoral se conservan relictos de depósitos ( $Q_1 P-RL$ ) de reducidas dimensiones, constituidos por los términos basales de la serie original de materiales de la rasa. Se encuentran así, preferentemente en el borde externo más próximo a la línea de costa actual, "campos de bolos", de hasta 50 cm de moda, de subredondeados a redondeados, generalmente aislados o bien en pequeñas agregaciones envueltas o incipientemente cohesionadas por materiales arcilloso-arenosos recientes. El resto de los materiales que constituirían el depósito de la rasa (arenas, cantos pequeños) han sido objeto de denudación por la acción del agua y del viento.

Los depósitos fluvio-costeros recientes presentan características comunes. Excepto en el caso de la desembocadura del Allones, en el resto las condiciones son muy similares.

Se establecen así unos valles abiertos al mar, en los que se forman depósitos cuaternarios indiferenciados ( $Q_2 I$ ) constituidos por materiales aportados por las laderas y arrastrados por el propio curso (gravas, arenas, limos).

En la costa se establecen playas de arena ( $Q_2 P$ ) en las que la fuerte eolianización desarrolla cordones litorales de dunas en la parte interna, parcialmente estabilizados por vegetación. Se confina así la salida al mar del curso fluvial que en algún caso vierte sus aguas filtrándose a través del cordón y playa. Este confinamiento hace que, inmediatamente detrás del cordón litoral se establezca una zona de marismas, llegando a formarse incluso pequeñas lagunas, en las que se produce deposición interdigitada de arenas, procedentes de la playa a caídas de los frentes de dunas, con limos aportados por el río, junto con materia orgánica de la vegetación propia de la marisma ( $Q_2 M$ ).

Este esquema se da en las playas de Traba, Area Tuerto y Lage.

En playa Ermida, al lado de Corme, falta el término marismal debido a que el vertiente es estacional y muy limitado.

En otros casos únicamente se desarrollan los términos de playas, debido a las características morfológicas locales.

En el río Allones, debido a su mayor caudal la salida al mar se encuentra más liberada, constituyéndose una ensenada o pequeña ría. Dentro de la zona de influencia de las mareas pueden establecerse dos partes:

— Tramo superior, hasta las proximidades de Currás. La canalización del río hacia 1870 permitió sanear una amplia zona de las marismas, que fueron colonizadas para el aprovechamiento agrícola ( $Q_2 M_s$ ).

— Tramo inferior, que corresponde a la actual ría. La influencia de las mareas condiciona la deposición de los arrastres del río, formándose bancos de arena que en bajamar pueden quedar en algún caso al descubierto.

En la salida de la ría al mar se ha formado una flecha litoral, de avance SO, y cuyo desarollo se ha prácticamente estabilizado por limitarlo el canal de desembocadura. Sobre esta flecha, la acción eólica conformó un campo de dunas ya estabilizado por la vegetación, con extensión de los depósitos de arena por la ladera S y SE del Monte Blanco. Más reciente es la formación de tres dunas, de avance NE, activas, que fosilizan los depósitos eólicos anteriores.

Asimismo, el río Allones es el único que llega a constituir depósitos aluviales ( $O_2Al$ ).

La fuerte eolización costera ha desarrollado en la zona del Cabo Beo y Playa de Trece un campo de dunas, que llega a alcanzar los 80 m de altura en cota.

En la parte baja no llega a constituirse un depósito de playa, ya que la acción del viento produce una rápida dispersión de la arena, superando los límites de la zona costera.

## 4 PETROLOGIA

Se describen a continuación las características petrológicas de los diferentes tipos de rocas metamórficas, plutónicas de tipo ácido y básico presentes en la Hoja, dividiéndolas en 2 dominios: el Dominio del Complejo de Noya y el Dominio migmatítico de las Rocas Graníticas.

### 4.1 DOMINIO DEL COMPLEJO DE NOYA

En este dominio se incluyen los neises, paraneises y rocas básicas con evidencias de un metamorfismo prehercínico de alto grado.

#### 4.1.1 Esquistos y paraneises con metablastos (PC—CA)

Predominan dentro de esta serie las rocas micáceas constituidas fundamentalmente por moscovita, biotita, plagioclasa y cuarzo, éste frecuentemente en bandas o lentejones y en proporciones muy variables. Existen

además granate, rutilo y clorita. La clorita fundamentalmente es secundaria y puede aparecer en grandes porfiroblastos.

El contenido en albita suele ser muy alto, existiendo algunos niveles que pueden denominarse realmente como esquistos o paraneises feldespáticos.

La textura varía de lepidoblástica a nefísica, estando las albitas externamente bien redondeadas u ovaladas.

Es frecuente encontrar dentro de los cristales de albita inclusiones de granate, moscovita y rutilo, así como pequeñas inclusiones de cuarzos elongados, micas y opacos que parecen definir una esquistosidad relicta en el interior del porfiroblasto, FLOOR, (1966); DEN TEX & FLOOR (1967) y ARPS (1970).

Los granates relictos en el interior de las albitas suelen ser de pequeño tamaño y reabsorbidos en parte, similares a los descritos por HILGEN (1971) como granates de tipo II en la Unidad de Lalín.

La presencia de estos cristales relictos han sido propuestos por los citados autores como prueba de la existencia de un metamorfismo anterior, de edad pre-Hercínica.

Sin embargo, se han encontrado evidencias texturales de que estos porfiroblastos de albitas están rodeados por la  $S_2$  hercínica. Por lo tanto, la edad relativa de los cristales relictos respecto a las fases de deformación, sería anterior a la segunda fase, sin que pueda afirmarse estrictamente su origen pre-hercínico.

Dentro de los esquistos y paraneises se encuentran algunos cuerpos de anfibolitas y esquistos anfibólicos, de potencias variables, pudiendo alcanzar varios metros, siendo en ocasiones exagerada su representación para poder señalarlo cartográficamente.

Se trata de rocas oscuras de tonos verdosos o grisáceos normalmente muy alteradas en superficie.

#### 4.1.2 Neises alcalinos

Aparecen únicamente en el borde oriental de la Hoja, situándose entre los neises félscicos y los ortoneises con anfíbol. El contacto con los neises félscicos está tectonizado y jalónado por frecuentes texturas miloníticas.

En el campo, estos neises se diferencian claramente del resto de los materiales cartografiados por su color claro, su tamaño de grano generalmente fino y la presencia de moscovitas.

Desde el punto de vista petrográfico presentan una textura blasto-milonítica. Como minerales esenciales aparecen cuarzo, microclina, albita, granate, biotita y moscovita. Los accesorios son epidota, esfena, apatito,

circón y opacos. Los granates aparecen a veces con formas esqueléticas y es frecuente su transformación a biotita-clorita.

Por lo que respecta a su origen, éste es muy problemático. La mineralogía no es muy diferente del resto de ortoneises del Complejo, aunque, ALONSO y GONZALEZ (in litt) en la Hoja vecina de Carballo citan la presencia de un bandeados litológicos que podría sugerir un origen metavolcánico.

Dentro de la Hoja estudiada sin embargo, no se han encontrado estas características litológicas, por lo que no se puede aportar ninguna precisión sobre el origen de estos materiales.

La edad de los neises alcalinos es también difícil de precisar ya que no existen datos de edades absolutas.

Unicamente puede establecerse su origen pre-hercínico, de acuerdo con ALONSO y GONZALEZ (in litt), a partir de evidencias estructurales, ya que estas rocas han sufrido los mismos episodios de deformación que el resto de los materiales del Complejo de Noya.

#### 4.1.2 Neises félidos (PC-CA $\gamma$ )

Estos neises tienen una textura blastomilonítica, que varía de linear a plano linear (Puenteceyo) y glandular (Allones), estando representadas estas diferencias texturales cartográficamente.

Macrotexturalmente, se aprecia un bandeados paralelos a la foliación milonítica, constituido fundamentalmente por una serie de laminaciones de biotita, y en menor proporción por moscovitas más o menos aisladas.

El origen de estos neises es difícil de establecer. El grado de deformación existente y la mineralogía que presentan no permiten diferenciar, al microscopio, entre formaciones extrusivas alcalinas, formaciones metasedimentarias o rocas graníticas de tendencia alcalina.

Sin embargo, la homogeneidad que presentan estas rocas a escala de afloramiento, y la presencia de algunas estructuras de "Schlieren" sumamente estirados, parecen apuntar hacia un origen orto, aunque estas pruebas no son absolutamente definitivas.

Las micas se disponen en bandas discontinuas, en su mayoría biotíticas.

El cuarzo se presenta en lentejones; la oligoclase presenta macetas polisintéticas, teniendo los cristales formas redondeadas y frecuentes inclusiones de cuarzo.

Las piritas pueden estar limonitzadas.

Dentro de estos neises existen xenolitos de esquistos, con frecuentes granates en cristales de tamaño medio, corroídos y asociados con cuarzo y clorita.

Por lo que respecta al posible carácter polimetamórfico de estos materiales, éste vendría definido por la presencia de fengita y por la existencia de numerosos cuerpos de tamaño variable de retro-eclogitas que serán estudiadas más detalladamente en el siguiente apartado.

Por lo que respecta a la edad, estas rocas han sido datadas por VAN CALSTEREN (1977) por el método de Rb/Sr obteniéndose una edad de referencia de 462 m.a. (Ordovícico Inferior).

#### 4.1.3 Retroeclogitas y anfibolitas ( $\xi A_1$ )

Aparecen dentro de la Hoja en pequeños cuerpos, muy numerosos, abudinados, exclusivamente dentro de los neises del Complejo de Noya. ARPS (1977) diferencia entre anfibolitas derivadas de la intrusión de diques máficos (o raramente de origen metasedimentario) y retroeclogitas (anfibolitas granatíferas) y eclogitas. Ambos tipos de rocas están presentes dentro de la Hoja estudiada.

Las retroeclogitas suelen tener grano medio a fino, pudiendo observarse gran cantidad de granates en una matriz de color verdoso.

La textura es principalmente granoblástica, pudiendo aparecer suavemente foliada e incluso ser nematoblástica en algunos casos.

VAN DER WEGEN (1978) ha diferenciado sucesivas paragénesis metamórficas estables en la evolución metamórfica que han sufrido las metabasitas con granate del Complejo de Noya. Básicamente podemos diferenciar entre una paragénesis pre-hercínica, constituida por clinopiroxeno, granate, cianita, fengita, cuarzo y anfíbol débilmente coloreado. Como accesorios rutilo y zoisita.

Posteriormente tendría lugar un retrometamorfismo hercínico, caracterizado por el crecimiento de uralita, hornblenda verde-azulada, epidota, albite y clorita.

Las albitas, además pueden estar ligeramente sericitizadas, e incluyendo pequeños granos de epidota.

Por lo que respecta a los ortoanfibolitos derivados de diques básicos, suelen apreciarse en ellos texturas metaporfídicas y su mineralogía más frecuente es hornblenda verde-azul, plagioclasa, cuarzo, cumingtonita, estando como accesorios la biotita, epidota, rutilo, grafito y granate.

### 4.2 ROCAS PLUTONICAS

En este apartado se incluyen los ortoneis del Complejo de Noya.

#### **4.2.1 Ortoneis con cuarzos azules ( $_{G}\gamma_{bq}^1$ )**

Constituyen enclaves de pequeñas dimensiones, que salpican toda la zona ocupada por los neises félscicos del Complejo. Existe también un afloamiento de mayores dimensiones al Oeste de Borneiro, dentro de los paraneises con albita.

Se trata de un ortoneis biotítico de composición granodiorítica, con cuarzos azulados, de aspecto glandular, con plagioclasas que pueden estar alteradas, concentrándose a su alrededor pequeñas epidotas.

Los minerales esenciales son: cuarzo, plagioclase y biotita.

Como accesorios se presentan granate, círcón, epidota, opacos y allanitas. El granate se presenta en ocasiones rodando la biotita.

La textura es hipidiomórfica de grano grueso hasta blastomilonítica.

Las biotitas aparecen cloritizadas; las plagioclasas se alteran a sericitas, pudiendo formarse epidotas también como productos de alteración.

Dentro de estos ortogneises, en los alrededores de Allones, se observaron inclusiones de paragneises.

Este hecho ha sido observado también fuera de la Hoja estudiada, en los alrededores de Malpica (observación particular de E. ORTEGA). Este hecho, conjuntamente con la composición granodiorítica de estos materiales sugieren un origen ortoneísico.

Por otra parte, una de las características más importantes de estas rocas, es la presencia de reacciones de granulitización, caracterizadas por la formación de granate a partir de la biotita. Estas reacciones de granulitización, como discutiremos más adelante, son probablemente prehercénicas y su presencia indicaría el carácter polimetamórfico de estas rocas.

#### **4.2.2 Ortoneis biotítico blastomilonítico ( $_{N}\gamma_b^1$ )**

Ocupan parte de la Zona Sur de la Hoja, disponiéndose entre los paraneises de albita y los neises félscicos, llegando hasta los alrededores de Puenteceso.

Se trata de un ortoneis de aspecto glandular, como cuarzo y alcalifeldespato, estando constituidas las glándulas por microclina-micropertita, mostrando a veces recristalización. Esta recristalización comienza desde el centro de los cristales, aprovechando la rotura de los mismos y acompañados de laminillas de micas orientadas que rodean los restos de los glánulas.

Su composición puede variar desde muy biotítica, hasta casi exclusivamente feldespática; las texturas pueden variar de alotriomórficas a hipidiomórficas, orientadas, ligeramente deformadas, típicamente neísicas y

a veces milonitzadas. La matriz es de grano muy fino y muy orientada en las variedades neíticas.

Los cristales de feldespato y cuarzo muestran extinción ondulante y zonas limítrofes cataclásticas, indicativo tal vez de deformaciones tardías.

Como minerales accesorios son frecuentes los granates, hornblenda, apatito y allanita. Los granates pueden ser primarios o debidos al metamorfismo, estando a veces reemplazados por clinzoisita.

Existen numerosos cuerpos de rocas metabásicas incluidos dentro del ortoneis pero de muy escasa potencia, no siendo representables cartográficamente.

#### 4.2.3 Ortoneis con anfíbol ( $N\gamma_A^1$ )

Constituyen una masa neítica situada al Este de la Hoja, ocupando parte de estos neises la Hoja limítrofe de Carballo.

Es una roca de grano medio a grueso, de tonos verdosos, con textura blastomilonítica planolínea característica, observándose una alternancia de bandas de hornblenda y biotita.

Como minerales esenciales se encuentran biotita y anfíboles, estos de tipo ferrohastingsita, cuarzo y albita, siendo lo más característico la elevada proporción de hornblenda. Como minerales accesorios son frecuentes la epidota, titanita, ilmenita, granate y allanita.

Los feldespatos y el cuarzo aparecen muy fracturados, siendo las biotitas de color verde muy intenso hasta azulado. La matriz aparece intensamente granulada y con aspecto neítico.

Las biotitas y ferrohastingsitas pueden presentar inclusiones de granates, estando a veces la hornblenda reemplazada localmente por biotita.

No existen dataciones absolutas realizadas en estos neises. Evidencias de campo, sin embargo, sugieren una edad más moderna que el resto de los ortoneises existentes en la zona, ya que estos últimos están cortados por los cuerpos de metabasitas descritos en apartados anteriores y que nunca afecta a los neises con ferrohastingsita.

Relaciones similares han sido encontradas más al Sur, por ARPS (1970, 1979), que sugiere que la intrusión de diques básicos tuvo lugar, entre el emplazamiento de las dos series graníticas.

### 4.3 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS – GRUPO DE LAGE

Lo constituye el conjunto de rocas graníticas y esquistosas situadas a ambos lados del Complejo de Noya.

En la zona estudiada los materiales esquistosos presentan sólo pequeños indicios de migmatización, que hacia el Sur se hacen más intensos.

#### 4.3.1 Esquistos y paraneises (PC–Se)

La diferenciación en la cartografía de esta serie esquistosa respecto a los paraneises con metablastos del borde Oeste del Complejo no es sencilla, ya que las facies son muy similares. Sin embargo podemos establecer las siguientes diferencias:

- 1) Presencia de delgadas capas cuarcíticas en las que se conservan laminaciones estratigráficas.
- 2) Menor contenido en albitas que los paraneises del Complejo, sin existir nunca niveles de esquistos albíticos.
- 3) Presencia de abundantes cuerpos graníticos hercínicos.
- 4) Paragénesis metamórficas hercínicas de más alto grado que las que se observan en el Complejo, existiendo estaurolita, andalucita y sillimanita y alcanzándose una ligera migmatización.

Sus componentes mineralógicos principales son la biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa, estaurolita, sillimanita, andalucita. Como accesorios aparecen apatito, círcón y opacos.

La textura es lepidoblástica con intercrecimientos cuarzo-plagioclasa, con textura neísica en ocasiones. Son frecuentes los filoncillos de cuarzo granoblástico muy fino, que les da un carácter bandedo.

Estos esquistos se caracterizan por un crecimiento tardío de micas que en algunas ocasiones recristalizan paralelamente a las foliaciones preexistentes (crecimiento mimético). En otros casos su crecimiento es oblicuo a las estructuras previas.

#### 4.3.2 Rocas plutónicas

En este apartado se pueden diferenciar tres tipos de rocas que van desde las prehercínicas como son los neises glandulares a las tardihercínicas representadas por la granodiorita biotítica.

##### 4.3.2.1 Rocas graníticas prehercínicas-ortoneis glandular ( $_{NG}\gamma^1_{mb}$ )

Constituye una banda casi continua desde el Norte de la Hoja, hasta el centro de la misma (Oeste de Puenteceyo), ligeramente desplazada por fallas tardihercínicas de dirección NW–SE.

Estos neises están constituidos fundamentalmente por bandas alter-

nantes micáceas o pegmatoides, con una textura glandular, manteniendo los ojos de los feldespatos una orientación paralela a la foliación principal (NE-SE).

Los megacristales de feldespato pueden presentar bordes corroídos e irregulares; estos megacristales están a veces constituidos por agregados de granos que son fundamentalmente microclina, y se encuentran rodeados de numerosas capas micáceas fundamentalmente biotíticas, con cristales más aislados de moscovita. La distribución de estos megacristales es homogénea.

Petrográficamente estos neises tienen como componentes esenciales cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, ilmenita, turmalina y granate.

Según GIL IBARGUCHI (1979) los fenocristales presentan un alto contenido en pertitas, como corresponde a feldespatos de alta temperatura; de acuerdo con ello, puede pensarse en un origen "orto" para este tipo de rocas. Este mismo autor señala otras pruebas que apoyan este mismo origen, como son por ejemplo el automorfismo de los fenocristales y su distribución homogénea, la presencia de texturas "rapakiwi" y la existencia de circones idiomórficos.

En la Hoja situada al Este (Carballo) en la localidad de Cabo San Adrián, se aprecia claramente cómo estos neises glandulares están situados en el núcleo de un anticlinal, aflorando en los dos flancos los esquistos y paraneises. Esta estructura no es evidente en la Hoja de Lage, ya que este pliegue aparece cortado por una fractura, que pone en contacto los neises glandulares (y a veces los esquistos) con los granitos de dos micas. No obstante, y basándonos en las observaciones realizadas en la zona de Cabo San Adrián, parece indudable que los neises glandulares están por debajo de esta serie esquistosa, pero no es fácil determinar las relaciones existentes entre ambos.

En algunas localidades, parece observarse un tránsito gradual entre neises y esquistos (aunque este tránsito se realizaría en muy pocos metros) indicando la posible removilización de los neises glandulares y que implicarían un origen paraderivados de estos materiales de tránsito.

Situaciones similares han sido descritas por INSINGER (1961) y GIL IBARGUCHI (1979) para este mismo contacto en la Hoja de Camariñas (núm. 68), situada inmediatamente al Sur de la presente Hoja.

Estos niveles de tránsito, sin embargo, no aparecen en todas las localidades donde el contacto entre los neises glandulares y los micaesquistos es accesible a la observación, por lo cual no debe descartarse la posibilidad de que se trata de un contacto intrusivo.

Por lo que respecta a la edad de estos neises glandulares, su origen

pre-hercínico se ve apoyado por las dataciones radiométricas realizadas por CALSTEREN (1979), y que dan una edad de referencia de 462 m.a.

Por otra parte, ARPS (1970) les atribuye una edad prehercínica ya que están afectados por la 1<sup>a</sup> fase hercínica.

No debemos olvidar tampoco que estos neises han sido cortados por diques graníticos (Cabo San Adrián, Playa de Seaja) y afectados por la migmatización hercínica al SW de la presente Hoja (GIL IBARGUCHI, 1979).

#### 4.3.2.2 *Rocas graníticas hercínicas-Granito de 2 micas (<sub>2-3</sub>γ<sup>2</sup><sub>mb</sub>) (Tipo Lage)*

Ocupa una gran extensión al Oeste de la Hoja, y constituye un granito paraautóctono de la serie alcalina, producto de la granitización hercínica en Galicia Occidental. Perteenece al grupo de granitos de dos micas de Galicia Occidental que fue definido por PARGA PONDAL (1966) como "granitos de tipo Lage".

Se trata de un granito de tonos claros, y variado en su granulometría, generalmente de grano grueso. En las zonas donde el grano es más fino tiene una mayor homogeneidad, presentando una deformación bastante característica, con algunos megacristales no muy homogéneos, que en ocasiones presentan una textura más o menos orientada.

Este granito es fundamentalmente intrusivo, observándose relaciones de intrusión con las rocas que lo circundan, existiendo también pequeños xenolitos de metasedimentos, más o menos alterados y afectados en general por un metamorfismo intenso, caracterizado por la aparición de andalucita, estaurolita y sillimanita.

Se pueden observar en numerosos puntos pequeños diques de pegmatitas y cuarzo, presentando también "schlieren" de biotita y moscovitas tardías relativamente grandes.

Microscópicamente se caracteriza por poseer una textura granuda alo-triomorfa, a veces hipidiomórfica, algo microporfídica y en algunos casos cataclástica y orientada.

Los componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, moscovita y biotita. Con carácter accesorio aparecen apatito, círcón y clorita.

El cuarzo suele estar a veces recristalizado, triturado y reducido a veces en agregados de grano muy fino.

El feldespato potásico, (microclina) presenta contactos de corrosión y sustitución con plagioclasas.

La biotita suele estar cloritizada en parte o desferrificada.

Según GIL IBARGUCHI (1979) en este mismo granito, al Sur de Lage en los alrededores de Dumbria aparecen cristales aislados de sillimanita, sugiriendo una relación genética de dichos granitos con un metamorfismo regional cuyas condiciones de P y T habrían variado en el tiempo, constituyendo un metamorfismo plurifacial. El metamorfismo regional, de alta P y baja T, sufre un descenso relativo de la P respecto a la T, favoreciendo el crecimiento de la sillimanita, relativamente tardía.

Existen dataciones radiométricas de estos granitos realizadas por el método Rb/Sr que les asigna una edad de  $349 \pm 10$  millones de años (PRIEM et al., 1970).

La edad relativa de estos granitos respecto a las fases de deformación sería prefase 2, ya que están claramente deformados por la misma.

#### 4.3.2.3 Rocas graníticas Tardihercénicas. Granodiorita biotítica ( $\gamma\eta_b^2$ )

Aflora en el borde Suroeste de la Hoja, entre la localidad de Traba y Punta Callada.

Se trata de granodioritas comparables a las descritas en otras partes de Galicia Occidental y denominadas por PARGA PONDAL (1966) granitos de tipo "Traba" que se caracterizan por un emplazamiento postectónico, claramente postfase 2, afloramientos de forma bastante circular y ausencia casi total de deformación.

Es una granodiorita muy biotítica, de grano fino a medio, con muchas venillas de cuarzo. Todas estas características hacen a estas rocas fácilmente diferenciables de los granitos de Lage.

Se encuentra cortada por dos sistemas principales de diaclasas de dirección N–S y E–W, con buzamientos variables, presentándose éstas a veces rellenas de cuarzo o filoncillos de aplita.

Desde el punto de vista petrográfico, este plutón granítico presenta una gran uniformidad, con textura hipidiomórfica granuda y cristales bastante grandes de microclina de color rosado, muy característico de esta granodiorita, cuarzos xenomorfos, oligoclasa con estructuras zonadas y laminaciones de biotita en paquetes idiomórficos.

Como accesorios se encuentran apatito, circón y opacos.

Se trata, pues, del típico granito biotítico con tendencia a texturas porfídicas que no llegan a estar perfectamente desarrolladas.

Los cristales de microclina le dan un aspecto de color rosado a la roca, muy típico en afloramientos con la muestra muy fresca.

El contacto con el granito de dos micas de Lage muestra signos evidentes de ser intrusivo.

Este granito ha sido datado isotópicamente por PRIEM et al. (1965) por el método Rb/Sr, obteniéndose una edad para roca total de  $274 \pm 11$  m.a.

#### 4.4 ROCAS FILONIANAS

Se trata de una serie de diques y filones, que por su potencia y sus características son de dimensiones cartografiadas.

##### 4.4.1 Cuarzo (q)

Existen numerosos filones de amplia distribución, tanto en los granitos, como en las rocas del Complejo, destacando sobre todos el de Monte Arlamea al Este de la Hoja, de una potencia entre 30 a 70 metros y una corrida de unos 900 metros, sobre el que se realizaron labores mineras hace unos años.

##### 4.4.2 Pegmoaplitas (FPA)

Fundamentalmente aparecen dentro de los granitos de dos micas con unas potencias considerables que las hacen representables cartográficamente, sobre todo en los cortes de la costa con afloramientos muy claros.

### 5 METAMORFISMO

Dentro de la Hoja estudiada, pueden diferenciarse claramente dos dominios con historias metamórficas diferentes:

- 1.- Dominio Migmatítico y de las Rocas Graníticas.
- 2.- Dominio del Complejo de Noya.

En el primer dominio las paragénesis metamórficas hercínicas alcanzan las facies de la anfibolita, con presencia de andalucita, estaurolita y sillimanita. Existen además importantes procesos de granitización hercínica, que conducen a las intrusiones en esta zona de granitos subautóctonos a parautóctonos.

Dentro del Complejo de Noya, en cambio, el metamorfismo hercínico es mucho más débil y no alcanza nunca las paragénesis citadas para el

Dominio Migmatítico y de las rocas graníticas. No existen tampoco indicios de migmatización y las rocas graníticas hercínicas están prácticamente ausentes.

Por otra parte, dentro del Complejo de Noya existen evidencias de un metamorfismo de alta presión, de edad probablemente prehercínica y representado fundamentalmente por las paragénesis de las metabasitas (VAN DEL WEGEN, 1978), llegando a estar presentes rocas eclogíticas que pertenecerían al tipo C de COLEMAN et al. (1965).

Existen además otros indicios de metamorfismo de alta presión en los ortoneises del Complejo de Noya, como por ejemplo la presencia de reacciones de granulitización en los ortoneis granodioríticos con cuarzos azules, además de la presencia de fengita, zoisita y rutilo en los neises félsicos.

Es evidente que este metamorfismo de alta presión ha debido afectar también a la serie de metasedimentos en los que son intrusivos estos ortoneises. Los posibles relictos de este metamorfismo serían los granates y rutilos incluidos en las albitas, pero como ya ha sido discutido previamente sólo existen evidencias texturales de una edad pre-fase 2.

En cualquier caso, es evidente que en el interior del Complejo de Noya existen pruebas de un metamorfismo de alta presión que nunca se han encontrado en el Dominio Migmatítico y de las rocas graníticas. Este hecho marca una clara diferencia entre ambos dominios, que será posteriormente discutida.

A este metamorfismo de alta presión se le superpone durante el hercínico un metamorfismo de retrogradación en facies anfibolíticas. Como ya hemos dicho anteriormente este metamorfismo tiene una intensidad diferente en los dos Dominios definidos dentro de esta Hoja.

Las paragénesis metamórficas hercínicas que aparecen dentro del Complejo son cuarzo-biotita-moscovita-granate-clorita, (para las grauváckicas y pelíticas) y albita, hornblenda verde-azul y epidota para las rocas máficas. Estas paragénesis indican un grado metamórfico en facies anfibolita con epidota de WINKLER, aunque no es raro encontrar paragénesis en facies de esquistos verdes, seguramente como consecuencia de retrogradaciones más tardías.

En las rocas del Dominio migmatítico y de las rocas graníticas, como se ha señalado previamente, el grado metamórfico hercínico es más alto. Existen evidencias, además, de que se trata de un metamorfismo plurifacial, tal y como ha sido discutido en el capítulo correspondiente a los granitos de dos micas. En los materiales metasedimentarios puede encontrarse algún dato más a favor de esta hipótesis. Así en la zona situada al SW de la presente Hoja (MUGIA y CAMARIÑAS), se han

encontrado porfioblastos de andalucita con un núcleo de estaurolita.

Este hecho ha sido interpretado por GIL IBARGUCHI (1979) como una desestabilización de la estaurolita como consecuencia del descenso relativo de la presión respecto a la temperatura, posiblemente como consecuencia de la elevación térmica producida por la intrusión de los granitos subautóctonos o alóctonos de dos micas (tipo de LAGE).

En la Hoja estudiada no se han encontrado relictos de estaurolita dentro de las andalucitas, sin embargo en la zona de San Adrián, Hoja de Carballo, se han observado en algunos casos cristales de estaurolita rodeados por una masa de sericitita, estando a su vez todo el conjunto rodeado por la esquistosidad  $S_2$ . Esta sericitita podría provenir de la alteración tardía de la hipotética andalucita crecida sobre la estaurolita. (Observación particular de E. ORTEGA).

El último episodio dentro de la evolución del metamorfismo hercínico sería la aparición de un retrometamorfismo en facies esquistos verdes, que originó la sericitación de la andalucita y estaurolita, así como la cloritización de biotita y granate, y a veces la sustitución de este último por biotita.

## 6 TECTONICA

Como se ha venido indicando a lo largo de la presente Memoria, dentro de la Hoja estudiada existen dos Dominios muy diferentes y bien caracterizados por sus tipos rocosos e historias metamórficas respectivas. Veremos en este capítulo cómo la historia tectónica de ambos Dominios es también diferente. Los datos estructurales, petrográficos y metamórficos sugieren la existencia de un importante accidente tectónico que pone en contacto el Dominio Migmatítico y de las Rocas Graníticas con el Complejo de Noya.

Merece la pena destacarse que, de modo diferente a lo que ocurre con el metamorfismo, no se han encontrado evidencias de fases de deformación de edad prehercínica. De acuerdo con la superposición de estructuras tectónicas observadas puede establecerse el siguiente orden de acontecimientos.

### Fase 1

El grado de deformación alcanzado en el Dominio del Complejo de Noya y la gran cantidad de granitos existentes en el Dominio Migmatítico y

de las Rocas Graníticas, hacen prácticamente imposible la reconstrucción de las estructuras de Fase 1.

Los pliegues de esta fase que pueden observarse a escala de afloramiento son muy raros, estando siempre muy reaplastados por las deformaciones posteriores. Aparecen con flancos muy largos, paralelos y las charnelas engrosadas. Ejemplos de estos pliegues menores pueden observarse en el extremo Norte de la Hoja, en el corte de la costa, al Este de la playa de Xeiruga y al Oeste de la playa de Beo.

Dentro de la Hoja estudiada no es posible tomar medidas directas de la orientación de los ejes de estos pliegues. No obstante, en la Hoja de Carballo y muy cerca del límite con la Hoja de Lage, han podido medirse varios ejes de pliegues de Fase 1, que dan una dirección NE-SW hundiéndose suavemente hacia el Sur.

El paralelismo entre los flancos de estos pliegues y las características de la deformación asociada con ellos que estudiaremos a continuación, hacen suponer que la posición inicial de su plano axial debió ser subhorizontal.

Asociada con estos pliegues aparece una esquistosidad cuya naturaleza es difícil de determinar, ya que la recristalización y deformación posteriores han borrado prácticamente esta estructura en los materiales pelíticos (que es donde mejor se hubiera apreciado su naturaleza) y permanece únicamente relictiva en los porfiroblastos de albita, granate, etc., post- $F_1$ .

Por otra parte, la primera fase de deformación en los materiales más cuarzo-feldespáticos, de acuerdo con ARPS (1970), da lugar a texturas miloníticas, aunque la falta de superficies de referencia impide relacionar claramente estas foliaciones miloníticas (desarrollados fundamentalmente en los neises félscicos, ortoneises biotíticos y ortoneises con anfíbo) con los pliegues observados de  $F_1$ .

Una de las principales características microestructurales evidentes en las rocas cuarzofeldespáticas es el gran estiramiento de los granos de cuarzo ("quartz-ribbons") que sufren deformación dúctil intracristalina (BELL, 1970; SIBSON, 1977; BERTHE et al., 1979) mientras los feldespatos sufren una deformación más frágil (SIBSON, 1977; VERNON, 1979). Esta deformación da lugar a una lineación de estiramiento de intensidad variable, pero de orientación muy constante en toda la zona estudiada, que sería subparalela a los ejes de los pliegues citados anteriormente. En algunos casos, es tan fuerte que da lugar a texturas claramente lineares o planolineares.

En las rocas esquistosas, tal y como se ha precisado anteriormente, es imposible apreciar estas estructuras para caracterizar la naturaleza milonítica de la foliación. Sin embargo, es frecuente la existencia de pequeñas venas de cuarzo, que se encuentran extremadamente estiradas, sugiriendo el mismo

tipo de deformación aunque la naturaleza de la roca implica un comportamiento mecánico diferente. Hay que tener en cuenta además, que las rocas esquistosas son mucho más susceptibles de cambios microestructurales como consecuencia de la sobreimpreposición de deformaciones posteriores.

En los ortoneises y neises félisiscos esta foliación aparece como una foliación penetrativa, sin que se observen anastomosamientos entre los cuales la roca aparezca indeformada, tal y como ha sido descrito para otras zonas con procesos de deformación milonítica (BELL, 1978). Unicamente la foliación milonítica sufre inflexiones alrededor de los lentejones de rocas máficas existentes en los neises del Complejo de Noya, y sin duda esta inflexión de la esquistosidad es originada por el comportamiento mecánico diferencial de ambos tipos de roca.

Esta foliación está presente prácticamente en todas las rocas que afloran en la Hoja, si exceptuamos los materiales graníticos de edad hercínica, aunque como hemos sugerido anteriormente la intensidad de la deformación es variable.

Así pues, de acuerdo con lo sugerido por ARPS (1970) los materiales graníticos prehercínicos adquieren durante esta primera Fase de deformación las texturas lineares, planolineares y glandulares, pero existe una diferencia de intensidad en la deformación, entre los neises situados en el interior del Complejo de Noya y los neises glandulares que aparecen en el Dominio de las migmatitas y rocas graníticas.

En efecto, dentro del Complejo de Noya, predominan las texturas lineares y planolineares, con un bandeadado composicional muy bien definido, incluso cuando la textura es glandular y con lineaciones de estiramiento más acusadas.

En los ortoneises glandulares del Dominio migmatítico y de las rocas graníticas la lineación de estiramiento viene definida simplemente por la dimensión mayor de las glándulas de feldespato.

Estas diferencias texturales sugieren que los materiales del interior del Complejo de Noya han sufrido los procesos deformativos miloníticos con mayor intensidad.

Las foliaciones de naturaleza milonítica, como las descritas anteriormente, han sido relacionadas siempre y por numerosos autores como estructuras tangenciales como cabalgamientos, "thrusts" y zonas de cizalla dúctil.

De las relaciones entre esta primera fase de deformación y una posible estructura de tipo mencionado anteriormente, trataremos en un capítulo posterior dedicado al emplazamiento de los materiales del Complejo de Noya en su posición actual y la naturaleza tectónica de sus límites cartográficos.

## Fase 2

Las estructuras formadas durante esta fase de deformación son pliegues asimétricos y bastante apretados, en general isoclinales, con ángulos entre flancos que oscilan entre los 10 y 50°. Los ejes se orientan NE-SW, con buzamiento suave hacia el Sur. La posición actual de los planos axiales de estos pliegues suelen ser bastante subvertical, sin duda como consecuencia de replegamientos posteriores; pero las características geométricas de estos pliegues, sugieren al igual que ocurría en la Fase 1, que fueron originados por una tectónica tangencial por lo que sus planos axiales debieron estar inicialmente en posición subhorizontal.

A la escala del afloramiento, los pliegues son siempre de pequeño tamaño y raras veces las amplitudes sobrepasan los 50 cm.

Cartográficamente, no se ha podido evidenciar ninguna estructura correspondiente a esta Fase. Sin embargo, en el corte de la costa al Norte de la Hoja estudiada, pueden apreciarse pliegues menores con asimetrías opuestas. Este hecho sugiere que deben existir estructuras mayores asociadas a esta Fase de plegamiento, aunque las malas condiciones de afloramiento en el interior de la Hoja impidan evidenciarlas cartográficamente. La vergencia de las estructuras de Fase 2 sería hacia el Este, ya que los pliegues con esta asimetría son mucho más abundantes.

Una característica muy interesante de estos pliegues es su falta de cilindridad, es decir, la existencia en algunas localidades de pliegues con líneas de charnela curvas, aunque los cambios en dirección de la línea de charnela tienden a mantenerse contenidos en superficies axiales planas, y sin que esta curvatura implique una fase de deformación posterior.

Tipos de estructuras semejantes han sido descritas por MARCOS (1973), RIBEIRO (1974) y PEREZ ESTAUN (1978), interpretándolas siempre como estructuras asociadas a cabalgamientos. ALONSO y GONZALEZ (*in litt.*) en la Hoja de Carballo, situada inmediatamente al Este de la presente Hoja, sugieren también la posible relación de estas estructuras con cabalgamientos.

Recientemente, BASTIDA y PULGAR (1978) realizaron un estudio estructural de pliegues de este tipo en el sector FOZ-BURELA, en el litoral de la provincia de Lugo, relacionando estas estructuras con una zona de cizalla dúctil, siendo la deformación por cizalla la principal responsable del aplastamiento sufrido por los pliegues y por lo tanto, de la no cilindridad de los mismos.

Asociada con estos pliegues aparece una esquistosidad con características muy diferentes en función del tipo de material en que se desarrolle y

de la posición estructural. En los materiales muy competentes está muy poco desarrollada, mientras que en los materiales pelíticos se desarrolla una esquistosidad de crenulación que por su intensidad, en algunos puntos llega a constituir una "schistosity", borrando la esquistosidad preexistente que puede observarse tan sólo en algunos micropliegues aislados y en el interior de porfiroblastos de albita y granate post- $F_1$ , y pre- $F_2$ .

En otros casos no existen ningún argo poligonal ni restos de micropliegues, observándose únicamente esta "schistosity" que es además paralela o subparalela a las trazas de  $S_1$  relictas en el interior de los porfiroblastos.

Esto puede interpretarse como un reaplastamiento de la primera esquistosidad, formándose superficies que constituyen en realidad  $S_1 + S_2$  como resultado de la superposición de los pliegues de primera y segunda Fase de deformación. Teniendo en cuenta la geometría de los dos sistemas de pliegues, no es extraño que en los flancos de los pliegues de Fase 2 se reaplaste sin microplegarse la primer esquistosidad  $S_1$ .

Con posterioridad al inicio y parte del desarrollo de los pliegues de Fase 2, pero con anterioridad a la tercera Fase de plegamiento, se desarrollan zonas de cizalla que en algunos puntos llegan a desarrollar una foliación milonítica restringida a pequeñas bandas que alcanzan como máximo pocos centímetros de espesor.

En efecto, estas bandas miloníticas cortan a las esquistosidad  $S_2$  y a su vez están plegadas por la tercera Fase. En algunos casos pueden verse pliegues asimétricos de Fase 2 cortados por estas bandas de cizalla, como por ejemplo al Oeste de la playa de Ceiruga.

Estas relaciones sugieren que en una edad tardifase 2, una vez constituidos los pliegues de segunda Fase y desarrollada la esquistosidad  $S_2$  asociada a los mismos aparece una deformación por cizalla restringida en unas bandas determinadas y que producen la falta de cilindridad en algunos de los pliegues menores de la Fase 2 y dan lugar a la aparición de milonitas. Las relaciones temporales entre las zonas de cizalla y los pliegues de Fase 2, sugieren que se han formado como resultado de la evolución en el tiempo de unos esfuerzos tectónicos.

La segunda Fase es la responsable de la deformación de los granitos de Lage, así como de los pequeños cuerpos graníticos, aplíticos y pegmatíticos del dominio de las migmatitas y rocas graníticas. Al contrario de lo que ocurría con  $F_1$  no existen diferencias en las características de la deformación entre el Complejo de Noya y del Dominio Migmatítico y de las rocas graníticas.

### Fase 3

Esta Fase de deformación da lugar a pliegues con ángulos entre flancos mayores que en las fases anteriores, con geometrías próximas a la "chevron" y que tienen el plano axial subvertical.

La orientación de los ejes es también NE-SW estando prácticamente subhorizontales.

Son pues homoaxiales con los pliegues anteriores, y en el corte de la costa pueden apreciarse numerosas figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967), que se forman cuando los dos sistemas de pliegues tienen los ejes en direcciones muy próximas y los planos axiales formando un ángulo alto. En algunos casos, como los pliegues de Fase 2 tienen los ejes curvos los modelos de interferencia se acercan más al tipo 2 de RAMSAY con figuras similares a "mushroom" o bien tipos intermedios complejos.

Dentro de la Hoja estudiada no existen buenos ejemplos de estos modelos de interferencias que, sin embargo, son frecuentes en la Hoja de Carballo como ha sido citado en la Memoria de dicha Hoja por ALONSO y GONZALEZ (in litt.).

En relación con estos pliegues y cuando la naturaleza del material lo permite se desarrolla una esquistosidad de crenulación, que no está generalizada, quedando restringida a las zonas de charnela.

Se caracteriza por un microplegamiento de las foliaciones anteriores y los micropliegues tienen morfologías con charnelas angulosas.

Los pliegues de Fase 3 son los responsables de la verticalización actual que sufren las estructuras de Fase 1 y 2.

En el corte de la costa, con base a las estructuras menores observadas, puede deducirse la existencia de estructuras mayores, que sin embargo, carecen de manifestación cartográfica.

Este hecho puede explicarse si tenemos en cuenta que los pliegues de Fase 3 están afectando a una serie replegada anteriormente y con una historia tectónica compleja.

La interacción geométrica entre ambas estructuras (sobre todo teniendo en cuenta que son homoaxiales), puede entorpecer la manifestación cartográfica de estos últimos pliegues. Hay que tener en cuenta además, la existencia de numerosas fallas verticales, longitudinales a las estructuras y en las que por falta de un buen control estratigráfico, es imposible reconocer la magnitud del desplazamiento. Estas fracturas ayudan sin duda al enmascaramiento de las estructuras de Fase 3 en la cartografía.

## **Deformaciones tardías**

Dentro de este capítulo se incluyen estructuras de naturaleza muy diferente, coincidiendo únicamente en ser claramente posteriores a las estructuras descritas anteriormente.

### *– Crenulación subhorizontales*

Se trata de micropliegues de distribución muy irregular, desarrollados únicamente en los materiales más pelíticos, donde las foliaciones anteriores están muy desarrolladas y presentan una buena anisotropía. Además del control litológico existe un importante control estructural, ya que las crenulaciones sólo se formaron donde la anisotropía presenta una orientación favorable respecto a los esfuerzos, es decir, donde la anisotropía haya sido verticalizada por la  $F_3$ .

Se trata de micropliegues muy angulosos con ángulos entre flancos próximos a los  $120^\circ$ , y al microscopio puede apreciarse cómo los minerales micáceos están fracturados siguiendo las charnelas, a lo largo de los planos axiales.

Estructuras del mismo tipo que aparecen al Este del anticlinorio del “Ollo de Sapo” han sido interpretadas por MATTE (1969) como originadas por una compresión subvertical y “KINK-BANDS” también en posición horizontal en la zona Astur-Occidental Leonesa, son interpretadas por PULGAR (comunicación personal) como esfuerzos verticales relacionados con fracturas tardías.

### *– Fallas longitudinales*

A lo largo del corte de la costa dentro de la Hoja estudiada y en la Hoja de Carballo situada al Este, se aprecian numerosas fracturas de plano axial subvertical, longitudinales a las estructuras y cortando a pliegues de Fase 3.

La ausencia de buenos marcadores estratigráficos impide apreciar, tal y como se ha indicado antes, la magnitud de los desplazamientos. Existe no obstante una gran fractura en la que existen indicios cartográficos de importantes desplazamientos verticales. Se trata de la fractura que pone en contacto los neises glandulares con el granito de Lage. Hacia la mitad de la Hoja los neises glandulares desaparecen y son los esquistos los que pasan a estar en contacto con los granitos.

El desplazamiento debe ser importante, ya que los granitos de Lage son parautóctonos (por lo tanto intrusivos en la serie esquistosa) y como puede apreciarse en la cartografía, la postura no permite el afloramiento del contacto intrusivo.

Por lo que respecta a la edad de estas fracturas, es imposible de precisar ya que no existe ninguna cobertura que las fosilice, aunque teniendo en cuenta su paralelismo con las estructuras parece lo más probable una edad tardi-hercínica.

— *Fallas transversales*

Se trata de una serie de fracturas orientadas NW–SE, que cortan a todas las estructuras descritas anteriormente.

Como se aprecia en la cartografía tienen un importante componente de "strike slip" con desplazamiento dextrógiro. La componente vertical es muy difícil de precisar por la verticalidad de las estructuras y la ausencia de puntos de referencia.

Estas fracturas han sido activas hasta tiempos muy recientes, llegando a afectar a materiales terciarios como ocurre en la playa de Baldayo en la Hoja de Carballo (ALONSO y GONZALEZ, in litt.).

## 7 RELACIONES CRISTALIZACION–DEFORMACION

El estudio microscópico de las relaciones geométricas entre los minerales de crecimiento metamórfico y las esquistosidades existentes en las rocas, permite establecer relaciones cronológicas relativas entre los episodios de crecimiento mineral y las fases de deformación.

Como hemos establecido en el capítulo de metamorfismo, dentro de la Hoja estudiada se diferencian dos dominios, donde el metamorfismo hercínico alcanza grados metamórficos diferentes. En ambos dominios se aprecia cómo los minerales índices de este metamorfismo (granate, estaurolita, albita y andalucita) están siempre rodeados por la esquistosidad  $S_2$ .

En el interior de estos cristales, sobre todo en las albitas y granates, es frecuente ver una esquistosidad relictta, marcada por inclusiones alineadas de cuarzo, micas, opacos, etc. En las láminas estudiadas, esta esquistosidad relictta es casi siempre recta, aunque existen porfiroblastos ligeramente rotacionales, y, más raramente, albitas helicíticas respecto a la  $S_2$ , como por ejemplo, al Oeste de Malpica, en la Hoja de Carballo (ORTEGA, observación personal).

Estas relaciones implican que el clímax del metamorfismo hercínico se alcanzaría entre las Fases 1 y 2 aunque existirían manifestaciones térmicas hasta después de la segunda fase, como lo demuestra la existencia de albitas

helíticas y la importante recristalización estática que se observa en los micaesquistos afectando los micropliegues correspondientes a la esquistosidad de crenulación de segunda fase.

Los procesos importantes de retrometamorfismo no comenzarían entonces hasta cierto tiempo después de finalizada la segunda fase.

En general estas relaciones están de acuerdo con las observaciones de campo, donde se aprecia cómo las rocas graníticas hercínicas están siempre deformadas por la segunda fase.

Por lo que respecta al metamorfismo de alta presión en facies granulítica y eclogítica no se han encontrado evidencias texturales a escala microscópica que permitan evidenciar su edad pre-hercínica, ya que en las rocas pelíticas (donde las relaciones cristalización-deformación pueden evi- denciarse), los minerales relictos en el interior de las albitas (granate, moscovita, etc.) son únicamente pre-fase 2, sin que existan criterios que permitan establecer su relación respecto a la  $S_1$ .

A la escala del afloramiento, las relaciones entre las rocas que han sufrido metamorfismo de alta presión y las estructuras originadas por la deformación hercínica sugieren una edad pre-hercínica para este metamorfismo. En efecto, las retroeclogitas aparecen frecuentemente como masas abudinadas y rodeadas por la foliación blastomilonítica. Del mismo modo, las granodioritas con Q azules granulitzadas suelen presentar una textura granuda mucho menos deformada que las rocas de su entorno, existiendo una gradación textural similar a la descrita por LASNIER et al. (1973) para las charnockitas en Bretaña.

No obstante, la solución precisa de estos problemas necesita un estudio más detallado que supera los objetivos de la presente Memoria.

## 8 SIGNIFICADO TECTONICO DE LOS LIMITES DEL COMPLEJO DE NOYA

En la década de los años 50, PARGA PONDAL planteaba ya el problema del origen del Complejo de Noya (Complejo Antiguo según su propia nomenclatura). Así, en la Memoria inédita de la Hoja de Camariñas (núm. 68), ofrecía tres posibles hipótesis para explicar el emplazamiento de los materiales que constituyen el Complejo en su posición actual:

- Existencia de un “graben” tectónico.
- Existencia de un “horst” tectónico.
- Existencia de cabalgamientos.

De estas tres hipótesis, PARGA PONDAL se inclinaba por la tercera sugiriendo un origen alóctono para estos materiales.

Posteriormente, varios autores de la Universidad de Leiden (ARPS, 1970; DEN TEX y FLOOR, 1967) han interpretado el Complejo de Noya como una estructura hundida ("Fosa Blastomilonítica"), mediante fallas directas que ponen en contacto materiales crustales de un nivel superior (no alcanzados por el frente de migmatización y granitización hercínica) con materiales migmatizados y granitizados.

RIES y SHACKLETON (1971) sugieren nuevamente un origen alóctono, mediante un "thrusting" de vergencia Este, con un largo proceso de emplazamiento que finalizaría después del metamorfismo hercínico principal.

A lo largo de la presente Memoria se han expuesto las diferencias entre los dos dominios, tanto en lo que respecta a la naturaleza de los materiales como al metamorfismo y deformación.

Como se observa en los cortes estructurales adjuntos, el contacto Occidental entre ambos dominios se sitúa en una zona de flanco ligeramente inverso, estando los materiales del Complejo de Noya situados estructuralmente por encima del Dominio de las rocas migmatíticas y graníticas.

En el corte de la costa, en la zona de contacto entre los metasedimentos del Dominio Migmatítico y de las Rocas graníticas y los esquistos con metablastos del Complejo de Noya no se han encontrado evidencias de grandes fracturas verticales que puedan yuxtaponer niveles crustales muy diferentes.

Por otra parte, la existencia de texturas miloníticas próximas a la zona de contacto, y la aparente concordancia entre las estructuras de ambos dominios sugieren la existencia de un importante cabalgamiento que pondría en contacto ambos dominios.

Hay que tener en cuenta, además, que una tectónica de fracturas verticales no puede explicar la presencia de texturas blastomiloníticas generalizadas, como las que existen en el Complejo de Noya.

El borde Oriental de dicho Complejo presenta relaciones estructurales menos claras. Su naturaleza debe ser la misma aunque es posible que aparezca actualmente retocado por fracturas verticales tardías.

Así pues, los datos estructurales existentes apuntan más a una interpretación alóctona que a una subsidencia por mediación de fracturas.

Esto no implica sin embargo que la interpretación alóctona carezca de problemas, que pueden ser planteados aquí aunque su solución rebase los objetivos de esta Memoria.

Los dos problemas más importantes que plantea esta interpretación son:

**ZONA DE RAIZ.**— Este problema fue planteado ya por RIES y SHACKLETON (1971), no sólo para el Complejo de Noya, sino para el conjunto de los complejos polimetamórficas del Noroeste peninsular, sugiriéndose como posible zona de raíz a la faja de Oporto-Viseu.

Posteriormente se ha propuesto la existencia de una zona de sutura en la banda metamórfica de Badajoz-Córdoba, BAYER y MATTE (1979), DEWEY y BURKE (1973).

La situación actual de los conocimientos de las zonas internas del Orógeno hercínico no permite de momento la solución a este problema, aunque es evidente que la hipotética zona de raíz debe situarse en una posición más Occidental y más Meridional (siguiendo el arco hercínico) que la posición ocupada actualmente por el Complejo de Noya.

**EDAD DE CABALGAMIENTO.**— Dentro de la zona estudiada existen evidencias que permiten atribuir al cabalgamiento, una edad posterior al clímax del metamorfismo hercínico. Esta afirmación se basa en que los límites del Complejo separan dos Dominios con paragénesis hercínicas muy diferentes, apareciendo sólo rocas graníticas de anatexia hercínica fuera de estos límites.

Esta edad sugiere la relación de este cabalgamiento con la 2<sup>a</sup> fase de deformación, ya que como se vio anteriormente en el capítulo de relaciones metamorfismo-deformación, el clímax metamórfico es anterior al desarrollo de la F<sub>2</sub>.

Por otra parte, esta hipótesis está de acuerdo con el estilo tectónico tangencial descrito anteriormente para las estructuras de F<sub>2</sub>, así como con los datos regionales conocidos para zonas más Orientales del Orógeno hercínico, MARCOS (1973), PEREZ-ESTAUN (1978), BASTIDA y PULGAR (1978).

No obstante, para la solución precisa de este problema es necesario un mayor conocimiento de la geología regional, así como un detallado estudio estructural que rebasa los objetivos del presente trabajo.

## 9 HISTORIA GEOLOGICA

De acuerdo con los planteamientos anteriores, la historia geológica se iniciaría con la sedimentación de los paraneises con metablastos de albita durante el Precámbrico-Cámbrico, que son posteriormente intruidos por dos series magmáticas (calcoalcalina y peralcalina) separadas en el tiempo por la intrusión de una red de diques máficos.

En un momento determinado, y sin que puedan evidenciarse relaciones estructurales con fases de deformación prehercínica, estas rocas sufren un metamorfismo de alta presión como lo evidencia la presencia de eclogitas y granulitas.

Posteriormente comenzaría la historia hercínica, con la primera fase que da lugar a la blastomilonitización y formación de grandes pliegues, al mismo tiempo que se inicia el metamorfismo alcanzando su clímax antes del inicio de la segunda fase, e intruyéndose los granitos de Lage hasta su posición actual.

Con posterioridad al clímax del metamorfismo hercínico se desarrollaría la F<sub>2</sub> hercínica, causando probablemente el emplazamiento de los materiales del Complejo de Noya en su posición actual. La F<sub>3</sub> verticalizaría las estructuras anteriores y tienen lugar los procesos de retrometamorfismo.

Posteriormente se intruye el granito de Traba y aparecen las deformaciones tardías. La relación cronológica entre estos últimos acontecimientos es imposible de establecer con precisión.

## 10 GEOLOGIA ECONOMICA

El aprovechamiento industrial de los materiales de esta Hoja es limitado y puede considerarse como marginal desde el punto de vista económico.

No existe actividad minera de ningún tipo. La explotación de caolín de Caolines de Lage, que se realizaba sobre unos depósitos primarios en la zona de Coens ha llegado al agotamiento de las reservas. No se conocen yacimientos de caolín por la zona susceptibles de ser explotados.

El aprovechamiento de ilmenita de las arenas de la playa de Balarés hace tiempo que ha sido abandonado, debido a las reducidas dimensiones y al bajo aprovechamiento obtenido en la explotación.

Actualmente, sólo se realiza explotación industrial en cantera sobre un dique de cuarzo en las proximidades de Traba. El material obtenido se utiliza en distintas granulometrías como árido para construcción y obras públicas.

Del cauce actual del río Allones se obtienen por dragas de succión arenas gruesas, asimismo para construcción.

## 11 BIBLIOGRAFIA

- ALONSO y GONZALEZ, IGME—PLAN MAGNA.— "Memoria Hoja Carballo". (In litt.).
- ANTHONIOZ, P.M. et FERRAGNE, A. (1978).— "Le Precambrien Poly-metamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique témoin d'un nappe de charriage Caledonien? ". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*. Edición homenaje a I. PARGA PONDAL.
- ARPS, C.E.S. (1970).— "Petrology of a part of the Western Galician basement between, the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW-Spain) with emphasis on zircon investigations". *Leid. Geol. Med.* vol. 46 - pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S. (1977).— "Amphibolitic rocks of the Bastomylonitic Graben in Western Galicia (NW Spain). Fiel relations and petrography". *Abstracts V<sup>th</sup> Reunion "The Geology of the Western Iberian Peninsula"*.
- ARPS, C.E.S.; VAN CALSTEREN, P.W.C.; J.D. HILGEN; R.P. KUIJPER and E. DEN TEX (1977).— "Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guie". *Leid. Geol. Med.* vol. 51, pp. 63-94.
- BARROIS, C. (1882).— "Recherches sur les terraines anciens des Asturias et de la Galice". *Mém. S.G. Nord.*, 2 (1), 1-630. Lille.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978).— La estructura del Manto de Mondóñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW España)". *Trabajos de geología. Universidad de Oviedo*. T. 10, pp. 75-124.
- BAYER & MATTE, Ph. (1979).— "Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (NW Spain) a nappe emplaced during a Varixcan Obduction? ". *A new gravity interpretation — Tectonophysics*, vol. 57, pp. T9-T18.
- BELL, T.H. (1978).— "Progressive deformation and orientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The wooddroffe thrust". *Tectonophysics* vol. 44, pp. 285-320.
- BERTHE D. et al. (1979).— "Orientation preferentielles du quarts et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sudarmoricain". *Bull. Min.*, vol. 102, pp. 265-272.
- CALSTEREN VAN et al. (1977).— "Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the hercynian basement of Galicia (NW, Spain)".
- CARLE, W. (1945).— "Resultado de investigaciones geológicas de las formaciones antiguas de Galicia". *Publ. Extr. Geol. de España*, S, 61-90, Madrid.

- COLEMAN, R.G. et al. (1965).— “Eclogites and eclogites: their differences and similarities”. *Geol. Soc. of Am. Bull.* v. 76, pp. 483-503.
- COLLEE, A.L.G. (1964).— “The geology of the Coastal Section from Cabo San Adrián to playa de Baldayo (Galicia)”. *Leid. Geol. Med.* DI 30, pp. 121-130.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1967).— “A blastomylonitic and polymetamorphic Graben in western Galicia (NW Spain)”. *Etages tectoniques la Baconniere Ed.* pp. 169-178.
- DEWEY J.F. and BURKE, C.A. (1973).— “Tibetan, variscan and Precambrian basement reactivation, products of continental collision”. *Journ. Geol.* v. 81, pp. 683-692.
- ENGELS et al. (1974).— “Precambrian complexes in the hercynian orogen of the northwestern Iberian peninsula. Progr. Correl. Geol. Precambrien des zones mobiles de l'Europe”. (*Conferenc. Liblice 1-71*). *Geol. Ustav. CS.A.V.* pp. 163-174.
- FLOOR, P. (1966).— “Petrology of an aegirine-riebeckite gneis bearing part of the Hesperian Massif: the Galiñeiro and surrounding areas. Vigo Spain”. *Leid. Geol. Med.* v. 36, pp. 1-203.
- GEUL, J.J. (1964).— “The Petrology of the region between Lage and Carballo (NW Galicia, NW Spain)”. *Leid. Geol. Med.* vol. 30, pp. 103-120.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).— “Los hierros de Galicia”. Madrid.
- HILGEN, J.D. (1971).— “The Lalin Unit: A new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)”. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen*, B 74 (4), pp. 1-10.
- IBARGUCHI, J. (1979).— “Estudio petrográfico de la Región de Muxia-Finisterre (NW de España)”. Tesis Doctoral Universidad Autónoma de Barcelona. (España).
- INSINGER, H.F. (1961).— “The geology of the rio Grande Región (Galicia, Spain)”. *Leid. Geol. Med.* vol. 61, pp. 64-73.
- JULIVERT, M. et al. (1974).— “Mapa de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000”. Memoria explicativa.
- LASNIER, B.; LEXRELOUP, A. y MARCHAND, J. (1973).— “Decouverte d'un granite “charnockitique” au sein des quartz cillées”. Perspectives nouvelles sur l'origine de certains Leptinites du Massif Armorican Méridional (France). *Contr. Mineral and Petrol.* vol. 41, pp. 131-144.
- LOTZE, F. (1945).— “Observaciones respecto a la división de las Variscides de la mesa Ibérica”. *Public. extra sobre la Geología de España*. T. V, pp. 149-166. Madrid (1950).

- MACPHERSON, J. (1886).— "Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia". *An. Soc. Esp. His. Nat.*, 15, pp. 165-203.
- MARCOS, A. (1973).— "Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercíniana del Occidente de Asturias". *Trabajos de Geología* núm. 6. Universidad de Oviedo.
- MARTINEZ GARCIA (1975).— "Nuevos datos para la interpretación del Complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España)". *Tectoniteae agosto-septiembre*.
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *These Montpellier Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph. (1969).— "Les 'Kink-bands' exemple de deformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne". *Tectonophysics*, vol. 7, pp. 309-322.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1967).— "Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paleozoique dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique: Grandes nappes ou extrusions". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 2-268.
- ORTEGA, E. (in litt.).— "Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la Fosa Blastomylonítica, La Coruña". *Publicaciones Fundación Parga Pondal, Sada. La Coruña*.
- PANNEKOEK, A.J. (1966).— "The geomorphology of the Surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain)". *Leid. Geol. Med.*, vol. 37, pp. 7-32.
- PANNEKOEK, A.J. (1970).— "Additional geomorphological data on the Ria area of Western Galicia (Spain)". *Leid. Geol. Med.*, vol. 37, pp. 185-194.
- PARGA PONDAL (Inédito).— "Memoria explicativa de la Hoja de Camariñas".
- PARGA PONDAL; LOPEZ DE AZCONA, J.M. y MARTIN CARDOSO, G. (1953).— "Mapa Geológico de España, explicación de la Hoja 43 (Lage)". *Inst. Geol. Min. España. Madrid*.
- PARGA PONDAL (1956).— "Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña". *Leid. Geol. Med.*, vol. 21, pp. 468-484.
- PARGA PONDAL (1960).— "Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia". *Not. y Comun. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 59, pp. 333-358.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).— "Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona Astur Occidental-Leonesa". *Memoria IGME*, t. 92.

- PILAAR, V.F.H. (1964).— "The geology of the area between Corme and Bruño". *Leid. Geol. Med.* vol. 30, pp. 131-139.
- PRIEM, H.H.A.; BOELRIJK, N.R.; VERSCHUNG, R.H. y HEBEDA, E.H. (1965).— "Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental Margin: The Traba granite (Spain) and the Berlenga granite (Portugal)". *Geol. En. Mijnbouw*, 44, pp. 353-354.
- PRIEM, H.N.A. et al. (1970).— "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula". *Eclogae Geol. Helv.* vol 63-1, pp. 255-273.
- RAMSAY, J.G. (1967).— "Folding and fracturing of Rocks-Mc. Graw-Hill Book Company". *II. Blumes ediciones*, Madrid (1977).
- RIBEIRO, A. (1974).— "Contribution a l'Etude tectonique de Tras os Montes Oriental". *Servicios Geológicos de Portugal. Mem. 24*.
- RIES, C. y SCHAKLETON, R.M. (1971).— "Catazonal Complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate". *Nature Physical Science*, vol. 234, núm. 47, pp. 65-68/79.
- SCHULZ, G. (1835).— "Descripción geognóstica del Reyno de Galicia". Madrid.
- SIBSON, R.H. (1977).— "Fault rocks and fault mechanism". *Journ. Geol. Soc. Lond.*, vol. 133, pp. 191-213.
- VERNON, R.H. (1974).— "Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation". *Geol. Mag.* 11, pp. 121-123.
- WEGEN, G. VAN DER (1978).— "Garnet-bearing metabasites from the blastomylonitic Graben (Western-Galicia-Spain)". *Script. Geológica*, vol. 45, pp. 1-95.

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

I.S.S.N.: 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA