



IGME

21

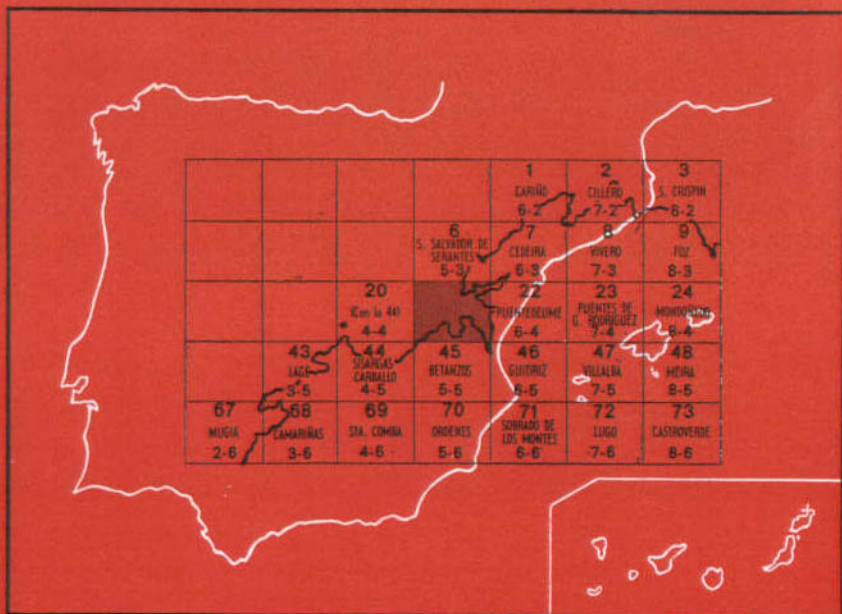
5-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA CORUÑA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA CORUÑA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Memoria y Cartografía: D. Victorio Monteserín López, Geólogo, y D. Felipe Fernández Pompa, Geólogo.

Petrología: Doña María José López García, Lda. en Ciencias Geológicas, y doña Mercedes Peinado Moreno, Dra. en Ciencias Geológicas.

Con la especial colaboración de los doctores: Philippe Matte, de la Universidad de Montpellier, y Raymond Capdevila, de la Universidad de Rennes.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 17.368 - 1975

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Geográficamente está situada al O. de la provincia de La Coruña (NO. de España). Poblaciones importantes de la Hoja son: La Coruña y El Ferrol.

Para situarla dentro del marco de la geología regional nos basamos en el esquema de las diferentes zonas paleogeográficas, establecido en el NO. de la Península Ibérica por P. MATTE.

Corresponde a la zona IV, Galicia media-Tras os Montes (MATTE, P., 1968). A su vez esta zona se encuadra en un dominio oeste, caracterizado por la presencia de rocas sedimentarias y rocas básicas, ambas metamorfizadas, y por la ausencia de Oligo de Sapo y Paleozoico datado.

A grandes rasgos dentro de la Hoja tenemos dos zonas litológicamente bien diferenciadas:

Una zona Oeste, formada exclusivamente por granitos emplazados en diferentes etapas de la orogénesis Hercínica.

Una zona Este, formada exclusivamente por rocas metamórficas de sedimentación posiblemente antepaleozoica, pero de metamorfismo casi seguramente hercínico que ocupa doble extensión que la primera.

Ante esas diferencias litológicas, la erosión diferencial actúa de diversa forma, así las rocas metamórficas dan un relieve relativamente llano y los

granitos las alturas dominantes, entre las que se destacan: Monte de Cha, Bailadora y Monticaño.

Los ríos son en general de corto curso y en muchos casos instalados en valles perpendiculares a la dirección de las estructuras, en los que se manifiesta una clara influencia tectónica (deformaciones póstumas hercínicas).

Toda la Hoja pertenece a la unidad morfotectónica denominada penillanura gallega. En general siempre presenta este rasgo, perteneciente a un ciclo erosivo ya muy avanzado que se interrumpió para instaurarse en ella un nuevo ciclo, como resultado de un más reciente alzamiento.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 INTRODUCCION

Los únicos materiales a describir en este apartado son los correspondientes a la serie de Ordenes (PC-S) y al Cuaternario.

Regionalmente la serie de Ordenes limita al Este por contacto tectónico con el dominio del Olló de Sapo y al Oeste y al Sur con un complejo de rocas básicas (eclogitas y anfibolitas) y neises ojerosos prehercínicos (H. N. A. PRIEM et al., 1966), denominado por I. PARGA PONDAL Complejo antiguo.

Es azoica, por lo cual su edad es problemática. DEN TEX, E. (1965) y FLOOR, P. (1965) la consideran precámbrica.

Algunos autores han observado al este de Santiago de Compostela que está por encima de los neises ojerosos del Complejo antiguo (Precámbrico antiguo).

La presencia en la serie de Ordenes de feldespatos y de algunos minerales pesados como circón y apatito parece indicar que es posterior a un Precámbrico Inferior y equivalente a la serie de Villalba. Esta hipótesis se apoya por la presencia en ambas series de gran cantidad de anfibolitas de un mismo tipo: anfibolitas en haces (ver Hoja núm. 23, Puentes de García Rodríguez). Por otra parte, ampelitas y cuarcitas similares a las existentes en la serie de Ordenes son conocidas en el Precámbrico del sur de España (Serie Negra).

Pese a que por estas razones nos inclinamos a suponer que la serie de Ordenes es de edad Precámbrico Superior no se puede descartar la posibilidad de que sea Paleozoico Inferior.

2.2 SERIE DE ORDENES (PC-S)

La serie de Ordenes está formada por los siguientes tipos de rocas que describiremos de muro a techo:

2.2.1 Anfibolitas (ξ A)

Las encontramos a lo largo de toda la serie, bien en lentejones o en filones, cuyas características en cada caso son diferentes:

- 1.º Anfibolitas lentejonares interestratificadas (Paranfibolitas) que se presentan en lentejas alargadas y discontinuas de escasa potencia (5-10 cm.), muy abundantes. Son compactas, de grano fino, con mucho cuarzo y tonos verdes grisáceos.

La textura es granometablástica.

Se caracterizan por la disposición en haces de los anfíboles (fibrosos) tipo tremolita y la presencia del granate (al O. de la Hoja). Las plagioclasas son tabulares, de bordes xenomorfos, macladas y a veces zonadas. Minerales accesorios son: esfena, zircón y opacos.

- 2.º Anfibolitas filonianas, que aparecen en filones unas veces concordantes y otras discordantes (cortando la estratificación) con las estructuras, pero siempre afectados por ellas. Compactas, de tonos verde oscuros y esquistosadas por la fase 2.

A su vez y con los datos microscópicos las subdividimos en:

- a) Metagabros (oeste de Pta. Langosteira). Se observan tamaños de grano medio-grueso, con las plagioclasas redondeadas, el anfíbol más o menos orientado (tipo actinolita u hornblenda) con inclusión de opacos y apatitos idiomorfos, dando lugar a una textura más o menos esquistosada debido a deformación.
- b) Metadioritas, que se caracterizan por un tamaño de grano fino, de textura ígnea residual. Plagioclasas tabulares muy zonadas y sausu-ritizadas. El anfíbol define la esquistosidad, que es más acusada unas veces que otras.
- c) Ortoanfíbolitas, característica importante es el poco cuarzo, constituyen un agregado fino de granos redondeados de cuarzo y plagioclasa con abundantes opacos.

Es de resaltar en las anfíbolitas filonianas la menor cantidad de cuarzo, las plagioclasas zonadas tabulares entrecruzadas y el anfíbol tipo hornblenda.

2.2.1.1 Conclusiones sobre las anfíbolitas

Como resultado de estos estudios creemos que las paranfíbolitas deben su origen a la acción del metamorfismo sobre sedimentos ligeramente calcomagnesianos preexistentes en la serie; pero también pueden deberlo a tobas o a sedimentos «remanies» de rocas básicas.

Las filonianas deben su origen a rocas ígneas metamorfizadas.

2.2.2 Cuarcitas negras grafitosas y piritosas

Afloran al Este de la Hoja (cuadrante 2) y forman una banda alargada de escasa potencia (0,5 a 10 m.).

Macroscópicamente, en algunos casos diferenciamos en las facies masivas pequeñas venillas de cuarzo en una matriz negra grafitosa, en otros tienen una facies diferente y son prácticamente ampelitas.

No apreciamos en ellas estratificación alguna, aunque sí una esquistosidad.

Minerales esenciales: Cuarzo, opacos.

Minerales accesorios: Moscovita.

Cuarzo dominante, heterogranular de grano medio-fino, con los bordes suturados de textura granolepidoblástica. Los niveles grafitosos alineados en hiladas deformados por la esquistosidad. Parecen observarse pequeñas charnelas de pliegues, lo cual indicaría que la potencia real de las cuarcitas sería menor aún.

2.2.3 Metapsamitas, metapelitas y conglomerados

Suprayacentes a las cuarcitas negras grafitosas tenemos un tramo de serie (\approx 1.500 m.) formado indistintamente por metapsamitas y metapelitas, de aspecto grisáceo, con las biotitas orientadas y cuyo tamaño de grano varía de medio a fino.

Se presentan en bancos de 1 cm. a 1 m. de potencia, en el techo de los cuales se observan huellas de carga (load cast) deformadas tectónicamente. Estos bancos se repiten rítmicamente.

Es muy frecuente la estratificación gradada («graded-bedding»), observable macro y microscópicamente.

Por encima de estos materiales encontramos unos 300 m. de facies más pelíticas (metapelitas), aunque con algún banco de metareniscas delgado. Aun siendo muy pelíticas estas facies hay cierta heterometría que permite ver una granoclasificación.

Sobre estas metapelitas viene el tramo superior de la serie de Ordenes (> 1.000 m.) con metapsamitas y metapelitas de tonos grises y biotitas orientadas, de características similares al tramo primero (2.2.3), aunque de granulometría (parte inferior grano medio-fino, parte superior grano fino con algún lecho de areniscas) en general más fina.

Es de destacar en este tramo la presencia de un conglomerado que parece seguir con cierta continuidad las direcciones regionales (lo vemos en Sada y en Ares). En Sada aparece con unos cantos grandes (a veces de 5 a 6 cm.), redondeados en una matriz cuarzosa de grano fino. En Ares es un microconglomerado de cantos cuarzosos en una matriz también de grano fino.

Composición mineralógica:

1.º Metapsamitas: Se distinguen metagrauvascas, subgrauvascas feldespáticas y esquistos en función de la naturaleza de los clastos y abundancia relativa de la matriz, así como del grado de metamorfismo que las afecta.

Minerales esenciales: + cuarzo
+ plagioclasa
+ biotita
± moscovita
± granate
± clorita I

Minerales accesorios: + zircón
+ opacos
± apatito
± epidota
± turmalina
± ilmenita
± grafito

Minerales secundarios: + clorita II
± sericita

En los primeros grupos (metagrauvascas-subgrauvascas feldespáticas) la textura es blastosamítica.

- a) Las metagrauvascas contienen clastos de cuarzo, plagioclasa (tienen forma tabular con las maclas deformadas y rara vez zonadas) y fragmentos de rocas (cuarcitas, pizarras ampelíticas y rocas ígneas, constituidas por un agregado de pequeñas plagioclasas tabulares a veces orientadas). Los clastos son fusiformes en general y la esquistosidad se adapta a ellos.
- b) Las subgrauvascas feldespáticas suelen tener matriz en proporción más escasa y los clastos que se observan son de cuarzo y plagioclasa.
La plagioclasa se presenta en cristales angulosos, unas veces zonados, otras maclados con el plano de macla deformado, otras incluyendo cuarzo mirmequítico. También se presenta en granos residuales subredondeados. Su alteración es de grado variable.
- c) Los esquistos corresponden al tipo intermedio entre las metapsamitas (metagrauvascas y subgrauvascas feldespáticas) y las metapelitas micaesquistos y filitas).

En los esquistos están generalmente más borrados los rasgos sedi-

mentarios. En ocasiones aparece el granate índice de un mayor metamorfismo.

Las texturas: Lepidogranoblásticas y blastosamíticas.

El cuarzo es de grano fino, unas veces equigranular y otras heterométrico con extinción ondulante. También suele disponerse en venillas. La matriz es de grano fino, esquistosada, con biotitas generalmente orientadas, aunque en ocasiones están discordantes a la esquistosidad y en este caso su desarrollo es mayor.

2.º Metapelitas: Se distinguen micaesquistos y filitas.

La descripción mineralógica es más o menos coincidente con la ya citada en las metapsamitas (variando naturalmente las proporciones de los distintos minerales).

Los micaesquistos y las filitas varían esencialmente en el grado de metamorfismo, aunque estas últimas pueden ser también consideradas como el tramo más arcilloso de la serie.

La textura es lepidoblástica. Se observan algunas plagioclasas, aunque en proporción menos frecuente que en los tipos anteriormente descritos. El cuarzo es también escaso. El resto, de grano muy fino, con unas biotitas bien orientadas, según la esquistosidad, y otras transversas más desarrolladas.

Todos estos tipos de rocas se clasificaron al microscopio, ya que pasan gradualmente de un tipo a otro en alternancias centimétricas.

3.º Conglomerados: En Sada están formados por cantos de metagrauvascas y leucogranitos gráficos.

Los cantos de metagrauvascas presentan una textura blastosamítica. En una matriz escasa de cuarzo y micas, esquistosa, destacan cristales residuales de cuarzo con inclusiones de apatito y plagioclasas macladas con los planos deformados.

Los cantos de leucogranito presentan una textura granuda gráfica constituida por plagioclasas prismáticas macladas y microclina maclada en enrejado con crecimientos gráficos.

En Ares, su estudio indicó que los cantos son de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de roca en una matriz de grano fino cuarzosa y esquistosa.

Hacemos ver que la presencia de los cantos de granito pueden indicar la posibilidad de una edad paleozoica de la serie.

2.2.4 La serie de Ordenes al Oeste de La Coruña

Al Oeste de La Coruña (Pta. Langosteira) afloran unos esquistos que macroscópicamente tienen ciertas semejanzas con los tramos superiores de Ordenes (tamaño de grano fino, biotitas orientadas) y también alguna diferencia: gran abundancia de sílice (cuarzo en venillas).

Microscópicamente los esquistos presentan algunas diferencias:

Mayor contenido en plagioclasa. Esta es de grano medio con inclusiones de cuarzo, muy zonadas (en serie de Ordenes, al Este, lo está menos). Cambia también el tipo de macla, aquí es más compleja.

La biotita es más escasa. El granate semejante. El área madre parece más próxima.

En general vemos que presentan caracteres menos evolucionados a partir de la roca madre que al Este.

Por último, y también al Oeste de La Coruña, tenemos unas bandas de metagrauvascas con aspecto glandular, cuyos contactos son: El Oeste, los ortoneises más occidentales de Pta. Langosteira, y el Este, los esquistos anteriormente descritos (2.2.4). Están caracterizadas por grandes cristales de feldespato en una matriz esquistosa y oscura de aspecto general verdoso. Es frecuente la presencia en estas bandas de filoncillos de cuarzo (5-20 cm.) muy replegados con ejes de inmersión fuertes.

La textura es cataclástica. La plagioclasa se presenta en fenocristales, algo zonada. El cuarzo está en menor proporción. Las microfracturas están rellenas de cristales fragmentados de plagioclasa con cuarzo. La matriz aparece muy granulada y esquistosada debido a la biotita. Esta última (muy abundante) se ve crenulada. Los minerales accesorios que encontramos son: granate, apatito, circón y opacos.

El área madre original de estas rocas debe ser granítica y no muy lejana.

Las anfibolitas aquí presentes, así como las de los esquistos son de tipo metagabro.

2.2.5 Conclusiones sobre la serie de Ordenes

La serie es eminentemente detrítica y de gran potencia, con granulometrías de tamaño medio y fino caracterizadas por varios tipos de estructuras de carga.

La composición es de tipo grauvasca-subgrauvasca y pelítica, en la que los cuarzos son angulosos y las plagioclasas no están alteradas.

Presenta ritmicidad con «gradded-bedding» muy desarrollado. Esta ritmicidad es simétrica, pues los espesores se mantienen constantes y esto indicaría que la velocidad de sedimentación en cada ritmo es idéntica. Los ritmos se deben a subsidencias de modo intermitente (causas diastóricas: cuenca afectada por subsidencia, área fuente por elevación). Las corrientes que les dan origen son por tracción y suspensión rítmica, que en unas épocas erosionan y en otras sedimentan.

No se ve estratificación cruzada.

Los sedimentos se depositaron en la zona batial (en el porcentaje granulometría media/granulometría fina predominan los últimos).

Por lo menos en algunos momentos de la sedimentación, el carácter del medio ambiente de la cuenca es reductor, debido a la presencia de niveles grafitosos y materiales negros (opacos) alóctonos.

Teniendo en cuenta todas las características reseñadas vemos que la serie de Ordenes es una facies flysch.

Es de destacar que al Oeste de La Coruña (Pta. Langosteira), los materiales depositados tienen características peculiares, ya descritas en el apartado 2.2.4.

Por último, toda la serie está metamorfozada.

2.3 CUATERNARIO (Q, QCI-P, QFI, QD)

No alcanza mucho desarrollo en la presente Hoja y queda limitado a la presencia de algún manto detrítico y también a la de ciertos depósitos arenoso-limosos en las desembocaduras de los ríos.

Los mantos detríticos, en unos casos están formados por cantos gruesos de aristas retocadas y en otros por coluviones «in situ» de cantos (varios centímetros), con algunos lentejones de arenas y arcillas sin desgaste que fueron clasificados como formas de regresión (NONN, H., 1967).

Es de notar la presencia de alguna terraza (± 60 m.) atribuida por el autor anteriormente citado al período interglacial GUNZ-MINDEL.

La morfología costera se caracteriza por costas de acantilados relativamente bajos (20-30 m.), con playas de arenas claras y finas, a veces de dimensiones regulares, como las de Ares, Miño y Riazor. En algunos casos observamos dunas costeras de pequeñas dimensiones ya fijadas por la vegetación.

3 PETROLOGIA

3.1 METAMORFISMO

Paragénesis minerales:

Cuarzo-moscovita-clorita.

Cuarzo-moscovita-clorita-biotita.

Cuarzo-moscovita-biotita.

Cuarzo-moscovita-biotita-granate.

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.

Cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita.

El metamorfismo regional de la Hoja de La Coruña corresponde a la facies de esquistos verdes. Constituye a modo de un sinclinal metamórfico (Fig. 1) en el que el metamorfismo progresa hacia los extremos de la Hoja. El aumento hacia el Este se corrobora en la Hoja de Puente deume.

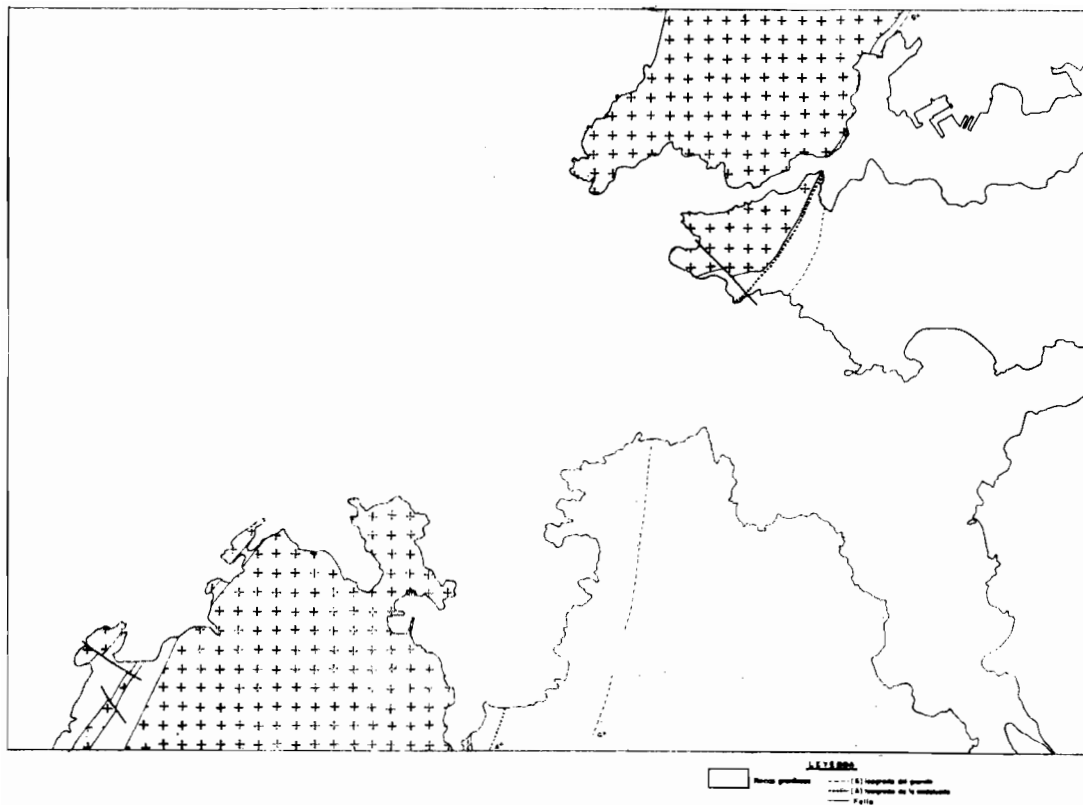


Fig. 1.—Desarrollo de las isogradas de la Hoja de La Coruña

La clorita parece que se desarrolla concordante con la esquistosidad y estrechamente relacionada con la moscovita.

La biotita se desarrolla en dos etapas:

- 1.ª Constituye blastos de tamaño medio, con lineaciones internas transversas a la esquistosidad dominante (fase 2), en ocasiones aplastadas y rotas por ella (micas en tejado). Presentan una orientación grosera entre ellas. Deben estar constituidas en la interfase 1-2.
- 2.ª Biotitas de menor desarrollo, incipientes y concordantes con la segunda esquistosidad (fase 2), por lo que les atribuimos su formación en la sinfase 2.

El granate siempre es xenomorfo de tamaño reducido y de aspecto esponjoso, con numerosas inclusiones de cuarzo, asociado a la biotita deformada por la esquistosidad (biotita primera).

La andalucita es muy escasa; se desarrolla en blastos claramente post-fase 2, y la mayor parte de las veces aparece alterada a sericita. Especialmente está localizada cerca de las granodioritas, por lo que no descartamos la influencia de las mismas en su formación; sin embargo, andalucitas semejantes se encontraron en la Hoja de Puente deume sin ninguna relación con los granitos.

Desarrollo del metamorfismo

El metamorfismo es de bajo grado (epizona) de tipo polifásico, en el que se desarrolla una blastesis de biotita y granate prefase 2 (posiblemente interfase 1-2), posteriormente y menos espectacular se desarrollan biotitas sinfase 2.

Dado que la variación de minerales en el metamorfismo es aquí muy pequeña no es posible determinar las características del mismo de manera precisa, pero la existencia de granate en facies de bajo grado y de andalucita indica un metamorfismo posiblemente de tipo de presión intermedia y temperaturas moderadas.

3.2 ROCAS PLUTONICAS

3.2.1 Rocas graníticas (s. I.)

Están al Oeste de la Hoja. Su borde Este es la serie de Ordenes. El borde Oeste es tectónico, con unos materiales esquistosos que suponemos son también la serie de Ordenes. Forman una gran franja de dirección NNE.-SSO., que en La Coruña tiene unos 8 Km. de anchura y en El Ferrol 6, y que se adelgaza al Norte y Sur, respectivamente. Regionalmente esta franja es concordante a la dirección de las estructuras. Morfológicamente y dentro de la Hoja ocupan las zonas de mayor relieve. A su vez los valles son más o menos pro-

fundos y rectilíneos, influenciados sin duda tectónicamente por fallas de desgarre horizontal.

Los clasificamos en cuatro tipos. Esta clasificación está basada en criterios de edad (emplazamiento) y deformación:

Pre a sinfase 1: Ortoneises.

Interfase 1-2 a tardifase 2: Granodioritas precoces y leucogranitos.

Postfase 2: Granodioritas tardías.

3.2.1.1 *Ortoneises* (${}^b_{nc}\Upsilon^1$)

Afloran en Pta. Langosteira (La Coruña) al Oeste de la Hoja, en bandas alargadas de dirección NNE.-SSO., en contacto neto con los esquistos de la serie Ordenes.

El contacto de los ortonseises con las rocas sedimentarias metamorizadas es paralelo a la primera esquistosidad y replegado por la segunda. Este granito aparece como un sill.

Macroscópicamente son rocas de grano grueso con los feldespatos y cuarzos estirados y con las biotitas orientadas.

Se les aprecia claramente tres deformaciones: La primera deformación (fase 1) está claramente marcada por el estiramiento de los cristales de cuarzo y feldespato. La segunda deformación (fase 2), por una esquistosidad que corta la lineación del anterior estiramiento. La tercera deformación (fase 3) se manifiesta también por una esquistosidad, pero con menor ángulo de buzamiento que la anterior.

La textura es milonítica. El cuarzo está muy triturado, recristalizado y de aspecto fluidal. Las plagioclasas aparecen macladas, a veces deformadas y muy suavemente zonadas. Los feldespatos potásicos son fenocristales de varios milímetros de longitud con macla de Karlsbad y albíta-periclina, xenomorfo y con pertitas. La biotita y la moscovita están orientadas. Accesorios son: apatito, zircón, rutilo y opacos.

En resumen, se trata de rocas graníticas intruidas en forma de sills (intrusión prehercínica) que sufrieron una deformación mecánica muy intensa (deformación hercínica).

3.2.1.2 *Granodiorita precoz* ($x\Upsilon\tau^2$)

Afloran en La Coruña. El tipo de contacto con la roca encajante es el siguiente: Al Oeste es tectónico con esquistos (aquí aparecen con varios filones deformados de pegmatita: facies de borde). Al Este intrusivo con la serie de Ordenes.

Es de grano grueso, de tonalidades grisáceas cuando está fresca o rosada cuando está alterada. Se observan grandes megacristales de feldespato (hasta 6 cm. de longitud) casi siempre maclados.

Está deformada tectónicamente por la fase 2. La esquistosidad moldea claramente los megacristales de feldespato. Con la lupa se observan biotitas replegadas en algunas ocasiones.

Los fenocristales de feldespato potásico (microclina), xenomorfos, periticos, con macla de Karlsbad, de bordes irregulares. A veces incluyen plagioclasas.

El cuarzo aparece en agregados. Los bordes suelen estar suturados. A veces rellena fracturas de los feldespatos y otras está incluido en ellos. El grado de deformación es variable.

La plagioclasa aparece casi siempre maclada, a veces zonada, con anti-perititas y mirmequititas.

La biotita, en agregados, flexionada sin orientar. Como accesorios se encuentran: moscovita, apatito, zircón, epidota y opacos.

3.2.1.3 *Leucogranitos* ($x\gamma_{bm}^2$)

Regionalmente aparecen en el borde Oeste de la granodiorita precoz y dispuestos de forma longitudinal.

Son de grano fino y aspecto blanquecino, que en unas ocasiones están deformados (suelen estarlo hacia el Oeste) y en otras no. Cuando lo están, se aplastan ligeramente los feldespatos y se les ve una cierta orientación.

Su expresión cartográfica parece indicar que se disponen horizontalmente sobre la granodiorita precoz. Es de reseñar que en algunos casos se vieron filones de leucogranitos intruir la granodiorita.

La textura es granuda de grano fino. El feldespato potásico en cristales xenomorfos es microclina y está en menor proporción que la plagioclasa. Esta, generalmente más idiomorfa, en cristales tabulares con maclas polisintéticas. El cuarzo, en agregados heterogranulares, recristalizado cuando hay deformación. En este caso la moscovita está orientada.

Características notables son: tamaño de grano muy fino y la ausencia de la biotita.

3.2.1.4 *Granodioritas tardías* (${}_1\gamma_n^2$)

Su emplazamiento es en forma de intrusión cilíndrica.

En Cervás (Mugardos), el contacto con la serie de Ordenes es claramente intrusivo y discordante. Al surgir provocó en los esquistos un intenso replegamiento con pliegues cuyos ejes son fuertemente buzantes. Es frecuente ver en esta zona xenolitos de esquistos en la granodiorita que se atribuyen a fenómenos de hundimientos locales de la bóveda («Piecemeal Stopping»).

Descripción macroscópica:

La granodiorita es de grano medio-grueso, tiene megacristales de feldespato con unas orientaciones de flujo que en los bordes de la intrusión son

más o menos buzantes y que en la bóveda se horizontalizan. En el N. (El Ferrol y Mugardos) tienen abundantes enclaves de rocas más básicas (pórfidos tonalíticos), aplastados probablemente por el flujo y con una dirección que coincide más o menos con la regional. También observamos alguna diferenciación con un tamaño de grano más fino.

En el Sur (La Coruña) van acompañadas de un cortejo filoniano microporfídico, pero no se ven enclaves.

En general están muy afectadas por las deformaciones tardihercínicas (decrochements).

Microscópicamente se caracterizan por tener una textura granuda, a veces deformada, grano grueso, heterogranular.

El feldespato potásico constituye cristales tabulares de varios milímetros de longitud. Es microclina con macla Karlsbad muy frecuente, y a veces albíta-periclina en manchas, perfitica. Posiblemente se trate de antiguas ortosas. Incluye pequeños cristallitos de plagioclasa, cuarzo y biotita.

La plagioclasa en cristales subautomorfos suele estar maclada y presenta zonado variable. Contiene a veces inclusiones ordenadas de moscovita. Se observan mirmequitas en los bordes con microclina y algunas antiperfitas.

El cuarzo, en agregados intersticiales de los feldespatos.

En ocasiones hay manifiesta deformación mecánica, observable microscópicamente por la granulación del cuarzo, fracturas de los feldespatos y flexión de las micas (biotita y moscovita que en estos casos suelen estar orientadas).

Como accesorios hay apatito, zircón y opacos.

Es de destacar siempre la presencia de moscovita en proporción variable, pero generalmente importante, probablemente originada en un proceso de reajuste a baja temperatura en la granodiorita.

3.2.2 Rocas filonianas postectónicas

Agrupamos aquí a una serie de filones posthercánicos que cortan normalmente a las estructuras y cuya característica esencial es la falta de deformación.

3.2.2.1 Diques ácidos, cuarzo (q) y pórfidos graníticos (FO)

- a) Cuarzo. La presencia de filones de cuarzo es escasa. Sólo observamos uno de poca potencia en las proximidades de Redes.
- b) Pórfido granítico. Son frecuentes en el Este de la Hoja (Boebre) y en la granodiorita tardía de La Coruña. En el primer caso (Boebre), siguiendo una dirección predominante ENE.-OSO., aunque también suelen ir N.-S. interestratificados.

En el segundo caso, la dirección aproximada es NE-SO. La potencia oscila de 1 a 15 m.

Son rocas de aspecto granudo y tonos amarillo-verdosos.

La textura es porfídica, con fenocristales idiomorfos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. Estas últimas tienen maclas imperfectas, sin zonar, y suelen estar rodeadas por una corona de feldespato potásico en una matriz de feldespato potásico y plagioclasa. La moscovita suele aparecer en placas grandes.

3.2.2.2 *Diques básicos. Diabasas o dolerita* (ϵ^b ϵ^3)

De escasa potencia, fueron vistos en Carnoedo, Boebre y Redes.

Son rocas de grano fino, con cristales de feldespato de 2 ó 3 mm., que brillan en diversos planos.

Tienen textura diabásica, a veces algo porfídica.

La plagioclasa está generalmente como prismas alargados entrecruzados y zonados, algunos curvados, en cuyos huecos hay piroxenos y menos frecuentemente granos de olivino. También hay plagioclasas en fenocristales xenomorfos coincidiendo con la mesostasis y en agregados glomerulares con piroxenos y opacos.

Hay cuarzo y opacos con accesorios.

4 TECTONICA

La zona estudiada ha sido afectada por una tectónica polifásica de edad hercínica.

Esta edad se determinó por comparación con las zonas más externas del geosinclinal paleozoico y también (para la fase 2) por datación radiométrica de los granitos de Guitiriz y Forgoselos.

Para la primera fase esta edad es Namuriense-Westfaliense B (DE SITTER, L. U., 1965), Westfaliense B (WAGNER, R., 1965), y para la segunda fase, Estefaniense (DE SITTER, L. U.), Estefaniense B (WAGNER, R., op. c.), Intrawestfaliense (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, I., 1970).

Al corresponder la Hoja en cuestión a las zonas internas suponemos que las edades de las fases de deformación (y por lo menos la primera fase) sean anteriores a las de las zonas externas.

Primera fase de deformación hercínica

Se caracteriza, desde el punto de vista megascópico, por la presencia de un gran pliegue tumbado de unos 5 km. de flanco invertido (por lo menos inicialmente).

Microscópicamente por una esquistosidad de flujo de tipo epizonal, la mayor parte del tiempo borrada por la esquistosidad S_2 (de fase 2).

Es de destacar la casi ausencia de pliegues de escala métrica, solamente vistos en un punto (Pta. Miranda) (Fig. 2).

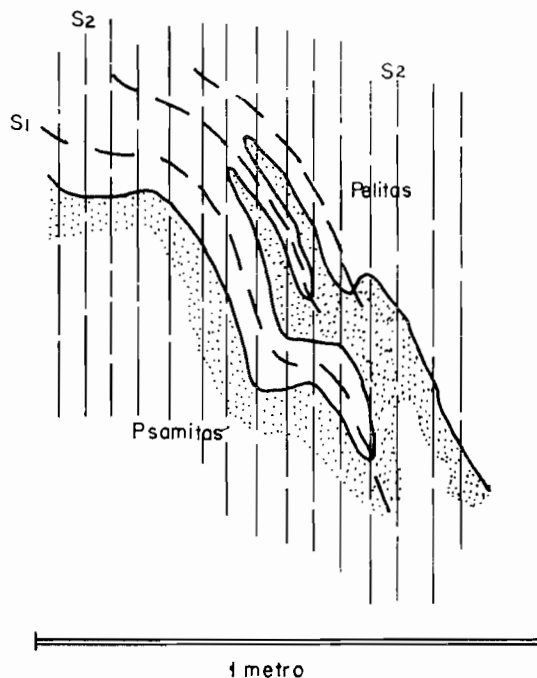


Fig. 2.—Esquema del pliegue de escala métrica de la primera fase de deformación visto en Punta Miranda (Ares).

La dirección del gran pliegue tumbado es aproximadamente N.-S. (aunque difícil de determinar exactamente por el intenso replegamiento a que fue sometido por la fase 2), con un ligero buzamiento axial hacia el Norte.

Segunda fase de deformación hercínica

Esta fase da pliegues cilíndricos regulares de dirección N.-S. a N. 10° E. (la cual es aproximadamente homoaxial de la primera fase) y buzamiento axial marcado hacia el N. (10-30°).

Las características de esta fase son las de replegar las estructuras de la fase 1 (pliegues y esquistosidades). Estos replegamientos son más intensos donde las temperaturas son más elevadas.

La escala de los pliegues es muy variable, desde 10 cm. a 1 km.

Al ser la profundidad de observación muy pequeña (acantilados de 20-30 m. de talud), hay que determinar la geometría de conjunto por las relaciones estratificación-esquistosidad y por la vergencia aparente de los micropliegues acompañantes de esta segunda fase. Por otra parte, estas deducciones adquieren gran complejidad en razón de la inversión de la serie en la primera fase (los criterios microtectónicos no pueden ser utilizados para determinar la polaridad sedimentológica, como en el caso de una fase única).

La esquistosidad de esta segunda fase es de tipo «strain-slip» en zonas poco metamorfizadas (zona de la clorita) y de flujo a partir de la zona de la biotita. En las anfibolitas esta esquistosidad da anfíbol de neoformación.

Tercera fase de deformación hercínica

Muy local, se desarrolla con pliegues de escala decimétrica de tipo «kink-bands» con planos axiales subhorizontales, o bien ligeramente buzantes (aprox. 20°). Es claramente posterior a la fase 2.

Deformaciones póstumas hercínicas

Manifestadas claramente por fallas de desgarre (décrochements) dextróginas de dirección E.-O. a ESE.-ONO., con desplazamientos pequeños, de 100 m. a 1 km., que corresponden a una compresión tardihercínica de dirección NO.-SE.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales sedimentarios que afloran en la Hoja son los de la serie de Ordenes, de facies flysch, erosionados y depositados en zonas no muy lejanas del área madre probablemente durante los movimientos epirogénicos de edad Cadomiense tardía que elevarían algunas zonas del geosinclinal y que implicarían un gran aporte de detríticos y una sedimentación rápida.

Poco después tendría lugar la intrusión de algunos diques ígneos que al metamorfizarse darán anfibolitas.

Posteriormente hay una intrusión granítica en forma de sills al oeste de la Hoja: Ortoneis de Pta. Langosteira, que aparece concordante con la estratificación.

Probable accidente tectónico de dirección NE.-SO., que favorecería más tarde el emplazamiento de los granitos (son muy longitudinales) y que puede estar relacionado con la primera fase del plegamiento hercínico.

Primera fase del plegamiento hercínico:

Que afectó a la región de forma considerable y que se manifiesta sobre todo en la serie de Ordenes por un gran pliegue tumbado (demostrado claramente por la inversión de los estratos) con vergencia al E. y plano axial subhorizontal, acompañado por una esquistosidad de flujo epizona.

Al mismo tiempo comienza la etapa metamórfica de bajo grado (epizona), con desarrollo de clorita que continúa en la interfase con desarrollo de grandes biotitas y granates. La intensidad del metamorfismo parece decrecer entonces y la fase 2 da lugar a biotitas mucho menos desarrolladas.

Intrusión de la granodiorita precoz.

Ligeramente previo a la segunda fase y hasta sus postrimerías se emplaça un granito leucocrático (leucogranito) afectado en algunas zonas por la segunda fase y en otras poco o nada deformado.

Segunda fase de deformación hercínica:

Muy desarrollada en toda la Hoja, de pliegues subisoclinales subverticales con ligera vergencia al E., que repliegan las estructuras de la fase anterior. Esta fase (2.ª) desarrolla una esquistosidad muy neta, que es uno de los rasgos tectónicos más evidentes en la serie.

Después de esta fase tiene lugar la intrusión de las granodioritas tardías de El Ferrol y de La Coruña, que en algunos casos presentan cierta deformación en los bordes, probablemente debida a efectos de emplazamiento. Las consideramos postfase 2 y no postfase 3, porque no las observamos afectadas por esta última fase.

Tercera fase de deformación hercínica:

Mucho menos importante que las anteriores, se manifiesta aquí con pliegues decimétricos de plano axial subhorizontal que en algunas ocasiones dan esquistosidades subhorizontales.

Finalmente deformaciones póstumas hercínicas desarrollan «*décrochements*» dextrógiros.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

Desde el punto de vista del aprovechamiento minero, la región estudiada es pobre en recursos. Sólo tiene interés la explotación de grandes canteras en las granodioritas, en las que la extracción de los materiales se ve favorecida por la gran tectonización que presentan. Los usos a que van destinados suelen ser la construcción, firmes de carretera, etc.

Pudiera reportar cierto interés un estudio detallado de los filones pegmáticos situados en el borde O. de la Hoja (O. de Rañobre), sobre todo por el valor industrial del feldespató.

7 BIBLIOGRAFÍA

- CAPDEVILA, R. (1965).—«La geologie du precambrien et du paleozoique dans la region de Lugo». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, pp. 157-174, vol. 80.
- (1969).—«Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord. Orientale (NW de l'Espagne)». *Université de Montpellier, Thèse doctoral*, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les differents types de granites hercyniens et leur distribution NW. de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- DEN TEX, E. (1968).—«Aperçu petrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1970).—«Subdivision des roches granitiques dans le NW. peninsulaire». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 36, pp. 131-134.
- (1970).—«Sesion de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest peninsulaire». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de correlation de quelques granites hercyniens de Galice et du N. Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 128-130.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalin unit: a new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW. Spain)». *Koninkl. Nederl. Akademie van wetenschappen*, Amsterdam, Reprinted from proceedings, Serie B, 74, n.º 4.
- MATTE P. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice». *Thèse doctoral, Lab. Geol. de la Fac. de Sciences Grenoble*, vol. 44, pp. 1-123.
- NONN, H. (1967).—«Representación de algunos depósitos superficiales en el occidente de Galicia». *Not. y Com. del IGME*, t. 95, pp. 89-105.
- OEN ING, SOEN (1970).—«Granite intrusion folding and metamorphism in central Northern Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, pp. 157-184, fas. 2, t. 81.
- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa Mapa Geológico parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse Geologische Mededelingen*, III, núm. 2, fas. 21, pp. 469-484.
- PARGA, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Geol. del Olló de Sapo, formación porfiróide antesiluriana del NO.». *Not. y Com. del IGME*, t. 76, pp. 119-154.
- PETTIJOHN, F. J. (1957).—«Rocas sedimentarias». Editorial Universitaria de Buenos Aires.

- VARIOS AUTORES (1971).—«Síntesis de la cartografía existente de la provincia de Lugo». *Mapa Geol. de Esp. 1:200.000, IGME*, núm. 8.
- WINKLER, H. G. F.—«Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a Classification based on Isograds in». *Common Rocks. N. Jb. M. Miner. Mh. Jg.*, 1970, I-I, 5, pp. 189-248.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA